

Univerzita Karlova
Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geografie
Studijní obor: Geografie a kartografie



Anna Jandová

**Dispersal trains Severoamerického ledovcového komplexu a jejich
vztah ke konfiguraci zalednění**

Configurations of the North American Ice Sheet Complex reflected in
sediment dispersal trains

Bakalářská práce

Vedoucí práce: Mgr. Martin Margold, Ph.D.

Praha, 2023

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem předloženou diplomovou prací zpracovala samostatně a že jsem uvedla všechnu použitou literaturu a informační zdroje. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze dne 31. 7. 2023

.....

Anna Jandová

Poděkování

Ráda bych poděkovala svému vedoucímu práce Mgr. Martinu Margoldovi, Ph.D. za odborné rady, kritické připomínky, věnovaný čas a trpělivost. Dále děkuji své rodině za podporu během studia.

Zadání bakalářské práce

Téma práce

Dispersal trains Severoamerického ledovcového komplexu a jejich vztah ke konfiguraci zalednění

Cíle práce

Cílem této práce je porovnat směr rozšíření ledovcových dispersal trains s odhady směru toku ledu v rámci Severoamerického ledovcového komplexu a analyzovat možné vlivy na směr rozšíření dispersal trains (resp. co jejich směr může vypovídat o konfiguracích zalednění). Dvě základní hypotézy jsou, že (1) rozvlečení materiálu v dispersal train odpovídá poslednímu zalednění, které oblast daného dispersal train zasáhlo, nebo, (2) že směr rozvlečení materiálu v rámci dispersal train odpovídá směru nejdéle převládajícího proudění ledovce v rámci kvartérní glaciální historie dané oblasti.

Datum zadání: 9. 1. 2023

Jméno studenta: Anna Jandová

Podpis studenta:

Jméno vedoucího práce: Mgr. Martin Margold, Ph.D.

Podpis vedoucího práce:

Abstrakt

Ledovcové dispersal trains představují horninový materiál, který byl činností ledovce erodován ze zdrojové oblasti a rozvlečen jeho pohybem. Tato práce se snaží porovnat směr rozšíření těchto dispersal trains s odhady směru toku ledu v čase a analyzovat možné vlivy na směr rozšíření dispersal trains. Celkem bylo analyzováno 131 dispersal trains, které byly porovnány s 34 konfiguracemi zalednění Severoamerického ledovcového komplexu během období pozdní gauss (před 3,6-2,6 mil. let) a posledního (wisconsinského) glaciálu včetně následného ústupu zalednění (před 115-6 tis. lety). Předpoklad, že směr rozšíření dispersal trains odpovídá buď poslednímu zalednění, které je zasáhlo, nebo směru nejdéle převládajícího proudění ledovce, nelze dle výsledků analýzy potvrdit. Vyšší oporu ve výsledcích neměla ani varianta vlivu převládajícího směru proudění ledovce během posledního ledovcového maxima a následného ústupu zalednění.

Klíčová slova: glaciální sedimentologie, glaciální geomorfologie, kvartérní pevninské zalednění, Severoamerický ledovcový komplex

Abstract:

Glacial dispersal trains are trails of debris eroded from a distinctive bedrock source and transported downflow by a glacier. This thesis aims to compare the dispersal directions with the estimates of ice flow direction over time and to analyze possible influences on the dispersal patterns. A total of 131 dispersal trains were analyzed and compared with 34 configurations of the North American Ice Sheet Complex during the Late Gauss chron (3,6-2,6 Ma BP) and the Last Glacial Period (Wisconsinian glaciation), including the subsequent glacial retreat (115-6 ka BP). According to the results, the possible effect of the last glaciation that affected the dispersal trains or the direction of the prevailing ice flow on the direction of dispersal cannot be confirmed. There was no better evidence for any other assumption, such as the effect of the direction of the prevailing ice flow during the Last Glacial Maximum.

Keywords: glacial sedimentology, glacial geomorphology, sediment dispersal trains, Quaternary ice sheets, North American Ice Sheet Complex

Obsah

1. Úvod.....	8
1.1. Vymezení zájmové oblasti.....	8
2. Překlady místopisných názvů a odborných termínů	9
3. Fyzicko-geografická charakteristika.....	9
3.1. Geologická stavba	9
3.2. Geomorfologie.....	11
3.3. Klima.....	13
3.4. Biota	14
3.5. Vodstvo	16
3.6. Půdy	18
4. Pleistocénní zalednění Severní Ameriky	19
4.1. Mořská izotopová stadia	19
4.2. Rekonstrukce relativní chronologie dynamiky zalednění z geomorfologického záznamu: „flowsets“	19
4.3. Dlouhodobý vývoj zalednění severoamerického ledovcového komplexu.....	20
4.4. Konfigurace LIS během wisconsinského zalednění.....	22
4.4.1. Poslední (wisconsinský) glaciál.....	22
4.4.2. Konec interglaciálu sangamonian (cca před 115 tis. lety) až minimum MIS 5a (cca před 80 tis. lety).....	24
4.4.3. Nárůst mezi minimem MIS 5a a maximem MIS 4 (cca před 60 tis. lety)	24
4.4.4. Ústup mezi maximem MIS 4 a minimem MIS 3 (před 45 tis. lety)	25
4.4.5. Nárůst od minima MIS 3 (před 45 tis. lety) k LGM.....	25
4.4.6. LGM.....	26
4.4.7. Ústup LIS	29
5. Dispersal trains	30
6. Cíle práce	31
7. Metodika práce a data.....	31
7.1. Zdroje dat	32
7.2. Určení směru rozšíření dispersal trains	32
7.3. Určení směru toku ledovce	33
7.4. Analýza	34
8. Výsledky	34
8.1. Dispersal trains s nízkou četností shody s konfiguracemi zalednění.....	38
8.2. Vliv poslední konfigurace zalednění na směr dispersal trains.....	39

8.3.	Vliv nejdéle převládajícího směru toku ledovce na směr dispersal trains	39
8.4.	Skupiny dispersal trains, které se shodují se stejnými konfiguracemi zalednění	39
8.4.1.	Skupina dispersal trains v okolí keewatinského dómu.....	40
8.4.2.	Skupina dispersal trains v okolí labradorského dómu.....	41
8.4.3.	Skupina dispersal trains napříč LIS	42
8.5.	Dispersal trains s více směry rozšíření.....	43
9.	Diskuse.....	44
9.1.	Příčiny nízké četnosti shody některých dispersal trains	44
9.2.	Porovnání konfigurací zalednění	45
9.3.	Srovnání analýzy dispersal trains s více směry rozšíření s jinými studiemi.....	46
9.4.	Srovnání vlivu poslední konfigurace zalednění a nejdéle převládajícího proudění na směr dispersal trains	47
9.5.	Potenciální chyby během analýzy.....	48
10.	Závěr	50
11.	Zdroje.....	51
12.	Seznam obrázků, tabulek, grafů a příloh.....	58
12.1.	Seznam obrázků.....	58
12.2.	Seznam tabulek.....	58
12.3.	Seznam grafů.....	58
12.4.	Seznam příloh.....	59

1. Úvod

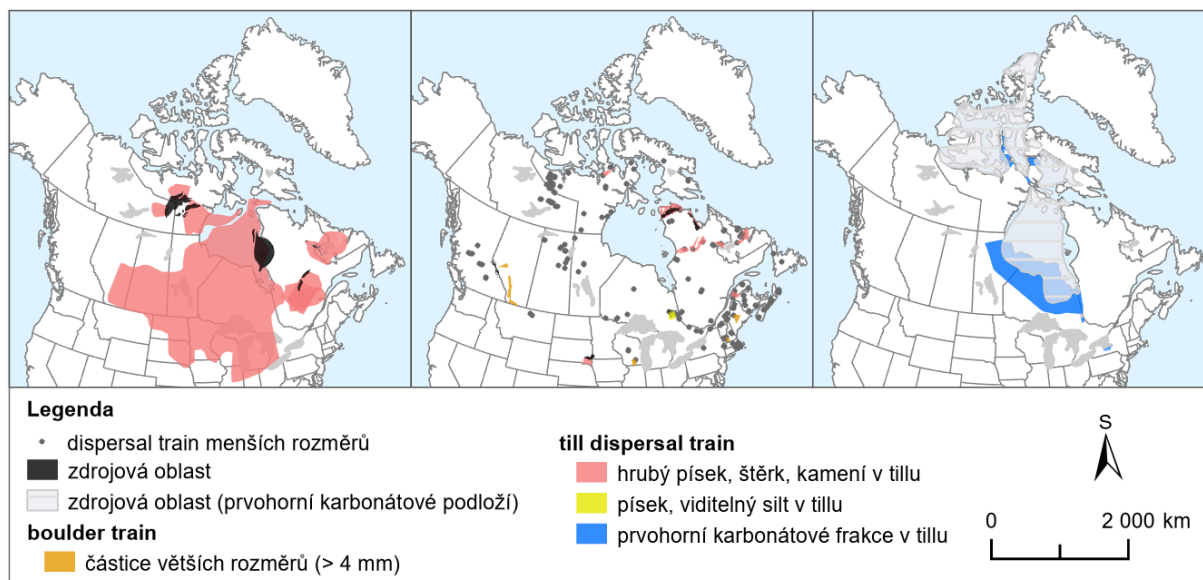
Velkou část Severní Ameriky ovlivnila rozsáhlá pleistocénní zalednění, v rámci jejichž vrcholných fází pokrývaly ledovcové štíty Severoamerického ledovcového komplexu celé území Kanady, severní státy USA a na severu byly propojeny s Grónským ledovcovým štítem (Batchelor a kol., 2019). Severoamerický ledovcový komplex během posledního ledovcového maxima (dále LGM – Last Glacial Maximum) pokrýval asi 15 470 000 km² (Dalton a kol., v recenzním řízení, dále „v rec. ř.“), což je o něco více než rozloha současného zalednění Antarktidy (13 924 000 km²) (Fretwell a kol., 2013). Rekonstrukce rozsahu zalednění Severní Ameriky a vnitřní konfigurace ledovců jsou dostupné především pro vrcholné období posledního (wisconsinského) glaciálu a následný ústup ledovce (Dyke a Prest, 1987; Margold a kol., 2018). Pro období starší období pak existují pouze rekonstrukce rozsahu zalednění, a to především během wisconsinského glaciálu (Batchelor a kol., 2019; Dalton a kol., 2022).

Napříč tímto regionem se vyskytují tzv. dispersal trains. Ty vznikají erozí horninového podloží a následným transportem erodovaného materiálu činností ledovce (Cummings a Russell, 2018). Vzhledem k měnící se konfiguraci a směru toku ledu během glaciálů je tak otázkou, co může ovlivnit směr rozšíření těchto dispersal trains.

Práce vyhodnocuje, během jakých období se směr rozšíření těchto dispersal trains shodoval s směrem toku ledu a snaží se vyhodnotit co mohlo jejich směr rozšíření ovlivnit.

1.1. Vymezení zájmové oblasti

Zájmová oblast je vymezena na základě rozsahu dispersal trains v přehledové práci Cummings a Russel (2018), protože tato práce je hlavním zdrojem použitých dat. Dispersal trains představují horninový materiál rozvlečený činností ledovce (více viz kapitola 5.). Zájmová oblast zabírá sever USA při hranici s Kanadou a téměř celé území Kanady s výjimkou provincie Yukon, severní části Britské Kolumbie, západní části Severozápadních teritorií a Kanadského arktického souostroví severně od Parryho průlivu (viz obr. 1).



Obrázek 1: Rozmístění dispersal trains. Data: Cummings a Russel, 2018, Natural Earth.

2. Překlady místopisných názvů a odborných termínů

Pokud existují, jsou v bakalářské práci použita česká exonyma místopisných názvů, v opačném případě je ponechán původní výraz v anglickém jazyce. V práci se vyskytují názvy Arktická nížina a Arctic Lowlands, které označují dva odlišné regiony. Arktická nížina představuje český ekvivalent pro Hudson Bay Lowlands – tedy nížinu v okolí Hudsonova zálivu. Arctic Lowlands označuje region, která je součástí Arktické oblasti, název byl ponechán v anglickém jazyce, aby nedošlo k jeho záměně s Arktickou nížinou.

Stejně tak jsou i použity české ekvivalenty odborných termínů, pokud existují. V opačném případě jsou opět použity původní výrazy v anglickém jazyce (viz např. dispersal trains, ice divide, swarm pattern...).

3. Fyzicko-geografická charakteristika

3.1. Geologická stavba

Zájmové území lze na základě podobnosti typu reliéfu a geologické struktury rozčlenit do několika morfologických jednotek: Kanadský štít, Kordillery, Vnitřní roviny, Arktická nížina, Arktická oblast, Appalačská vrchovina a nížina Velkých jezer a údolí řeky sv. Vavřince (Bone, 2002).

Nejstarší částí severoamerického kontinentu je prekambričský Kanadský štít, tvořený krystalickými a metamorfovanými horninami. V jeho západní části se nachází jedny z nejstarších hornin na Zemi, až 3,96 milionů let staré ruly (Orme, 2002). Kanadský štít zabírá

okolí Hudsonova zálivu, výraznou část východní Kanady a Kanadského arktického souostroví a na jihu dosahuje až k Velkým jezerům. Kanadský štít je součástí Severoamerického kratonu, který tvoří jádro Severoamerické litosférické desky. Vedle štítu je Severoamerický kraton tvořen platformou, kde jsou prekambriické krystalické horniny překryty vrstvou prvohorních až druhohorních sedimentů. Jedná se o regiony Vnitřní roviny, nížina Velkých jezer a řeky sv. Vavřince, Arktická nížina a část Kanadského arktického souostroví (Bally a kol., 1989; Orme, 2002). Mocnost prvohorních sedimentů v Arktické nížině se pohybuje kolem 2 km, Vnitřní roviny jsou tvořeny vrstvou prvohorních až druhohorních sedimentů, které se ukládaly ve vnitřním mělkém moři. Vrstvy sedimentů zde dosahují mocnosti až 3-5 km. Např. v oblasti Saskatchewanu vrstva prvohorních sedimentů dosahuje až 3 km, vrstva druhohorních sedimentů je až 2 km mocná (Orme, 2002). Vzhledem k množství biologického materiálu, který se zde ukládal na přelomu prvohor a druhohor, se v oblasti Vnitřních rovin vyskytují významná naleziště ropy a zemního plynu (Bone, 2002).

Severoamerický kraton lemují pásemná vrásová horstva. Na jihovýchodním okraji leží Appalačské pohoří, jehož severní část se nachází na okraji Kanadského štítu, více na jih pak sousedí s Vnitřními rovinami. K formování těchto horstev došlo opakovaným vrásněním, z nichž nejvýznamnější byly takonské (před 440-480 miliony let), akadské (před 360-400 miliony let) a alleghenské (před 260-330 miliony let) (Orme, 2002). Takonské vrásnění bylo vyvolané subdukcí desky oceánu Iapetus pod Laurentinskou desku. Se zavíráním oceánu Iapetus a kolizí Laurentinské desky s mikrokontinentem Avalonie je spojováno akadské vrásnění. Následné uzavření oceánu a vznik kontinentu Pangea provázelo alleghenské vrásnění (Bally a kol., 1989; Orme, 2002). Do zájmového území spadá pouze severní, nižší část Appalačí – Severní Appalače, kam dosahovalo pleistocénní zalednění. Severní Appalače lze rozdělit na 5 pásem paralelních s pobřežím kontinentu a to Humber, které představuje okraj původního severoamerického kontinentu a následně pásma Dungane, Gander, Avalon a Meguma, které pravděpodobně vznikly akrecí teránů během uzavírání oceánu Iapetus (Williams, 1995).

S rozpadem kontinentu Pangea došlo k tepelným změnám v zemském plášti a uvolnění napětí v zemské kůře. Následné otevírání Labradorského moře tak se zpožděním vedlo k třetihorním výzdvihům severovýchodního okraje Kanadského štítu v oblasti Baffinova ostrova nebo Labradorského poloostrova, kde jsou výsledkem této orogeneze Torngatské hory (Orme, 2002).

Vrásno-zlomové pohoří Kordillery se nachází na okraji západně se pohybující Severoamerické desky v oblasti kolizní zóny s Pacifickou deskou. K hlavním horotvorným procesům, které daly vzniknout tomuto pohoří, došlo po rozpadu kontinentu Pangea, kdy došlo

k rozevírání Atlantského oceánu, Severoamerická litosférická deska se začala pohybovat na západ a nasouvat na východně se pohybující Pacifickou desku. Tyto události vrcholily laramiským vrásněním před 40-80 miliony lety (Bally a kol., 1989; Orme, 2002). Kordillery jsou tvořeny množstvím kontinentálních a oceánských teránů, což je příčinou jejich rozsahu až stovky km na západ od stabilního okraje severoamerického kratonu (Monger a Price, 2002; Orme, 2002). Oblast je podél pacifického pobřeží stále tektonicky aktivní (Monger a Price, 2002). Kanadské Kordillery se skládají z pěti geomorfologických pásů: Rocky mountain belt, Omineca, Intermontane, Coast Range a Insular belt. Horniny, které jsou staršího než druhohorního původu, na východ od Omineca belt jsou vzhledem k Severoamerickému kratonu alochtonního původu (Monger a kol., 1972).

3.2. Geomorfologie

Nejstarší horské systémy prekambriického stáří, které se vyskytovaly v oblasti Kanadského štítu jsou dnes pokleslé a zarovnané dlouhotrvající denudací. Zvlněný terén Kanadského štítu je tak mírně ukloněný k severovýchodu, kde díky třetihornímu výzdvihu (viz. předchozí kapitola) dosahuje nejvyšších nadmořských výšek, až 2491 m n. m. na Baffinově ostrově a 1652 m n. m. v Torngatský horách na poloostrově Labrador (Orme, 2002). Čtvrtohorní zalednění se zde projevilo vznikem množství jezerních pánví, morén, drumlinů, eskerů, a především na Baffinově ostrově i fjordů. Významná část regionu je pokryta permafrostem, výsledkem jeho přítomnosti jsou soliflukční procesy, vznik termokrasových jezer nebo polygonálních půd (Dyke a kol., 1989)

Vnitřní roviny jsou s výjimkou okrajových částí převážně rovinatého charakteru. Vedle silné vrstvy prvohorních a druhohorních sedimentů, zde pleistocénní pevninský ledovec po ústupu zanechal až 300 m silnou vrstvu sedimentů (Bone, 2002). Vedle zhlazení povrchu došlo činností ledovce k přetvoření říční sítě. Zatímco pre-glaciální údolí řek, která jsou dnes často vyplněna čtvrtohorními sedimenty, mířila především na severovýchod, údolí vzniklá činností ledovce směřují k východu (Vincent, 1989). Severní část vnitřních rovin byla významně formována periglaciálními procesy jako soliflukce nebo termokrasová činnost, jejímž důsledkem je např. zvlněný charakter terénu při pobřeží (Vincent, 1989).

Region nížiny Velkých jezer a řeky sv. Vavřince mezi Kanadským štítem a Appalačským pohořím byl ovlivněn především přítomností ledovce. Povrch je pokryt tenkou vrstvou ledovcových, lakustrinních a mořských sedimentů, neboť po ústupu ledovcového štítu se zde rozkládalo Champlainské moře, propojené s Atlantským oceánem, které zasahoval až k jezeru Ontario a údolí řeky Ottawa (Bone, 2002; Karrow a Occhietti, 1989). Samotný ledovec

zde pak zanechal četné rýhy, drumlinová pole, morény či eskery menších rozměrů (Karrow a Occhietti, 1989).

Arktickou oblast lze rozčlenit na tři části, z nichž se v zájmovém území nachází pouze Arctic lowlands. Charakteristický je výskyt permafrostu, který pokrývá celý region. Typické formy tohoto reliéfu, které zde vznikají jako důsledek činnosti mrazu, jsou např. strukturní půdy, thufury nebo pingos (Bone, 2002).

Arktická nížina obklopuje Hudsonův záliv a Jamesovu zátoku. Přestože je tvořena prvohorními sedimenty na stabilním prekambriickém podloží, lze ji považovat za nejmladší z regionů. Po ústupu Laurentinského ledovcového štítu došlo k propojení s Atlantským oceánem a na místě dnešního Hudsonova zálivu a Arktické nížiny se vyskytovalo Tyrrelské moře. Následně díky glaciizostatickému zdvihu došlo k výzdvihu zemské kůry, který pokračuje dodnes. Po ústupu Tyrrelského moře vznikla dnešní Arktická nížina (Bone, 2002).

Severní Appalače, starší prvohorní systém, jsou dnes vlivem dlouhotrvajícího poklesu a procesu denudace spíše zaoblené, zhlazené a zdaleka nedosahují takových výšek jako např. mladší Kordillery. Nižší údolí při pobřeží oceánu byla zatopena, na jejich místech tak vznikly zálivy, nebo estuáry (Bone, 2002).

Nejmladší a nejvyšší horský systém jsou Kordillery. Významný proces, který ovlivnil reliéf Kordiller, byl pozdně třetihorní vulkanismus. Vzhledem ke stále pokračujícímu pohybu desek zůstává oblast Britské Kolumbie, nebo severozápad Spojených států stále tektonicky aktivní včetně doprovázejících projevů vulkanismu (Bone, 2002; Orme, 2002). V chladných obdobích bez zalednění a raných obdobích glaciálů během pleistocénu ovlivnily reliéf periglaciální procesy jako soliflukce, kryoplanace nebo termokrasové procesy (Clague, 1989). Oblast Kordiller výrazně ovlivnilo kvartérní zalednění, a to jak horské, tak pevninské. Vlivem toho došlo ke vzniku k např. fjordů, eskerů, kamových teras, nebo v případě horského zalednění ostrých hřebenů, karů, ledovcových údolí apod. (Bone, 2002; Clague, 1989).

Vlivem glaciizostatického zdvihu došlo po ústupu pevninského zalednění k vyzdvihnutí některých částí zemské kůry: tyto projevy lze pozorovat především na severu a na východě Kanady. Izostatický zdvih je příčinou vzniku Arktické nížiny a jejího dalšího rozšiřování na úkor Hudsonova zálivu, za posledních 6 000 let byla tato oblast vyzdvihnuta až o 120 m (Adams a Clague, 1993; Orme, 2002). Dalším projevem je pak výzdvih a rozšiřování pevniny v části Arktické oblasti nebo ústup Champlainského moře a uklánění pánve Velkých jezer (Adams a Clague, 1993; Karrow a Occhietti, 1989).

3.3. Klima

Klimatické podmínky napříč zájmovým územím jsou, vzhledem k jeho rozlehlosti, velmi odlišné. Za hlavní faktory, které na ně mají vliv lze považovat zeměpisnou šířku, reliéf, všeobecnou cirkulaci atmosféry, vzdálenost od oceánu a oceánské proudy (Bone, 2002; Phillips, 1990).

Od zeměpisné šířky se odvíjí množství dopadajícího slunečního záření, insolace, které má vliv na teplotu. Zde lze pozorovat relativně výrazné rozdíly v míře insolace díky rozsahu území v severojižním směru (Bone, 2002).

S geografickou polohou pak souvisí i vzdálenost od oceánu a s ní související kontinentalita podnebí, která se napříč územím opět výrazně liší. Krom samotné vzdálenosti od oceánu má ovšem na míru kontinentality vliv i směr proudění vzduchu, nebo orografické překážky. Výraznou překážkou tohoto typu je pás Kordiller na západním pobřeží, který díky své orientaci kolmo na převládající směr proudění zabraňuje vlhkému oceánskému vzduchu při postupu do vnitrozemí. Většina srážek tak spadne na pobřeží a západních svazích a do vnitrozemí se dostane vzduch výrazně ochuzený o vlhkost (Phillips, 1990).

Rozlehlá vnitrozemská oblast Vnitřních rovin je vzhledem k absenci orografických překážek v severojižním směru otevřená k vpádům studeného Arktického vzduchu v zimě a horkého suchého vzduchu z jihu v létě. To má za následek vysoké teplotní amplitudy během roku (Phillips, 1990).

Hlavní proudění, která ovlivňují celou oblast, jsou proudění pacifického, tropického a arktického vzduchu (Lydolph, 1985). Během léta zmohtní a mají výrazný vliv tlaková výše Tichém oceánu, odkud postupuje k západnímu pobřeží pacifický maritimní vzduch mírných šířek, a tlaková výše v Atlantském oceánu (Azorská tlaková výše). Ze západní části azorské tlakové výše se šíří vlhký, tropický vzduch, který během léta proniká k oblasti Velkých jezer, odkud se pak postupně stáčí na východ. Představuje zdroj srážek během letního období pro oblast jihovýchodní Kanady a východu Spojených států (Lydolph, 1985; Phillips, 1990).

V zimním období zmohtní Aleutská tlaková níže, Islandská tlaková níže a Arktická tlaková výše. Na proudění z Tichého oceánu má vliv zmohtnělá Aleutská tlaková níže, odkud se vlhký vzduch šíří k západnímu pobřeží Severní Ameriky (Lydolph, 1985; Phillips, 1990). Z oblasti tlakové výše nad Arktidou a severozápadní Kanadou pak pochází proudění arktického vzduchu. Suchý, chladný vzduch odtud proniká na jihovýchod a postupně se stáčí k severovýchodu. V zimě je ovšem z jihu omezen silným pacifickým prouděním, které dosahuje až k východnímu pobřeží kontinentu. Proudění arktického vzduchu má výrazný vliv

na jaře, kdy se dostane až do vnitrozemí Spojených států a zároveň ovlivňuje výraznou část Kanady na východ od pásu Kordiller (Lydolph, 1985).

3.4. Biota

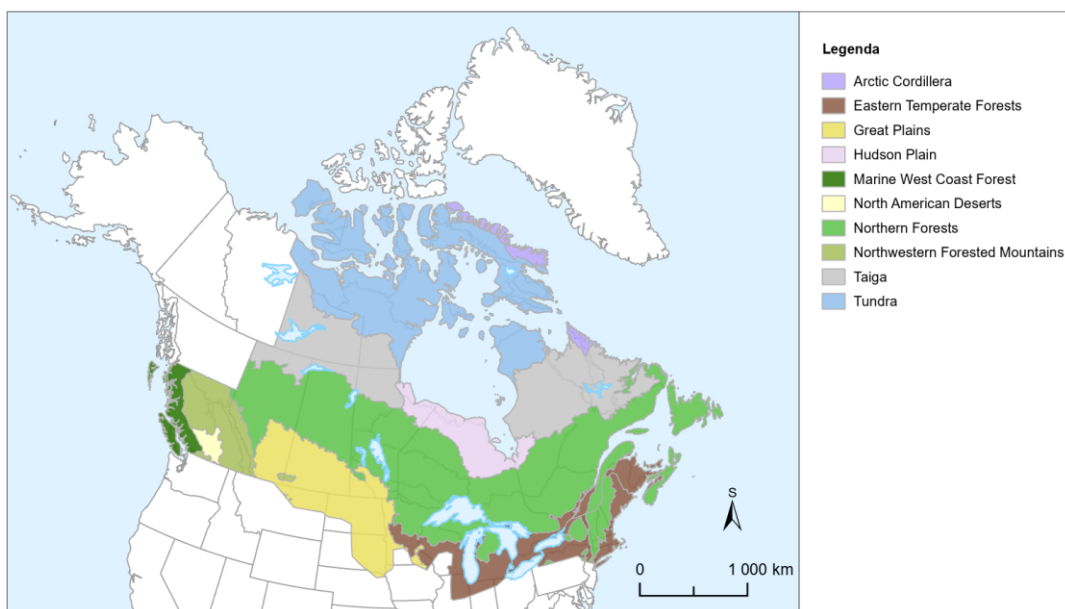
Dle typu převládající vegetace lze zájmovou oblast rozdělit do několika vegetačních regionů: tundra, tajga a boreální les (v Kanadě se jako tajga označuje severní část severského jehličnatého lesa, zatímco termín boreální les se používá pro jeho jižní část), pobřeží Tichého oceánu převážně s jehličnatými lesy mírného pásu, Kordillery s rozmanitými typy vegetace jako alpínská a subalpínská vegetace, boreální a temperátní lesy nebo lesostepi a stepi. Dalšími oblastmi jsou prairie, východní temperátní lesy a pobřeží Atlantského oceánu (Marsh, 1999). Přestože klasifikace vegetačních regionů se v zásadě shodují, lze se setkat s menšími odlišnostmi, například Bone (2002) v rámci tundry navíc vyčleňuje oblast polární pustiny, lesy na jihovýchodě dělí na smíšené a opadavé a vynechává region při pobřeží Atlantského oceánu.

Na základě kombinace s dalšími biotickými a abiotickými charakteristikami lze území Kanady (která zabírá většinu zájmového území) rozdělit na 15 přírodních (z toho 13 v rámci zájmového území), suchozemských oblastí, zvaných též ekozón. Toto dělení vychází z oficiální klasifikace Ecological Land Classification (ELC) kanadského statistického úřadu, která vytváří hierarchický systém dělení území na základě geologických, geomorfologických, vegetačních, klimatických, půdních a hydrologických charakteristik. Navíc bere v potaz i vliv lidské činnosti. Neobecnější jednotkou jsou právě ekozóny, které se dále člení na 53 ekoprovincí, 194 ekoregionů a 1027 ekodistriktů (Marsh, 1999; Statistics Canada, 2018). Názvy jednotlivých ekozón jsou ve většině případů kombinací názvu biomu a geomorfologické jednotky, v rámci nichž se daná ekozóna vyskytuje. Na severu v oblasti Arktidy, kde je převládajícím typem biomu tundra, se vyskytují ekozóny severní Arktida, arktická horská oblast a jižní Arktida. Směrem k jihu převážně v oblasti tajgy jsou ekozóny tajga Kordiller, tajga Vnitřních rovin, tajga Kanadského štítu a Arktická nížina při Hudsonském zálivu charakteristická výskytem mokřadů. Podobným způsobem se dělí i biom boreálního lesa, tedy mezi regiony Kordiller, Vnitřních rovin a Kanadského štítu. Na jihozápadě Kanady je pak dvojice tichomořská pobřežní ekozóna a horské pásmo Kordiller a na východě v oblasti regionu nížiny Velkých jezer a řeky sv. Vavřince je dvojice ekozón smíšené lesy planin a atlantské pobřeží. Poslední ekozónou jsou prairie (Marsh, 1999).

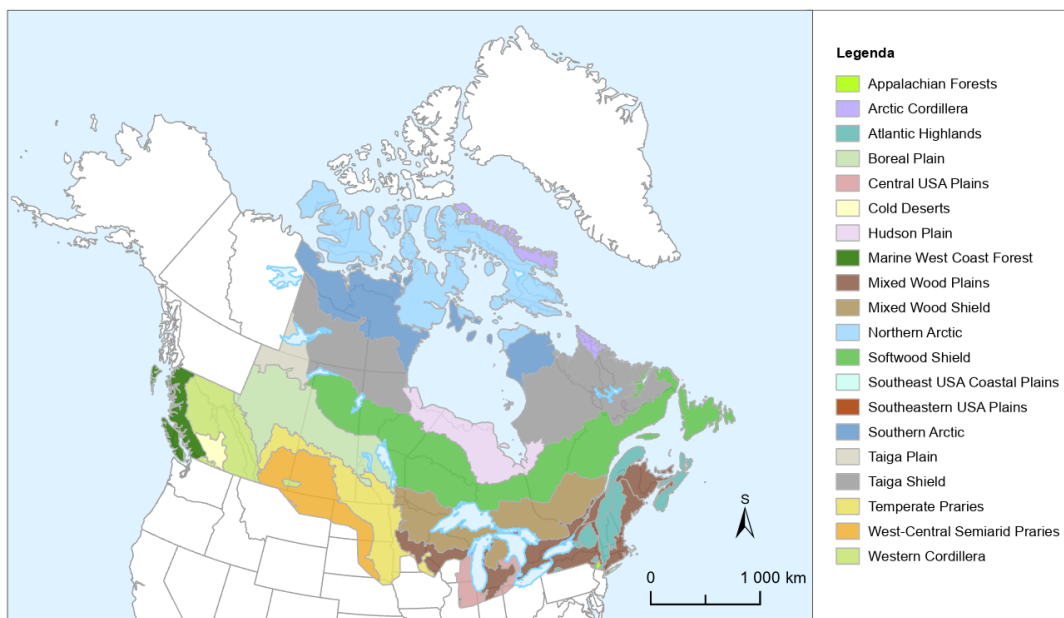
Podobným způsobem toto území dělí CEC (Commission for Environmental Cooperation), mezinárodní organizace vytvořená na základě Severoamerické dohody o spolupráci v oblasti životního prostředí (NAAEC) mezi Kanadou, USA a Mexikem. Vznikla

tak klasifikace, která na základě biotických a abiotických faktorů dělí území Severní Ameriky na suchozemské ekoregiony tří úrovní. Těmito faktory jsou poloha, klima, vegetace, hydrologie, reliéf, fauna a využití půdy. Zájmové území pokrývá 10 ekoregionů úrovně I (obr. 2), 20 ekoregionů úrovně II (obr. 3) a 62 ekoregionů úrovně III (CEC, 1997; Wiken a kol., 2011).

Dalším příkladem může být klasifikace Severní Ameriky dle Bailey (1998), založená na převládajících makroklimatických podmínkách a vegetaci, základem pro určování hranic je zde Köppen-Trewartha klasifikace klimatu. V rámci tohoto schématu lze zájmovou oblast rozdělit na 3 domény (polární, vlhká mírná a suchá), 8 divizí (zaledněná oblast, tundra, subarktická oblast, teplá kontinentální, horká kontinentální, přímořská oblast, prairie a temperátní step), v rámci nichž lze vyčlenit 5 horských oblastí a 23 provincií, z nichž 10 jsou horské oblasti. Hranice domén a divizí jsou odvozeny na základě tepelných a vlhkostních podmínek limitujících růst rostlin. Domény odpovídají oblastem podobných klimatických oblastí, jejich členění do divizí se odvíjí od sezónnosti srážek, míry sucha či chladu v dané oblasti apod. Následné členění do provincií pak odpovídá převládajícímu typu vegetace. Speciální označení navíc mají horské oblasti vyznačující se výraznou výškovou zonálností (Bailey, 1998).



Obrázek 2: Ekoregiony úrovně I dle klasifikace CEC. Data: Natural Earth, US EPA, 2022.



Obrázek 3: Ekoregiony úrovně II dle klasifikace CEC. Data: Natural Earth, US EPA, 2022.

3.5. Vodstvo

Ve sledovaném regionu se vyskytují tři hlavní úmoří, úmoří Tichého oceánu, Severního ledového oceánu a Atlantského oceánu. Nejvýraznější rozvodí tvoří horský hřeben Kordiller, který dělí řeky úmoří Tichého oceánu od Severního ledového a Atlantského oceánu (Government of Canada, 2013b). Na vývoj říční sítě zde mělo výrazný vliv čtvrtohorní zalednění, jehož vlivem došlo jejímu přetvoření, zatímco v nezaledněných oblastech mohla říční síť projít delším vývojem. Vodní toky zde lze rozdělit do 4 regionů především v závislosti na typu odtokového režimu, ale i klimatických poměrech apod., jedná se o arktickou oblast, severovýchodní a východo-centrální oblast, centrální oblast a západní Kordillery (Orme, 2002).

Řeky arktické oblasti zahrnují vodní toky v oblasti nízkého reliéfu Arctic lowlands, které jsou odvodňovány do Hudsonova zálivu nebo přímo do Severního ledového oceánu. Koryta řek jsou většinou aluviální, často se větví, meandrují a mění. Jarní tání sněhu má často za následek záplavy v nížinách, v některých místech dochází vlivem uvolnění velkého množství vody z ledovců ke katastrofickým záplavám tzv. jökulhlaup. Vodní toky mají převážně nivální režim s maximálním průtokem během léta (Orme, 2002). Mezi nejvýznamnější řeky regionu patří Liard, Peace, a Mackenzie, která je zároveň největší kanadskou řekou. Jejím zdrojem vodnosti jsou ledovcová jezera v této oblasti jako Velké Medvědí, Velké Otročí nebo Athabasca. Právě díky jezerům a rovinatému charakteru oblasti je její odtok relativně stabilní. Pro region je charakteristická přítomnost permafrostu, díky čemuž se v této oblasti vyskytuje řada mělkých, termokrasových jezer (Ayers, 2006; Marsh a Piper, 2006).

Severovýchodní a východo-centrální oblast zahrnuje Appalačské hory, pánev Velkých jezer, provincie při pobřeží Atlantského oceánu a zasahuje i do Kanadského štítu. Vodní toky spadají do úmoří Atlantského oceánu. Koryta vodních toků jsou velmi různorodá např. v závislosti na sklonitosti terénu. V hornatých oblastech se vyskytují přímé toky s výraznějším spádem, zatímco při pobřeží vodní toky výrazně meandrují a sedimenty tvoří řadu akumulacních tvarů (agradacní valy aj.), nivní sníženiny apod. Během posledních dvou století v řadě míst této oblasti došlo k nárůstu fluviální sedimentace, jako následek lidské činnosti – odlesňování za účelem tvorby zemědělské půdy. V severní části nastávají maxima průtoku během léta, v jižní během podzimu a zimy (Orme, 2002). V povodí významného toku této oblasti, řeky sv. Vavřince se vyskytuje systém Velkých jezer, který obsahuje 18 % světových sladkovodních zásob uložených v jezerech, což z něj dělá jeden z největších zdrojů sladké povrchové vody na světě (Government of Canada, 2013a). Mezi Velká jezera patří jezera Hořejší, Michiganské, Huronské, Erijské jezero a jezero Ontario. Právě díky vlivu Velkých jezer má řeka sv. Vavřince relativně vyrovnaný odtokový režim (Ayers, 2006).

Centrální oblast se rozkládá v regionu Vnitřních rovin a částečně i Kanadského štítu. Vodní toky jsou v Kanadě odvodňovány do Hudsonova zálivu, zatímco více na jih řekou Mississippi do Mexického zálivu (většina povodí řeky Mississippi již ovšem nespadá do zájmového území). Severní část regionu byla poznamenána opakujícím se postupem a ústupem pevninského ledovce, podél jižního okraje ledovce měly vliv přívalové povodně, jejichž zdrojem byla ledovcová jezera (Orme, 2002). Zároveň se zde vlivem zalednění vytvořily rozsáhle oblasti s řadou mělkých i hlubokých jezer, a mokřadů (Ayers, 2006). Horské zalednění Kordiller přispělo k modelaci střední a jižní části centrální oblasti. Významným faktorem pro vodnost řek je úbytek srážek od západu k východu. Řeky pramenící ve Skalisticích horách jsou perenního typu, zatímco řeky Vnitřních rovin mohou být perenního ale i efemerního. Podél okraje Kordiller dochází ke katastrofickým povodním. Vodní toky nabývají maximálního průtoku během jarních až letních maxim, zdrojem vodnosti je tání sněhu v horských oblastech, nebo letní srážky (Orme, 2002).

Region západních Kordiller se rozkládá od východního okraje Skalisticích hor až k pobřeží Tichého oceánu, do jehož úmoří spadá. Na říční síť má vliv rozmanitý, hornatý reliéf, utvářený do velké míry čtvrtohorním horským zaledněním. Oblast je stále tektonicky aktivní s častými svahovými pohyby jako jsou sesuvy nebo úlomkové proudy, vlivem toho se do říčních koryt dostává množství sedimentů. Koryta vodních toků v zaledněných oblastech jsou divočí, dále se zde vyskytují přímá koryta zařezaná v kaňonovitých údolích (Orme, 2002). Pro střední a východní kanadské Kordillery je hlavním zdrojem vodnosti tání sněhu, nejvyšší odtok nastává

od konce jara až do léta. Blíže k pobřeží v nižších nadmořských výškách převládá pluvialní odtokový režim, maximální odtok tak nastává na konci podzimu a začátkem zimy, během nejdeštivějších měsíců (Eaton a Moore, 2010). Na severu západních Kordiller může docházet k jökulhlaups, na jihovýchodě zase k přívalovým povodním, jejichž zdrojem jsou přívalové srážky. Mezi významné řeky regionu patří Columbia nebo Fraser (Ayers, 2006; Eaton a Moore, 2010, Orme, 2002).

Většina jezer zájmové oblasti je ledovcového původu. Na hranici Kanadského štítu a Vnitřních rovin se nachází pás největších z nich, která jsou zároveň největšími kanadskými jezery – Velké medvědí jezero, Velké otročí jezero, jezero Athabaska, Sobí jezero, Winnipežské jezero a Velká jezera (Boyce, 2006). Velká jezera jsou tektonicko-glaciálního původu, jsou vázána na tektonický prolom, nicméně během posledního glaciálu došlo k jejich přetvoření. S výjimkou Erijského jezera jde o kryptodeprese (Sly, 2006). Oproti jezerům Kanadského štítu jsou ta ve Vnitřních rovinách spíše mělká, biologicky produktivnější a rychleji se zaplňují sedimenty (Boyce, 2006).

V regionech Kanadského štítu nebo Arktické oblasti, kde se vyskytuje permafrost, jsou četná mělká termokrasová jezera, ta často bývají protáhlého tvaru, orientovaného dle převládajícího směru větrů (Boyce, 2006).

Lze se zde setkat i s dalšími typy jezer, jako jsou pobřežní jezera (především Atlantské pobřeží, pobřeží Hudsonova zálivu) nebo jezera říčního původu (např. v Arktické nížině, kde došlo k přetvoření říčních koryt vlivem izostatického zdvihu) (Boyce, 2006).

3.6. Půdy

Významnou část Kanady (oblast tundry) pokrývají kryosoly (mrazové půdy). Tyto typy půd se váží na oblast výskytu permafrostu, hlavní půdotvorný faktor představuje působení mrazu, to má za následek i promíchávání půdního materiálu (kryoturbace). Na tuto oblast na jihu navazují podzolové půdy. Vznikají v oblasti chladného, mírného klimatu na písčitéch matečních horninách procesem podzolizace. V jižní části Vnitřních rovin se vyskytují černozemě, úrodné půdy s humusovým horizontem. Vznikají černozemním procesem, kdy dochází hromadění humusu vlivem rozkladu organické hmoty. Vyskytují se v oblastech s nižším množstvím srážek. Pro region nížiny Velkých jezer a řeky sv. Vavřince jsou pak typické luvisoly. U těchto typů půd dochází k přesunu jílovitých částic prosakující vodou z horní části půdy do spodní (eluvie). A jsou tak pro ně typické eluviální a iluviální horizonty. Posledním významným regionem je oblast horských nevyvinutých půd v Kordillerách (Bone, 2002; Orme, 2002).

4. Pleistocénní zalednění Severní Ameriky

Tato kapitola popisuje vývoj zalednění Severní Ameriky během pleistocénu. Na jejím začátku jsou v krátkých oddílech vysvětleny stratigrafické a glaciálně geomorfologické principy a přístupy, které jsou nezbytné pro porozumění dalšímu textu kapitoly.

4.1. Mořská izotopová stadia

Klasickou stratigrafickou metodou pro rekonstrukce klimatu jsou hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ bentických foraminifer (dírkonožců) v hlubokomořských sedimentech. Tato metoda je založena na změně poměru izotopů ^{18}O a ^{16}O v oceánech, což se odvíjí od množství vody vázané v ledovcích (Calkin a Young, 2002). Izotopová stratigrafie může být odvozena i z ledovcových jader (záznam je oproti tomu z hlubokomořských sedimentů inverzní), v tom případě je záznam sice přesnější, ale zároveň časově omezenější (Rose a Menzies, 2002). Na základě výkyvů $\delta^{18}\text{O}$, které odráží klimatické oscilace (primárně pak objem vody vázané v ledovcích a teplotu světového oceánu), jsou definována tzv. Marine isotope stages (MIS) – Mořská izotopová stadia (nebo též Oxygen isotope stages, OIS, kyslíková izotopová stadia), které jsou obecně používaným systémem čtvrtohorní stratigrafie. Chladným obdobím, glaciálům a významným stadiálům, jsou přiřazena sudá čísla a teplejším obdobím, interglaciálům a interstadiálům, lichá čísla, a to vzestupně od současnosti do minulosti. Některá období bývají ještě vnitřně rozčleněna jako např. MIS 5 na MIS 5a, 5b, 5c, 5d a 5e. Platí zde obdobné pravidlo jako u sudých a lichých čísel, tedy v tomto případě odpovídají MIS 5a, 5c a 5e teplejším výkyvům v rámci MIS 5 a MIS 5b, 5d chladnějším výkyvům během MIS 5 (Calkin a Young, 2002).

4.2. Rekonstrukce relativní chronologie dynamiky zalednění z geomorfologického záznamu: „flowsets“

Flowsets (též fans nebo swarm patterns) indikují jednotlivé rekonstruované směry a trasy toku ledovcového štítu. Jsou definované na základě skupin glaciálních tvarů reliéfu s podobnými morfologickými znaky, které tvoří souvislý vzor a odpovídají možnému ledovcovému proudění (Boulton a Clark, 1990; Kleman a kol., 2006; Kleman a kol., 2010).

Různé glaciální tvary reliéfu lze přiřadit k různým glacio-dynamickým podmínkám, na základě toho pak lze dle Kleman a kol. (2006, 2010) rozlišit i tři kategorie flowsets. První z nich odpovídají ústupu zalednění a zahrnují eskery, Rogen morény, ledovcová jezera, nebo lineace v tillu směrově odpovídající fluvio-glaciálním tvarům reliéfu. Společným rysem geomorfologického záznamu tohoto typu flowsets je předpoklad, že vznikl u okraje

ustupujícího ledovce. Další jsou tzv. event flowsets, ty jsou definované pomocí tvarů reliéfu, které vznikly hluboko uvnitř ledovcového štítu. Nesou jasné stopy proudění ledovce, ale postrádají stopy tání a ústupu zalednění. Poslední typ jsou ice-stream flowsets se zřetelnými bočními okraji, výrazným prodloužením lineací a tendencí se sbíhat v čele ledovcových proudů (Kleman a kol., 2006, 2010). Oproti tomuto přístupu například Boulton a Clark (1990) používají pro vymezení svých flow-sets pouze lineace vzniklé prouděním ledovce a neberou tak v potaz např. fluvioglaciální tvary reliéfu, eskery aj.

Přiřazení jednotlivých flowsets k nějakému časovému období probíhá zpravidla na základě určení jejich relativního stáří dle principu superpozice, nebo analýzy vrstev tillu (Kleman a kol., 2006, 2010). Rekonstrukce relativní chronologie dynamiky zalednění pomocí klasifikace do flowsets je nyní standardní metodou a termín flowset převládá nad původně používanými termíny fans nebo swarms. Nicméně vzhledem k tomu, že práce Kleman a kol. (2010), ke které se tento text opakovaně odkazuje, používá termín swarm pattern, je tento termín dále používán i v tomto textu.

4.3. Dlouhodobý vývoj zalednění severoamerického ledovcového komplexu

Již na počátku pozdního pliocénu pravděpodobně došlo k ochlazení a výskytu lokálních zalednění na severní polokouli. V Severní Americe ukazuje přítomnost vrstvy tillu usazeného v oblasti nížiny Jamesovy zátoky na existenci ledovcového štítu zhruba před 3,5 miliony let (Gao a kol., 2012). Během následujícího teplého období středního pliocénu kontinentální zalednění v této oblasti vymizelo (De Schepper a kol., 2014). Ledovcové štíty se v Severní Americe začaly opět objevovat asi před 3 miliony let a asi před 2,7-2,6 miliony let v období nástupu kvartéru došlo k výraznému nárůstu zalednění na celé severní polokouli včetně kontinentálního zalednění v Severní Americe, jehož hlavní růst byl ovšem v porovnání s ledovcovými štíty v Grónsku nebo Skandinávii lehce opožděn (De Schepper a kol., 2014).

Nárůst zalednění je spojen s řadou jevů jako postupné ochlazování vlivem snížení atmosférického CO₂, orogenní procesy a s nimi souvisejícím zvětrávací procesy, které mají kapacitu vázat atmosférické CO₂, změny vegetačního pokryvu, změny albeda apod. Vliv narůstajících ledovců na klima pak vytváří pozitivní zpětnou vazbu. Dalším z diskutovaných faktorů je i vznik panamské šíje (Willeit a kol., 2015). K tomu došlo zhruba již před 4,5-4 až 3 miliony let, ale ještě relativně dlouhou dobu poté zde byly propojeny mělké vody oceánů. Následkem byly změny oceánského proudění, došlo k posílení Atlantského výměníku (před 2,95-2,82 miliony let), kdy se teplé mořské proudy, které do té doby proudily mezi Atlantským a Tichým oceánem, stočily směrem k severu, a oteplení severní oblasti Atlantského oceánu.

Výsledkem byl zvýšený výpar a srážky ve vyšších zeměpisných šířkách, které v kombinaci s odezvou na orbitální faktory (především sklon zemské osy) podpořily a urychlily růst ledovcových štítů (Bartoli a kol., 2005).

Období pozdního pliocénu a jeho přechodu do pleistocénu (před 3,2-3 až 2,5 miliony lety) je spojeno nejen s postupným ochlazováním a rozšiřováním ledovcových štítů, ale i zvýšenou proměnlivostí klimatu vlivem periodických změn orbitálních parametrů (Willeit a kol., 2015). Od této doby tedy dochází ke střídání dob ledových (glaciálů) a meziledových (interglaciálů), přičemž záznamy $\delta^{18}\text{O}$ vykazují rostoucí odezvu především na změny sklonu zemské osy s periodou 41 tis. let (De Schepper a kol., 2014; Willeit a kol., 2015).

Před 1,2-0,8 miliony let nastala tzv. Mid-Pleistocene Transition (dále MPT). Došlo k prodloužení periody střídání glaciálů a interglaciálů z 41 tis. na 100 tis. let a zvýšení amplitudy výkyvů klimatu, tudíž i objemu vody vázané v ledovcích, aniž by došlo k významné změně orbitálních parametrů. Zároveň se cykly staly značně asymetrickými s postupným nástupem glaciálů a jejich relativně náhlým ukončením (Clark a kol., 2006; Chalk a kol., 2017). I přes celkově teplejší klima a jeho výrazně nižší výkyvy dosahovala některá ze zalednění Severní Ameriky během pozdního pliocénu a raného pleistocénu stejného i většího rozsahu než ta, která následovala po MPT. Vzhledem k nárůstu objemu ledu během glaciálů po MPT tak musely mít pozdější ledovcové štíty výrazně větší mocnost (Clark a Pollard, 1998). Clark a Pollard (1998) vysvětlují vyšší mocnost ledovce tím, že vlivem opakovaného zalednění Kanadského štítu došlo k erozi a obnažení jeho tvrdého, krystalického podloží, které se vyznačuje vyšším třením, což vedlo k vyšší mocnosti ledovce. Naopak pohyb raných ledovců po mocných zvětralinových vrstvách umožňoval snazší pohyb, jejich větší rozsah a menší mocnost. Obnažení krystalického podloží podnítilo zvětrávání, a tudíž mohlo napomoci dlouhodobému trendu snížení obsahu CO_2 v atmosféře a s tím souvisejícího ochlazování, které by dle řady hypotéz mohlo být jednou z příčin MPT (Clark a kol., 2006).

Po skončení posledního interglaciálu sangamonian (MIS 5e) docházelo k postupnému nástupu wisconsinského zalednění. Dalton a kol. (2022) a Batchelor a kol. (2019) omezují rozsah Laurentinského ledovcového štítu (dále LIS – Laurentide Ice Sheet) během MIS 5 (konkrétně chladné fáze MIS 5d před 110 tis. lety) na nepropojené oblasti Keewatinu a Labradoru (viz obr. 4a) a během minima MIS 5a (před 80 tis. lety) pak pouze na hornaté části Baffinova ostrova a vyšší nadmořské výšky na severu/severovýchodě poloostrova Labrador, případně sever regionu Québec. Dle Klemana a kol. (2010) zůstaly dómy nad Keewatinem a Labradorem nezávislé po většinu času mezi interglaciálem sangamonian a LGM, čemuž odpovídají i rekonstrukce dle Batchelor a kol., (2019) a Dalton a kol. (2022). Naproti tomu dle

článku Stokes a kol. (2012), založeném na numerickém modelování, Severoamerický ledovcový komplex po rychlém nárůstu dosahoval během MIS 5d až 70 % své rozlohy během LGM, jen s výrazně nižší mocností a objem odpovídal asi 30 % objemu LGM. Dómy Labrador a Keewatin byly propojené napříč Hudsonovým zálivem a to i po ústupu ledovce do minima MIS 5a.

Zalednění raného wisconsinu (MIS 4) se ve svém maximu před 65-60 tis. lety blížilo rozsahu LGM (Dalton a kol., 2022; Gowan a kol., 2021; Stokes a kol., 2012). Pro následný ústup zalednění během MIS 3 (před 50-40 tis. lety) zůstává významnou otázkou, zda oblast Hudsonského zálivu a okolí byla pokryta ledovcem (Gowan a kol., 2021; Miller a Andrews, 2019; Stokes a kol., 2012) či nikoliv (Batchelor a kol., 2019; Dalton a kol., 2022).

Dle záznamů změn hladiny oceánu, která mohla být o 120-135 m níže než dnes, nastalo LGM zhruba před 26,5-19 tis. lety (Clark a kol., 2009; Clark a Mix, 2002). Z toho asi 80,9 m připadalo na Severoamerický ledovcový komplex (Clark a Tarasov, 2014). Severoamerický ledovcový komplex nedosahoval svého maxima ve všech oblastech současně. Například Kordillerský ledovcový štít (CIS – Cordilleran Ice Sheet) dosáhl svého maximálního rozsahu o několik tisíc let později než LIS. Právě toto zpoždění mohlo umožnit vlhkému pacifickému vzduchu dostat se snáz k Laurentinskému štítu a současně díky klesající insolaci napomoci jeho dalšímu růstu. Jeho ústup pak mohl souviset i s omezeným zdrojem vlhkosti kvůli růstu ledovcového štítu v Kordillerách (Dyke a kol., 2002). Během LGM na několik tisíc let došlo k propojení LIS a CIS, nezaledněný koridor mezi ledovcovými štíty opět vznikl asi před 14 tis. lety v souvislosti s prudkým oteplením během období bølling-allerød (Margold a kol., 2018). V této době také došlo k prudkému nárůstu vodní hladiny až o 16 m během 300 let tzv. Meltwater Pulse 1A (Hanebuth a kol., 2000). Oteplování a ústup zalednění bylo přerušeno ochlazením během mladšího dryasu (asi před 12 900 lety), které představovalo dočasný návrat podmínek doby ledové (Margold a kol., 2018).

4.4. Konfigurace LIS během wisconsinského zalednění

4.4.1. Poslední (wisconsinský) glaciál

Poslední pleistocénní glaciál v Severní Americe se nazývá wisconsinský, jemu odpovídající období jsou např. viselský glaciál v severní Evropě nebo würm, který se používá pro alpské zalednění střední Evropy. K nástupu zalednění došlo po skončení interglaciálu sangamonian (zhruba odpovídá eemskému interglaciálu v severní Evropě nebo riss-würm ve střední Evropě) na konci MIS 5e asi před 115 tis. lety, po něm nastoupil interglaciál holocén (MIS 1, po skončení mladšího dryasu před 11 700 lety). Samotný wisconsinský glaciál lze rozdělit na eo-

wisconsin (MIS 5d-MIS 5a), raný (MIS 4), střední (MIS 3) a pozdní (MIS 2) wisconsin. Na určení hranice počátku wisconsinského glaciálu nepanuje jasná shoda, někdy tak bývá jako jeho počátek užíván přechod mezi MIS 5 a MIS 4 (cca před 75 000 lety), interglaciálu sangamonian by tak odpovídalo celé období MIS 5 (tedy MIS 5e-MIS 5a) (Andrews, 2009; Hughes a kol., 2013).

Zatímco MIS 4 a MIS 2 byly chladnějšími teplotními výkyvy, stadiály, s vyšší mírou zalednění, MIS 5, MIS 3 a MIS 1 byly obdobími relativně teplejšími – interglaciály a interstadiály (viz oddíl 4.1.). MIS 5 bývá navíc vnitřně rozdělen na MIS 5e-MIS 5a. Během MIS 5d (počátek eo-wisconsinu) už pravděpodobně došlo k nástupu zalednění, které po celý zbytek tohoto období, s drobnějšími výkyvy (5c, 5b, 5a) přetrvalo.

Během posledního glaciálu docházelo také k menším oscilacím. Výraznější z nich byly krátké kvazi-periodické (s periodou kolem 7-13 tis. let) Heinrichovy události, při kterých během cca 500-1000 let docházelo k masovému odlamování ledu z pevninského ledovce (především z oblasti Hudsonova průlivu) do severního Atlantického oceánu (Adams a kol., 1999; Andrews, 2009). Táním se z icebergů uvolnil materiál původem ze souše (především z oblasti Kanadského štítu), který se usadil na mořském dně a vytvořil tzv. Heinrichovy vrstvy, patrné v sedimentologickém záznamu z hlubokomořských jader severního Atlantiku (Adams a kol., 1999). Množství sladké vody, které se z tajících icebergů dostávalo do severního Atlantického oceánu mělo také za následek zeslabení nebo až zastavení Atlantského výměníku, což způsobilo prudké ochlazení klimatu. Vliv Heinrichových událostí tak lze pozorovat i ze záznamu $\delta^{18}\text{O}$ v ledových jádrech v Grónsku jako pokles teplot až o 3-6 °C nebo jako chladná, suchá období v záznamu z pylové analýzy v Severní Americe a Evropě (Adams a kol., 1999). Vedle samotného kolísání klimatu může mít určení Heinrichových událostí význam pro rekonstrukci zalednění. Mohlo k nim totiž docházet pouze pokud byl ledovcový štít dostatečně velký, aby mohlo dojít k tak intenzivnímu odlamování ledu (Adams a kol., 1999). Zároveň mohou Heinrichovy události napomoci při rekonstrukci zalednění Hudsonova průlivu a fluktuace v nadmořské výšce mezi propojenými centry LIS v Keewatinu a Labradoru, (za předpokladu že ledovcový proud z této oblasti byl zdrojem těchto událostí) (Dalton a kol., 2022; Kleman a kol., 2010).

Oscilace hodnot $\delta^{18}\text{O}$ v záznamu ledových jader grónského ledovcového štítu svědčí i o existenci ještě četnějších (s periodou asi 1-3 tis. let), krátkých (průměrná délka byla asi 1,5 tis. let) teplotních výkyvů, tzv. Dansgaard–Oeschgerovy cykly (Adams a kol., 1999). V rámci rekonstrukce zalednění LIS se ale s těmito výkyvy vyšší frekvence zatím nepracuje.

4.4.2. Konec interglaciálu sangamonian (cca před 115 tis. lety) až minimum MIS

5a (cca před 80 tis. lety)

V oblasti Labradoru a Québecu se po interglaciálu sangamonian začal ledovec tvořit ve vyšších nadmořských výškách poloostrova Labrador, tedy při jeho severozápadním pobřeží nebo v Torngatských horách, odkud dále postupoval směrem ke středu Québecu a na ostrov Newfoundland – obr. 4a (Batchelor a kol., 2019; Dalton a kol., 2022). Pohybu k jihu odpovídá Atlantic swarm pattern (obr. 4a) (Kleman a kol., 2010). Ten může odpovídat stadiu růstu ledovce během MIS 5d po skončení interglaciálu nebo zbytku zalednění během stadiálu (MIS 5b). Z jeho umístění lze předpokládat, že zdrojová oblast byla východněji a severněji než při kterékoli z pozdějších konfigurací (Kleman a kol., 2010).

Dále se ledovec šířil z Baffinova ostrova přes Melvillův poloostrov směrem do severního Keewatinu. Dle Dalton a kol. (2022) následoval obdobný trend jako v případě Labradorského dómu, tedy ústup až do vnitrozemí Baffinova ostrova (před 100 tis. lety), opětovný postup do severního Keewatinu (před 90 tis. lety) a ústup do vnitrozemí Baffinova ostrova (před 80 tis. lety) – viz obr. 4a. Dle studie Batchelor a kol. (2019) ledovec již mezi 100 a 90 tis. lety před současností pokrýval většinu pevninské části Nunavutu a v Severozápadních teritoriích dosahoval až za Velké medvědí jezero. Stejně jako během minima MIS 5a bylo přerušeno propojení mezi ledovci na Baffinově ostrově a pevnině. Podobný rozsah ukazuje rekonstrukce rozsahu zalednění dle Dalton a kol. (2022) až o několik tisíc let později (viz obr. 4b – před 75 tis. lety), nicméně ani tam nedosahuje tak daleko na západ.

4.4.3. Nárůst mezi minimem MIS 5a a maximem MIS 4 (cca před 60 tis. lety)

Po skončení minima během MIS 5a (asi před 80 tis. lety) nastalo období růstu ledovce, které kulminovalo během maxima MIS 4 asi před 60 tis. lety, kdy se svým rozsahem blížil rozsahu ledovcového štítu během LGM (Batchelor a kol., 2019; Dalton a kol., 2022).

Ledovcový štít s dómem na Labradorském poloostrově se rozšířil do většiny atlantické Kanady až k hraně pevninského šelfu (Batchelor a kol., 2019; Dalton a kol., 2022). Dokladem toho je swarm pattern Fundy (obr. 4b) (Kleman a kol., 2010). Vzhledem k jeho směru a poloze je možné, že v době, kdy vznikl, sice ledovec dosahoval k šelfu východně od Nového Skotska, ale v zálivu svatého Vavřince se nevyskytoval (Kleman a kol., 2010). Jeho jižní okraj překročil nížinu řeky sv. Vavřince a propojil se s ledovcem postupujícím z Appalačských hor (obr. 4b) (Batchelor a kol., 2019; Dalton a kol., 2022). V době maxima MIS 4 (před 65-60 tis. lety) se ledovcový štít s centrem v Labradoru rozšířil na západ a propojil s dómem v Keewatinu. Pohyb z východojihovýchodu přes Hudsonův záliv je doložen Rocsksand swarm pattern (obr. 4b)

(Kleman a kol., 2010). Ten zároveň indikuje výrazně jižněji položené centrum dómu nad Labradorem než během pozdějších konfigurací a jeho okraj orientovaný v severojižním směru (Kleman a kol., 2010).

V západní části došlo k rozšíření ledovce v severním Keewatinu, jeho propojení s ledovcem na Baffinově ostrově a postupem do Nunavutu a Severozápadních teritorií (obr. 4b). Během maxima MIS 4 ledovec expandoval za hranici Kanadského štítu směrem na severozápad od Keewatinu do pevninské části Severozápadních teritorií (Dalton a kol., 2022), případně mohl pokrývat celé Kanadské arktické souostroví (Batchelor a kol., 2019). Dle některých odhadů se také rozšířil až do Vnitřních rovin Alberty, či Severní Dakoty a Montany (Dalton a kol., 2022), dle jiných rekonstrukcí naopak zůstaly Vnitřní roviny nezaledněné (Batchelor a kol., 2019; Kleman a kol., 2010).

4.4.4. Ústup mezi maximem MIS 4 a minimem MIS 3 (před 45 tis. lety)

Během ústupu k interstadiálu MIS 3 led z Labradorského dómu ustoupil zpět na poloostrov Labrador, vznikla nezaledněná oblast, která jej oddělovala od zaledněného Appalačského pohoří a ostrova Newfoundland (obr. 4c) (Batchelor a kol., 2019; Dalton a kol., 2022). Hudsonův záliv byl po ústupu opět nezaledněný, o čemž by svědčilo i zatopení pokleslé Arktické nížiny, kde vzniklo „Prestovo moře“ (Kleman a kol., 2010).

Keewatinský dóm ustoupil do Nunavutu a na východ Severozápadních teritorií a přerušilo se propojení s ledovcem na Baffinově ostrově (Batchelor a kol., 2019; Dalton a kol., 2022).

4.4.5. Nárůst od minima MIS 3 (před 45 tis. lety) k LGM

Zhruba před 38 tis. lety začal ledovec z centra nad Labradorem rychle postupovat na západ přes Hudsonův záliv a na jih až k Velkým jezerům (obr. 4d) (Dalton a kol., 2022). Z období nástupu směrem k LGM (ale stále během MIS 3) pravděpodobně pochází z východoseverovýchodu proudící Sachigo swarm pattern (obr. 4d) v oblasti na jih od Hudsonova zálivu a jižně a východně od Jamesovy zátoky (Kleman a kol., 2010). Z rozsahu Sachigo swarm pattern vyplývá, že se jižní okraj ledovcového štítu již musel blížit rozsahu během LGM (Kleman a kol., 2010). Z podobného období pravděpodobně pochází Caledonian swarm pattern (obr. 4d), který ukazuje na rozšíření ledovce až k okraji pevninského šelfu (Kleman a kol., 2010). Změna směru toku mezi Rocksand a Sachigo swarm pattern a Fundy a Caledonian swarm pattern ukazuje na posun centra dómu nad Labradorem směrem k severu (Kleman a kol., 2010). Závěrečný růst ledovce (již po zalednění Hudsonova zálivu) směrem k LGM pravděpodobně

reprezentují swarm patterns Churchill a Severn (obr. 4d) (Kleman a kol., 2010). Před 30-25 tis. lety se ledovec dostává do Vnitřních rovin.

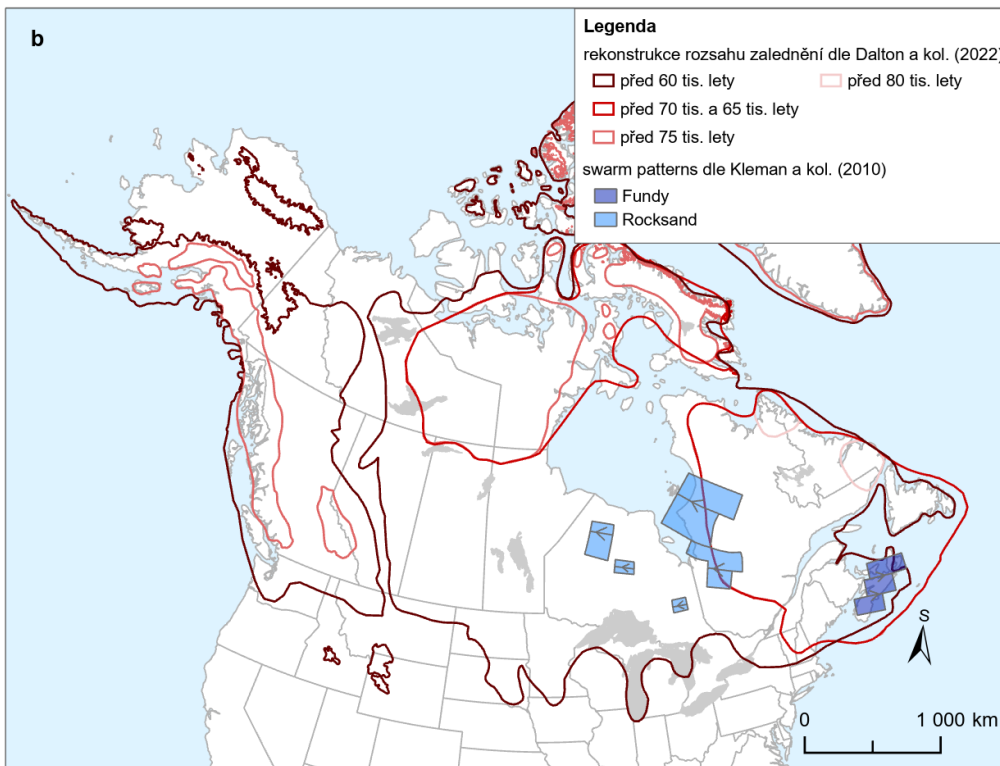
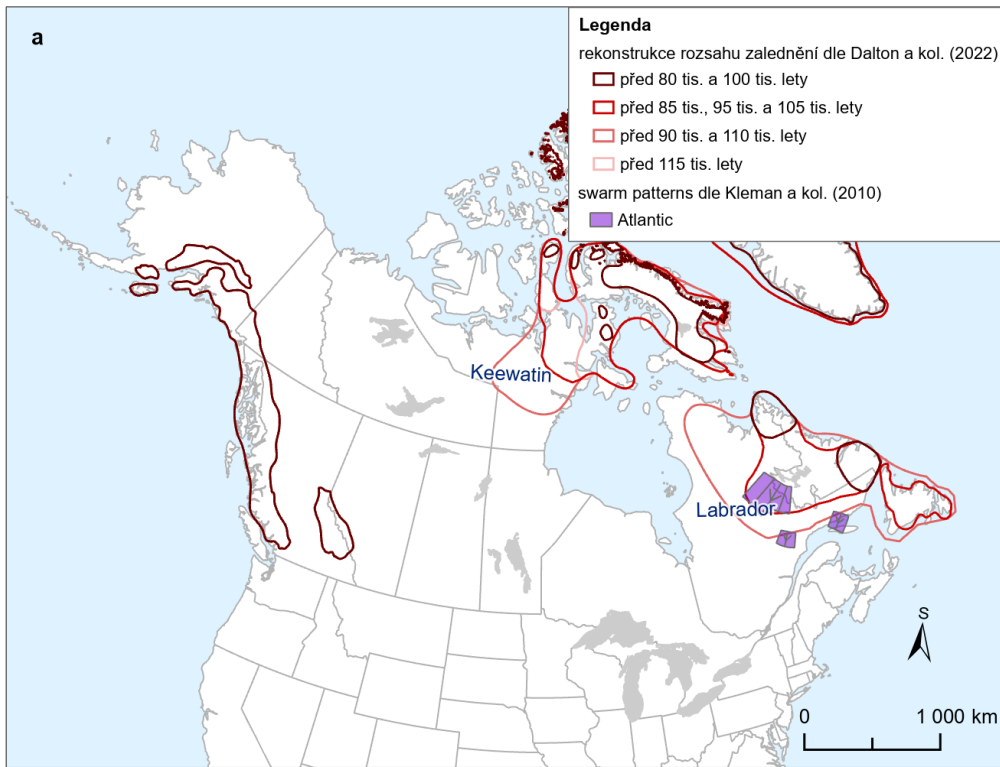
V západnější části ledovce s dómem v Keewatinu došlo k opětovnému propojení s ledovcem na Baffinově ostrově (Batchelor a kol., 2019; Dalton a kol., 2022). V době, kdy byl již Hudsonův záliv pokryt ledovcem (asi před 38-35 000 lety viz předchozí odstavec) směřoval výrazný systém ledovcových proudů (Aberdeen swarm) ze severního Keewatinu k jihu na sever Saskatchewanu a Manitoby (obr. 4d) (Kleman a kol., 2010).

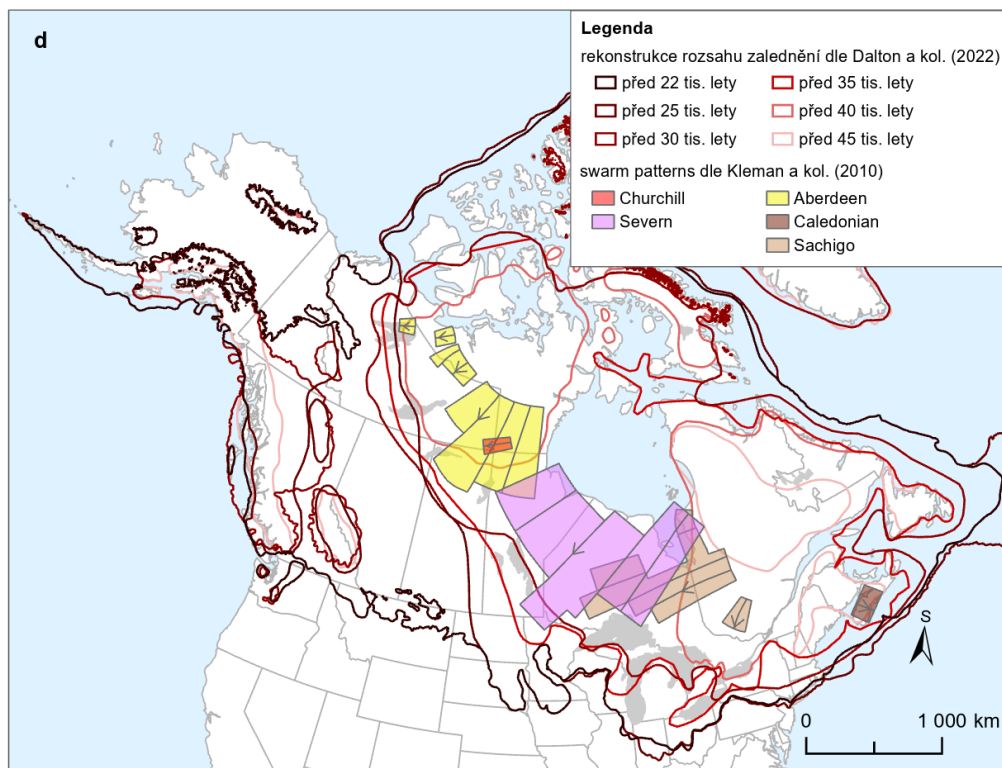
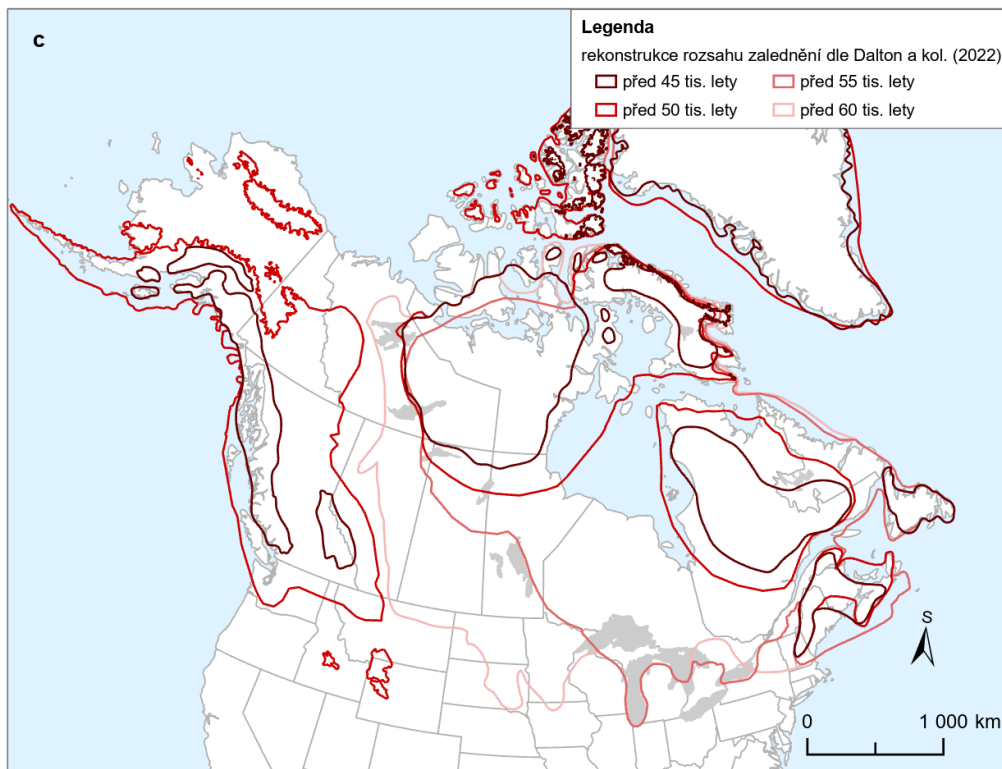
4.4.6. LGM

Během LGM se Laurentinský ledovcový štít skládal ze tří hlavních dómů. Centra dvou větších se nacházela nad Keewatinem a nad poloostrovem Labrador. Třetí, menší byl v oblasti Foxovy zátoky a Baffinova ostrova (Margold a kol., 2018). Tyto hlavní dómy obklopovaly Hudsonův záliv, kde povrch ledovcového štítu dosahoval výrazně nižších nadmořských výšek (Dyke a kol., 2002). Hudsonův záliv byl zdrojovou oblastí jednoho z hlavních ledovcových proudů, který dále proudil Hudsonovým průlivem (Stokes, 2017). Příčinami asymetrie mezi severovýchodem a jihozápadem LIS může být topografie s horstvy na severu (Baffinův ostrov) a severovýchodě (Torngatské hory) nebo vyšší podíl vlhké báze v jižnějších oblastech (Kleman a kol., 2010).

Keewatinský a Labradorský dóm spojoval tzv. Trans-Laurentide Ice Divide, který z Keewatinu dále pokračoval téměř k Viktoriině ostrovu. Tento hlavní ice divide byl vedlejšími spojen s menšími, lokálními zdrojovými oblastmi v Appalačích, na Newfoundlandu, Baffinově ostrově a Ostrovech královny Alžběty (Stokes 2017).

Největší část severoamerického kontinentu byla během LGM ovlivněna dómem v Keewatinu. V porovnání se zbytkem LIS zde byl nejmenší vliv topografie na proudění ledu, díky spíše mírně zvlněnému reliéfu a absenci výraznějších horstev. Keewatinská oblast byla během LGM výrazně ovlivněna dočasným propojením západního okraje LIS a CIS, které mělo za následek dočasný posun jejího centra směrem na západ a nárůst mocnosti. Naopak následný opětovný vznik nezaledněného koridoru mezi CIS a LIS měl za následek opětovný nástup západně orientovaných ledovcových proudů a posun centra Keewatinského dómu zpět na východ (Margold a kol., 2018).





Obrázek 4 a-d: Zalednění Severní Ameriky: konec interglaciálu sangamonian až minimum MIS 5a (a), minimum MIS 5a až maximum MIS 4 (b), maximum MIS 4 až minimum MIS 3 (c), minimum MIS 3 až LGM (d). Data: Dalton a kol. (2022), Kleman a kol. (2010), Natural Earth.

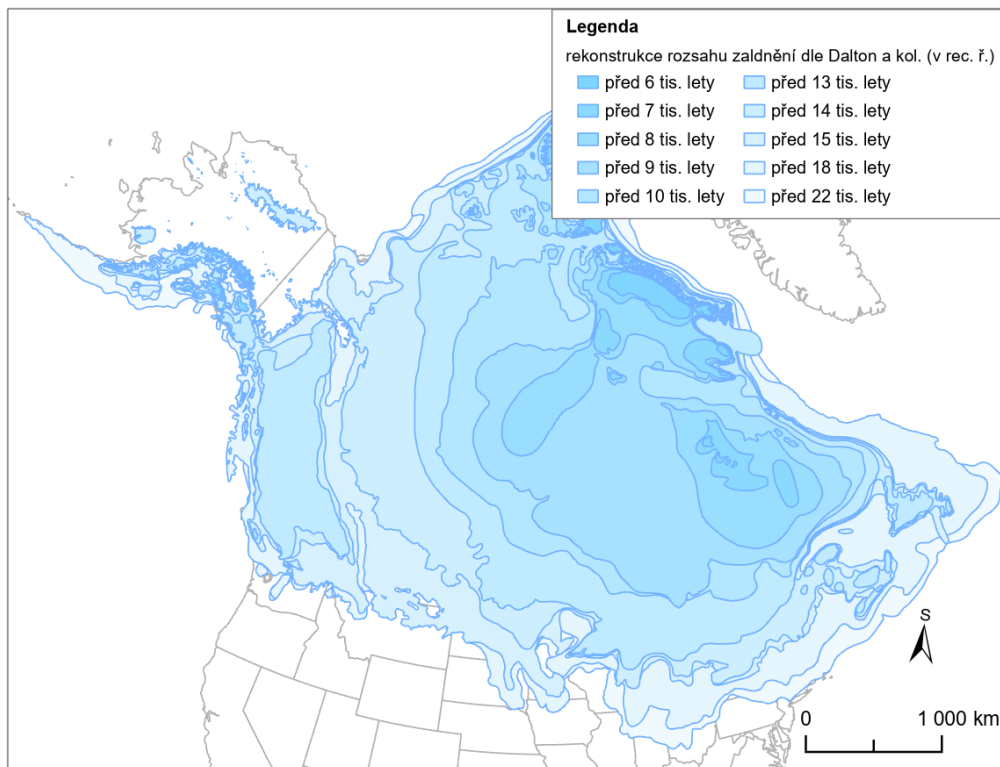
4.4.7. Ústup LIS

Stejně jako LIS dosáhl svého maximálního rozsahu v různých částech v jinou dobu, tak začal i postupně ustupovat v různých regionech s odlišnou intenzitou. Do doby před asi 17 700 lety byl ústup zaznamenán v oblasti pevninského šelfu atlantické Kanady a pánve jezera Michigan (Dyke a kol., 2002) další ústup pokračoval pomalým tempem.

Tempo ústupu se navýšilo asi před 16 tis. lety, to se týkalo především jižního a západního okraje, přesto se ještě před 13 tis. lety LIS rozsahem stále blížil LGM, nicméně došlo k značnému snížení jeho mocnosti (Dyke a Prest, 1987; Stokes, 2017). Během tohoto období došlo k prudkému oteplení *bølling-allerød* (začátek asi před 14 600 lety) a v souvislosti s ním i k znovuotevření nezaledněného koridoru mezi CIS a LIS (asi před 14 tis. lety, viz obr. 5), což vedlo k nástupu ledovcových proudů z centra nad Keewatinem směřujících k západu (Margold a kol., 2018; Stokes, 2017). Západní okraj LIS pak nadále ustupoval výrazně rychlejším tempem než východní (obr. 5), a zatímco poloha center nad Labradorským poloostrovem a Baffinovým ostrovem – Foxovou zátokou se příliš neměnila, centrum nad Keewatinem se posouvalo výrazně k východu (Dyke a Prest, 1987).

Před 12 900 až 11 500 lety došlo k náhlému dočasnému ochlazení (mladší dryas), které lehce zpomalilo ústup LIS. Zejména na severním a severovýchodním okraji mohlo dojít i k postupu ledovce, a to v místech pevninského šelfu, kde během oteplení *bølling-allerød* ustoupil (Margold a kol., 2018; Stokes, 2017). Ledovec v této oblasti začal ve větší míře ustupovat až po tomto období s nástupem holocénu (Stokes, 2017). Během mladšího dryasu také došlo k rozpadu Trans Laurentide Ice Divide (Stokes, 2017) a vzniku centra v jižní části Hudsonovy zátoky (Margold a kol., 2018).

S nástupem holocénu se opět zrychlilo tempo ústupu, LIS se kompletně stáhl z Vnitřních rovin za hranici Kanadského štítu a došlo k jeho oddělení od Inuitského ledovcového štítu (IIS – Inuitian Ice Sheet) na severu. Oblast s centrem v Keewatinu se postupně stáhla z Kanadského arktického souostroví (Stokes, 2017). Před 8 tis. lety již zalednění ustoupilo z oblasti Hudsonovy zátoky. Tři centra (Keewatin, Labrador, Baffinův ostrov – Foxova zátoka) byla oddělena a zmenšovala se rychlým tempem (Dyke a Prest, 1987; Ullman a kol., 2016). Ústup LIS byl dokončen zhruba před 7 až 6 tis. lety, od té doby již z LIS zbývaly pouze ledovcové čapky na Baffinově ostrově (Dalton a kol., v rec., ř.; Stokes, 2017; Ullman a kol., 2016).



Obrázek 5: Ústup zalednění Severní Ameriky. Data: Dalton a kol. (v rec. ř.), Natural Earth.

5. Dispersal trains

Ledovcové dispersal trains představují materiál usazený v tillu (v případě větších frakcí i na povrchu), který byl činností ledovce erodován z horninového podloží (zdrojové oblasti) a rozvlečen jeho pohybem (Cummings a Russell, 2018). Dispersal trains usazené v tillu mají horizontální i vertikální rozměr, který je znatelný především v oblastech, kde je vyšší vrstva tillu. Při jejich mapování často dochází k tomu, že vzorky nejsou odebrány v různých hloubkách a nemusí tak být odhalen jejich skutečný rozsah (Hooke a kol., 2013).

Kromě toho, že dispersal trains mohou být nápomocné pro porozumění rekonstrukce dynamiky ledovce, mají svůj význam i v aplikované sféře při hledání nerostných ložisek, neboť díky zpravidla výrazně větší velikosti než rudná ložiska, která jsou jejich zdrojem, jsou snáze detekovatelné (Cummings a Russell, 2018; Parent a kol., 1996).

Tvar a směr dispersal trains je důsledkem ledovcového proudění, jehož směr se ale v čase mění. Následkem toho pak může dojít k sekundárnímu rozšíření původních, starších (tzv. palimpsest) dispersal trains (Parent a kol., 1996). Na základě směru a četnosti pohybů ledovce danými směry, které ovlivnily tvary dispersal trains, lze rozlišovat tři hlavní typy dispersal trains. Jednoduché, stuhové mají podlouhlý tvar a jsou výsledkem dlouhodobého pohybu ledovce jedním směrem. Složené, vějířovité jsou důsledkem dvou odlišných dlouhotrvajících a

po sobě jdoucích pohybů ledovce. Skládají se z hlavní části dispersal train, která vznikla díky mladšímu ledovcovému toku a vedlejší části (palimpsest dispersal train), která vznikla při starším z pohybů ledovce jiným směrem a byla částečně přetvořena mladším z pohybů. Důležitým prvkem pro identifikaci těchto dvou částí je koncentrace materiálu, která je u hlavní části dispersal train výrazně vyšší. Poslední typ jsou složené, améboidní, vyskytující se v oblastech, kde se ledovcové proudění ubíralo více směry, které mohly být téměř opačné. Tento typ dispersal trains se často vyskytuje poblíž míst, kde bývaly ice divides. Důsledkem tohoto umístění je améboidní tvar, kdy jsou jednotlivá ramena dispersal trains zachovalá (nejsou tak přetvořena mladším z pohybů ledovce jako u předchozího typu) a rozšířena různými směry (Parent a kol., 1996).

Informace o dispersal trains Severoamerického ledovcového komplexu jsou shrnuty v mapovém článku Cummings a Russel (2018), na kterém tato práce do velké míry staví. Cummings a Russel (2018) používají rozdělení ledovcových dispersal trains podle velikosti částic, kterými jsou tvořeny, a charakteru rozšíření do dvou hlavních kategorií. Boulder trains jsou tvořeny částicemi větších rozměrů (> 4 mm), které jsou řídké rozmístěny na povrchu. Till dispersal trains jsou zřetelněji ohraničené oblasti, kde se vyskytují částice všech velikostí usazené v tillu. Byť jsou dispersal trains jasným dokladem o směrech toku ledovcového štítu, jejich využití pro rekonstrukci dynamiky zalednění se zatím omezovalo na lokální studie. Informace o dispersal trains shromážděné v práci Cummings a Russel (2018) umožňují využít dispersal trains pro rekonstrukci konfigurace zalednění i v širším měřítku.

6. Cíle práce

Cílem této práce je porovnat směr rozšíření ledovcových dispersal trains s odhady směru toku ledu v rámci Severoamerického ledovcového komplexu a analyzovat možné vlivy na směr rozšíření dispersal trains (resp. co jejich směr může vypovídat o konfiguracích zalednění). Dvě základní hypotézy jsou, že (1) rozvlečení materiálu v dispersal train odpovídá poslednímu zalednění, které oblast daného dispersal train zasáhlo, nebo (2) že směr rozvlečení materiálu v rámci dispersal train odpovídá směru nejdéle převládajícího proudění ledovce v rámci kvartérní glaciální historie dané oblasti.

7. Metodika práce a data

V rámci praktické části bakalářské práce byla vstupní data zpracována v programu ArcGis Pro. Konkrétně šlo o učení směru rozšíření dispersal trains, manuální odhad konfigurace zalednění

z rozsahů zalednění uvedených v literatuře, automatický odhad konfigurace zalednění (vygenerování kolmých linií na okraj zalednění), výpočet azimutu linií a mapové výstupy. Následná analýza byla provedena v programu MS Excel.

7.1. Zdroje dat

Zdrojem dat pro vyhodnocení hlavního směru rozšíření dispersal trains je článek od Cummings a Russel (2018), jehož součástí je mapa dispersal trains, kde jsou vyznačeny hlavní směry rozšíření pro většinu z nich (mapa je k práci přiložena jako příloha 2) a KMZ vrstva, která byla dále použita pro analýzu v ArcGis Pro. Dále byly použity vrstvy (dostupné ve formátu SHP), které zachycují hranice rozšíření LIS, IIS a CIS v čase. Tyto vrstvy jsou součástí článků, které se na základě kombinace empirických dat (geochronologická data, stratigrafická data), numerického modelování nebo odhadu změn hladiny oceánu snaží rekonstruovat vývoj zalednění v rámci Severoamerického ledovcového komplexu. Pro pozdní gauss (před 3,6-2,6 miliony let) byl použit článek Batchelor a kol. (2019), pro období před 115 tis. lety až 30 tis. lety článek Dalton a kol. (2022), který zachycuje vývoj rozsahu zalednění v období mezi interglaciálem sangamonian a LGM v intervalu 5 tis. let. Posledním zdrojem hranic zalednění pro období před 25 tis. lety až 6 tis. lety je článek, který je v současné době v recenzním řízení s výhledem na brzkou publikaci Dalton a kol. Hranice zalednění jsou zde dostupné v intervalech po 500 letech. S ohledem na malé změny rozsahu zalednění mezi intervaly, které by se ve výsledcích příliš neprojevíly byly v práci některé vynechány. Všechny tyto studie obsahují pro dané časové úseky scénář minimálního rozsahu, maximálního rozsahu a nejpravděpodobnějšího rozsahu, v práci však byly zpracovány pouze varianty nejpravděpodobnějšího scénáře. Jako zdroj pro určení směru toku ledovce byly použity rekonstrukce konfigurace a ledovcových toků během LGM a následného ústupu (Margold a kol., 2018; Dyke a Prest, 1987).

7.2. Určení směru rozšíření dispersal trains

Směr rozšíření dispersal trains byl určen jednotlivě, manuálně na základě vyznačených směrů v mapové příloze Cummings a Russel (2018), v případě, že v tomto zdroji směr rozšíření vyznačen nebyl, bylo rozhodnuto na základě tvaru dispersal train vzhledem k poloze jeho zdroje. Zároveň byly použity informace dostupné z literatury. Následně byl vypočítán azimut hlavního směru/směrů.

7.3. Určení směru toku ledovce

V případě ledovců menších rozměrů, kde lze předpokládat, že nebylo propojeno více center, nebo byla centra jasně oddělená, byly v programu ArcGis vygenerovány linie kolmé k hranici zalednění. Tento postup vychází z principu, že při absenci topografického usměrnění teče led v ledovci kolmo na jeho nejbližší okraj. Následně byl vypočítán azimut těchto linií ve směru od centra (resp. ice divide) k hranici ledovce.

U konfigurací ledovcového štítu s více dómy byl použit směr ledovcového proudění dle předlohy modelů konfigurace LIS během LGM a následného ústupu (Margold a kol., 2018; Dyke a Prest, 1987) a to na základě nejlepší shody v čase (použitelné pouze pro LGM a mladší) nebo nejlepší shody v rozsahu zalednění (výhradně pro období starší než LGM). Pro CIS v období jeho propojení s LIS byla použita rekonstrukce ledovcového proudění během pozdního wisconsinu (Kleman a kol., 2010). Přehled použité metody pro daná časová období se nachází v tabulce č. 1.

V obou případech byl pro linie ledovcového proudění vypočítán azimut ve směru proudění.

region	roky před současností (v tis. let), LG: pozdní gauss								
	LG	115	105-110	100	85-95	80	65-75	55-60	45-50
Appalače	A						M	M	A
Baffinův ostrov	A	A	A	A	A	A	A	M	A
Keewatin	A	A	A		A		A	M	A
Labrador	A		A		A		M	M	A
Newfoundland	A		A		A		M	A	A
CIS	A	A	A	A	A	A	A	A	A

region	roky před současností (v tis. let)									
	40	35	25-30	16-22	15	12-14	9-11	8	7	6
Appalače	M	M	M	M	A	A				
Baffinův ostrov	A	M	M	M	M	M	M	A	A	A
Keewatin	A	M	M	M	M	M	M	A		
Labrador	M	M	M	M	M	M	M	A	A	
Newfoundland	A	A	M	M	A	A				
CIS	A	A	A	M	M	A				

Tabulka 1: Zvolená metoda odhadu směru ledovcového proudění pro jednotlivé oblasti v čase. M: manuální zpracování odhadu konfigurace, po vzoru rekonstrukcí zalednění během LGM a následného ústupu zalednění; A: automatická metoda odhadu konfigurace pomocí linií kolmých na hranici zalednění; prázdné pole: zalednění do daného regionu nezasahovalo. Appalače: Appalačský ledovcový komplex bez ostrova Newfoundland; Baffinův ostrov: centrum v oblasti Baffinova ostrova a Foxovy zátoky; Keewatin: centrum v Keewatinu, Labrador: centrum na poloostrově Labrador; Newfoundland: východní část Appalačského ledovcového komplexu, ostrov Newfoundland; CIS: Kordillerský ledovcový štít.

7.4. Analýza

Za účelem analýzy byly porovnány směry rozšíření dispersal trains se směrem ledovcového proudění v dané lokalitě. V případě, že zalednění do dané oblasti zasahovalo, byly výsledky klasifikovány do dvou základních kategorií na základě toho, zda se směry shodovaly (v rámci zvolené tolerance), či ne. Jako limit pro shodu byl zvolen rozdíl 30° , tedy byl-li rozdíl mezi azimuty směru dispersal train a ledovcového proudění menší nebo roven 30° , byl jejich vzájemný vztah hodnocen jako shoda. Příslušná linie směru ledovcového proudění byla vybrána vzhledem k poloze zdroje dispersal train. Se situací, kdy zdrojová oblast ležela mimo hranici zalednění, bylo nakládáno stejně, jako kdyby k dispersal train zalednění nedosáhlo.

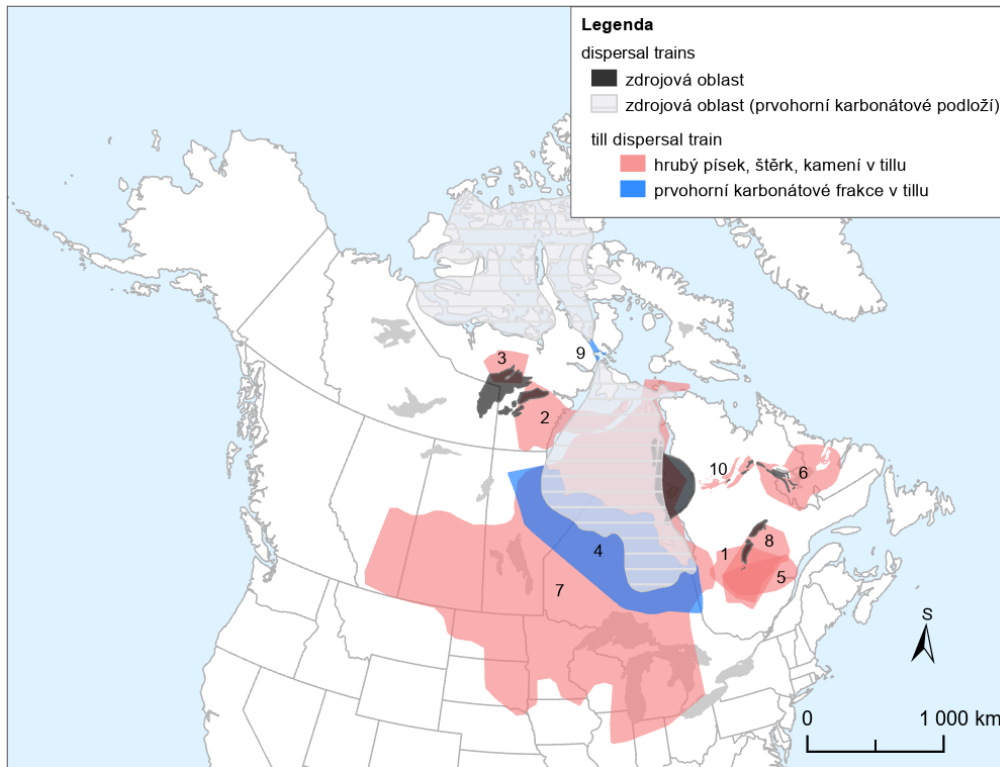
Výsledky byly následně zpracovány pro vyhodnocení hypotéz vlivu poslední konfigurace na směr dispersal trains a vlivu směru ledovcového proudění, který v okolí dispersal trains převládal nejdéle. Dále byly zvlášť analyzovány skupiny dispersal trains buď na základě četnosti shod, nebo shod s konfiguracemi zalednění během stejných období.

Je třeba brát v potaz odlišné časové intervaly mezi jednotlivými rekonstrukcemi zalednění. To bylo zohledněno při vyhodnocení hypotézy, zda je směr dispersal trains ovlivněn směrem proudění, který v oblasti nejdéle převládal. Pro každou rekonstrukci zalednění byla doba, po kterou v ní ledovec setrval, vypočítána jako časový interval mezi předchozí a následující rekonstrukcí vydělený dvěma.

8. Výsledky

Celkem bylo analyzováno 141 dispersal trains, z nichž jeden se nachází zcela mimo hranice zalednění ve všech zde zpracovávaných časových okamžicích. Dále byla zvlášť vyčleněna skupina deseti rozsáhlejších dispersal trains (viz obr. č. 6 a tab. č. 2), které zároveň leží v místech bývalých ledovcových dómů nebo ice divides, neboť určení jejich hlavního směru a následné shody se směrem ledovcového proudění je velmi nejednoznačné. Tato skupina není zahrnuta do žádného z následujících vyhodnocení či analýz. Tabulka výsledků (porovnání azimutů směru rozšíření dispersal trains a azimutů směru proudění ledovce v čase) je k nahlédnutí v příloze č. 1. K práci je přiložena mapa rozmístění dispersal trains (příloha 2) z článku Cummings a Russel (2018), kde je možné jednotlivé dispersal trains dohledat.

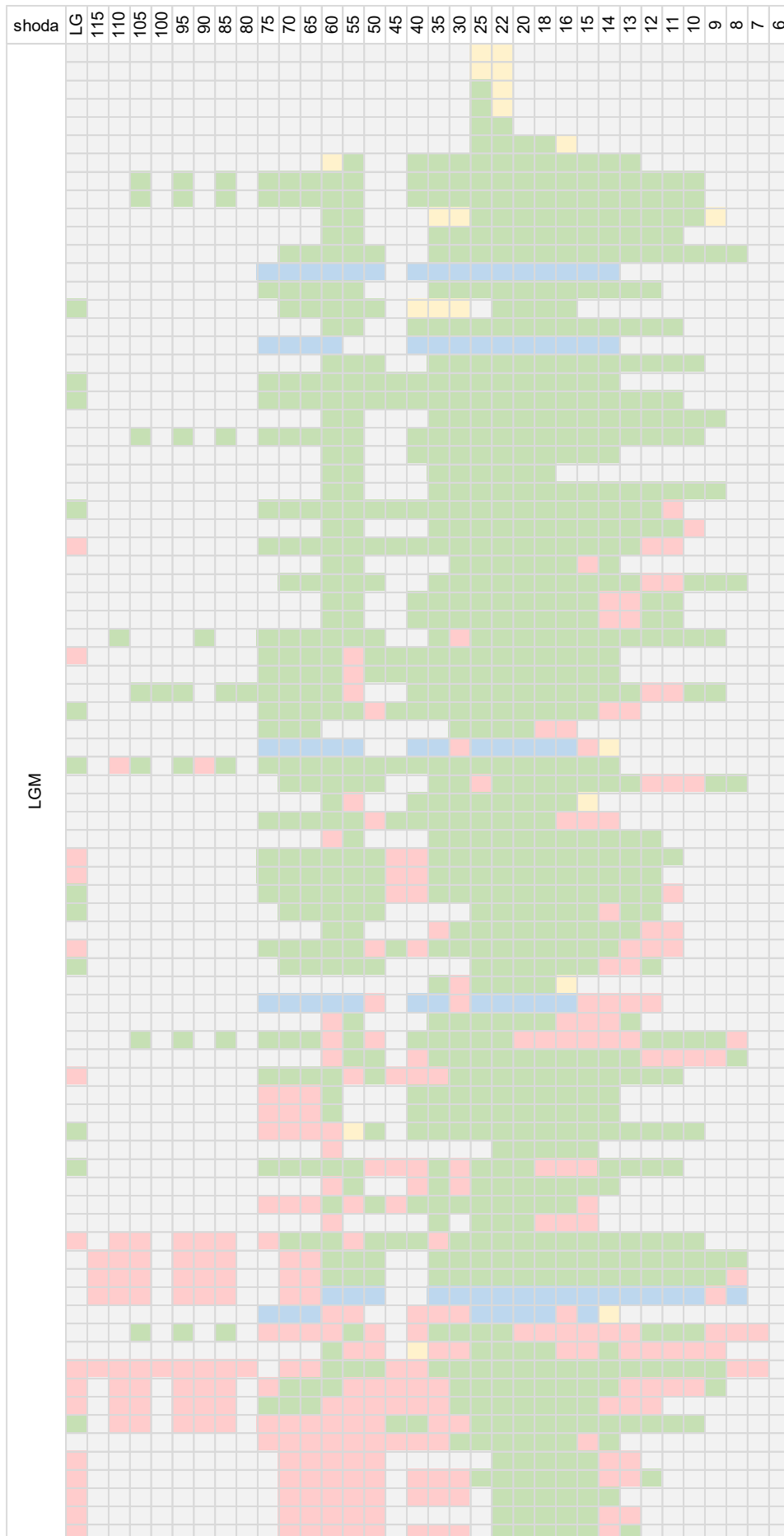
V tabulce 3 je přehled vyhodnocení vztahu mezi směrem rozšíření dispersal trains a směrem proudění ledovce v čase. Graf č. 1 ukazuje dispersal trains zasažené zaledněním a ty, u nichž byla nalezena shoda se směrem ledovcového proudění v rámci dané konfigurace ledovce.

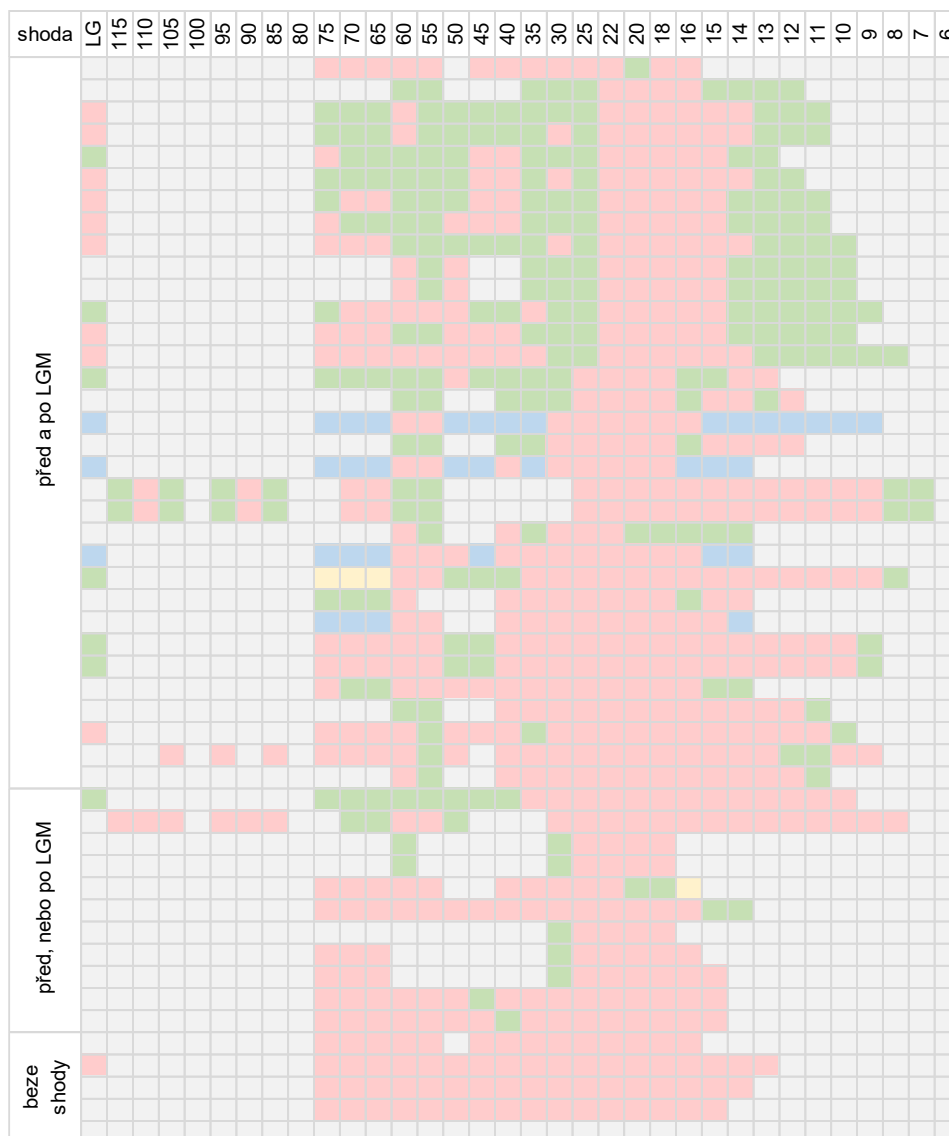


Obrázek 6: Dispersal trains, které nebyly zahrnuty do analýzy. 1: Albanel Fm dolostone boulder train, 2: Dubawnt red granule-pebble train, 3: Dubawnt red pebble train II, 4: Hudson Bay carbonate train, 5: Chibaugamau Fm boulder train, 6: Labrador Trough iron formation gravel train, 7: Omar greywacke gravel train, 8: Papaskwasati Fm and Otish Supergroup sandstone boulder train, 9: Rae Isthmus carbonate pebble train, 10: Sakami Fm Proterozoic sandstone and quartzite pebble train. Data: Cummings a Russel (2018), Natural Earth.

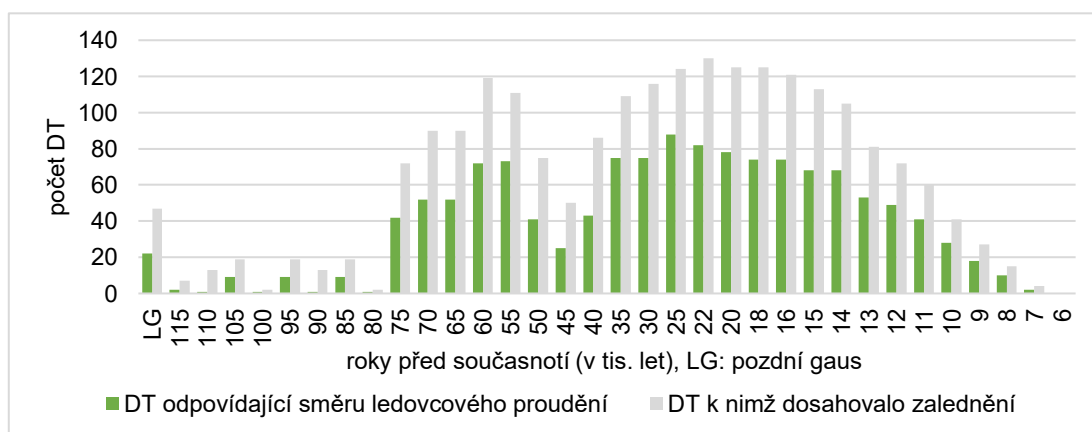
	Dispersal train
1	Albanel Fm dolostone boulder train
2	Dubawnt red granule-pebble train
3	Dubawnt red pebble train II
4	Hudson Bay carbonate train
5	Chibaugamau Fm boulder train
6	Labrador Trough iron formation gravel train
7	Omar greywacke gravel train
8	Papaskwasati Fm and Otish Supergroup sandstone boulder train
9	Rae Isthmus carbonate pebble train
10	Sakami Fm Proterozoic sandstone and quartzite pebble train

Tabulka 2: Deset rozsáhlých dispersal trains, které nebyly zahrnuty do analýzy. Číslování odpovídá mapě na obrázku 6. Data: Cummings a Russel (2018).





Tabulka 3: Rozložení shody směru rozšíření dispersal trains se směrem proudění ledovce. Zelená: shoda; modrá: shoda pro dispersal trains s více směry rozšíření; žlutá: shoda, dispersal train se nachází na hranici zalednění; červená: směry se neshodují; šedá: zalednění k danému dispersal train nedosahovalo. Data: Batchelor a kol. (2019), Cummings a Russel (2018), Dalton a kol. (2022), Dalton a kol. (v rec. ř.).



Graf 1: Dispersal trains shodující se směrem zalednění vzhledem k těm, k nimž zalednění dosáhlo. DT: dispersal trains. Data: Batchelor a kol. (2019), Cummings a Russel (2018), Dalton a kol. (2022), Dalton a kol. (v rec. ř.).

8.1. Dispersal trains s nízkou četností shody s konfiguracemi zalednění

Jeden ze zkoumaných dispersal trains leží mimo hranice všech použitých rekonstrukcí rozsahu zalednění, jde o Powers Bluff quartzite boulder train, který se nachází ve státě Wisconsin (viz příloha 2 – mapa 3).

U čtyř dispersal trains nebyla nalezena shoda s žádným směrem proudění ledovce. Dispersal trains s jedinou shodou je šest. Dva dispersal trains mají dvě částečné shody (tj. že směry šíření se shodují, ale zalednění je nepokrylo kompletně). Další dva mají jednu shodu a jednu částečnou shodu (viz tab. č. 4). Počet dispersal trains s dvěma úplnými shodami je sedm, z nichž u jednoho je navíc vyhodnocena jedna částečná shoda. S výjimkou dvou leží všechny dispersal trains této skupiny v oblasti Appalačského ledovcového komplexu (viz. tab. č. 4).

Dispersal train	oblast	Roky před současností (v tis. let)		
Miscellaneous New Brunswick pebble trains I	A	x		
Miscellaneous New Brunswick pebble V	A	x		
Miscellaneous New Brunswick pebble train IX	A	x		
St Godefroi red sandstone gravel train	A	x		
East Kemptville tin train	A	45		
Mindamar mine zinc geochem train	A	30		
Salmon River porphyry pebble train	A	30		
Sisson scheelite train	A	40		
Mount Pleasant tin train	A	20		
Richmond amphibolite boulder train	A-L	30		
Plympton silicified wood pebble train	A-L	25	22	
Waterloo quartzite boulder train	K-L	25	22	
Diamond Hill agate-bearing boulder train	A-L	25	22	
George Hill chialtolite-bearing schist boulder train	A-L	25	22	
Waterford diabase pebble-cobble train	A	15	14	
Waterford gabbro pebble-cobble train	A	15	14	
Cuttingsville syenite boulder train	A-L	60	30	
Mount Ascutney quartz syenite boulder train	A-L	60	30	
Hingham red felsite boulder train	A-L	15	22	
Kirkland Lake gold grain train	K-L	55	11	
Red Hill syenite boulder train	A-L	20	18	16

Tabulka 4: Dispersal trains s nejmenším počtem shody se směrem ledovcového proudění a období, kdy ke shodě došlo. Zelená: zalednění zasahovalo celý dispersal train; žlutá: dispersal train byl na hranici ledovce, zalednění je kompletně nepokrylo, červená: dispersal train se neshodoval s žádným ze směrů proudění ledovce. Oblasti, kde se dispersal trains vyskytují jsou A: Appalačský ledovcový komplex (bez o. Newfoundland); A-L: přechodná oblast mezi Appalačským ledovcovým komplexem a centrem na pol. Labrador; K-L: přechodná oblast mezi centry v Keewatinu a na pol. Labrador.

8.2. Vliv poslední konfigurace zalednění na směr dispersal trains

Jedna z hypotéz předpokládá, že směr dispersal trains je ovlivněn poslední konfigurací zalednění, které je pokrývalo. Pro analýzu této varianty nebyly použity čtyři dispersal trains, které se neshodovaly s žádnou konfigurací, a Powers Bluff train ležící mimo hranice zalednění. Celkem tak bylo porovnáno 126 dispersal trains.

Směr 73 % dispersal trains odpovídá poslední konfiguraci ledovce, která se v dané oblasti vyskytovala. U 20 % jejich směr sice neodpovídá poslední konfiguraci ledovce, která je zasáhla, nicméně nejmladší odpovídající konfigurace je z doby LGM nebo následného ústupu. Pouze pro devět dispersal trains (tedy 7 %) platí, že se neshodují s poslední konfigurací a nejmladší odpovídající konfigurace je starší než LGM. V pěti případech jde o období před 30 tis. lety, zbylé čtyři jsou rozděleny do doby před 50 tis. až 40 tis. lety. Sedm z těchto devíti dispersal trains se nachází v oblasti ledovcového centra v Appalačích případně kontaktní oblasti mezi centry v Appalačích a na poloostrově Labrador.

8.3. Vliv nejdéle převládajícího směru toku ledovce na směr dispersal trains

Druhou hypotézou bylo, že směr rozšíření dispersal trains odpovídá směru toku ledovce, který v jejich okolí převládal nejdéle. V tomto případě bylo porovnáno 130 dispersal trains, neboť byl vynechán Powers Bluff dispersal train, který se vyskytuje mimo hranice zalednění. Zároveň byla vynechána rekonstrukce období pozdní gauss z důvodu velkého časového intervalu mezi ním a zbytkem rekonstrukcí a obtížným určením doby, po kterou ledovcový štít dosahoval tohoto rozsahu.

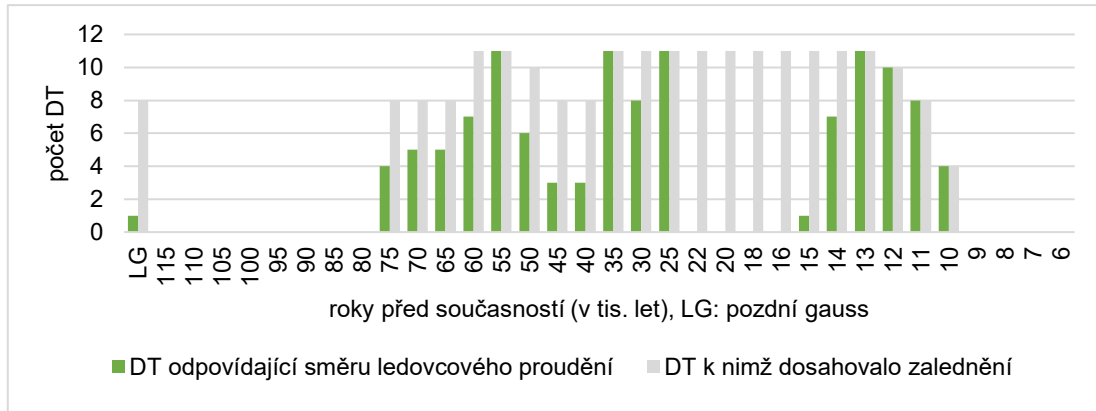
Směr rozšíření 68 % dispersal trains odpovídá směru ledovcového proudění, který v jejich okolí převládal po nejdéle dobu. Směr 19 % z celkových 130 dispersal trains se se směrem proudění shodoval ve všech případech, kdy k nim zalednění dosáhlo.

8.4. Skupiny dispersal trains, které se shodují se stejnými konfiguracemi zalednění

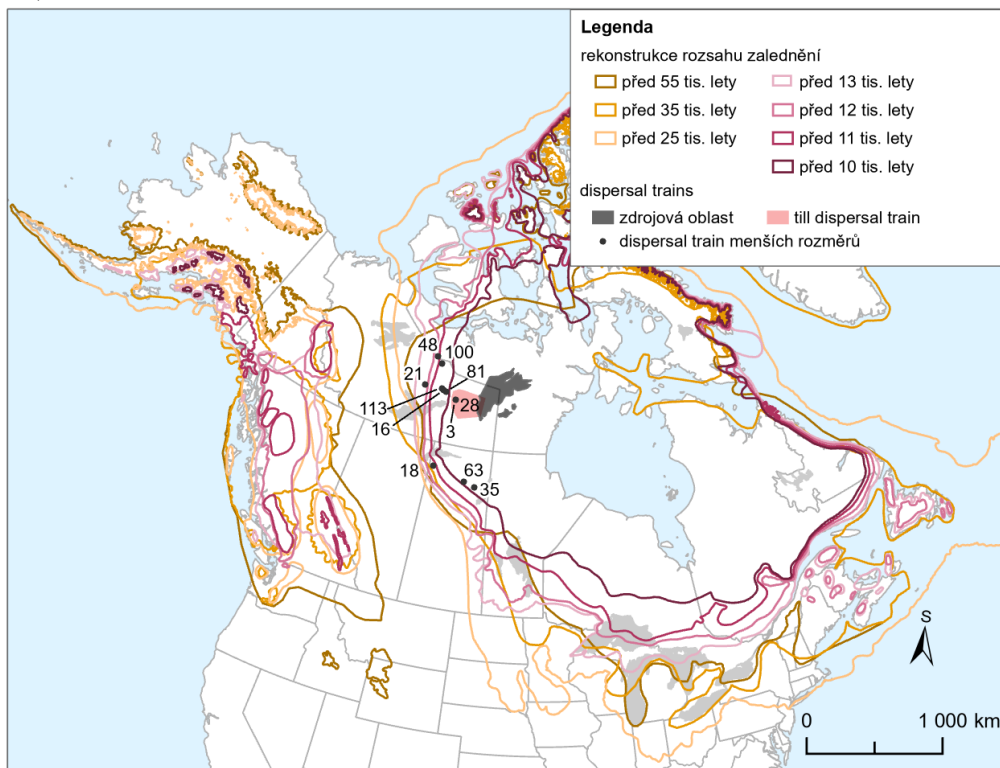
Dispersal trains, které se shodovaly s konfigurací před a po, ale nikoli během LGM, byly rozděleny do menších skupin. Kritériem bylo nalézt společná období (před LGM a po LGM) během nichž směr dispersal trains odpovídal konfiguraci zalednění tohoto období. Skupin není příliš mnoho a nejsou příliš početné. To je dané relativně malým počtem těch, které bylo možné takto analyzovat (31), neboť nebyly použity dispersal trains se shodou během LGM, se shodou pouze před LGM, nebo pouze po LGM a dispersal trains s žádnou, nebo pouze jednou shodou.

8.4.1. Skupina dispersal trains v okolí keewatinského dómu

První je skupina 11 dispersal trains v oblasti centra v Keewatinu. Všechny z nich se shodovaly se směrem proudění ledovce před 55 tis., 35 tis., 25 tis. a 13-10 tis. lety, pokud k nim zalednění dosahovalo (viz graf č. 2). Na obrázku č. 7 je vidět jejich rozmístění a hranice těch zalednění, s jejichž konfigurací se dispersal trains shodují.



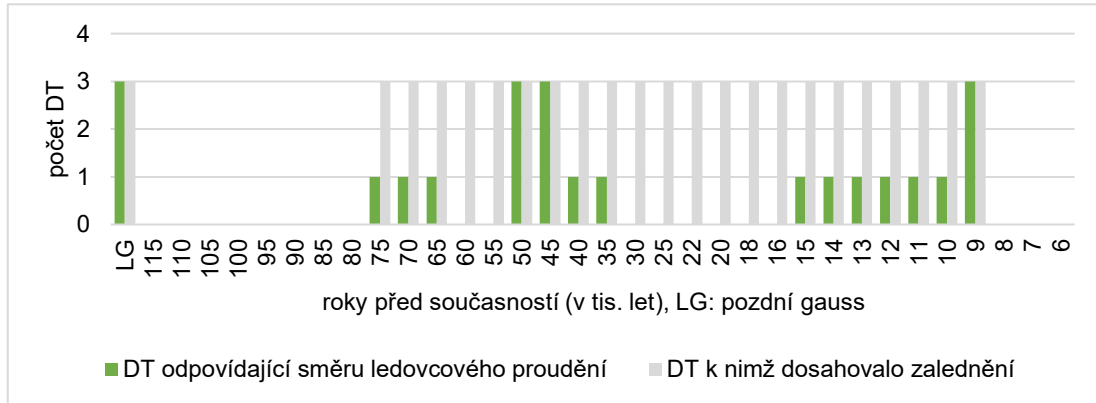
Graf 2: Skupina 11 dispersal trains shodujících se směrem zalednění vzhledem k těm, k nimž zalednění dosáhlo. DT: dispersal trains. Data: Batchelor a kol. (2019), Cummings a Russel (2018), Dalton a kol. (2022), Dalton a kol. (v rec. ř.).



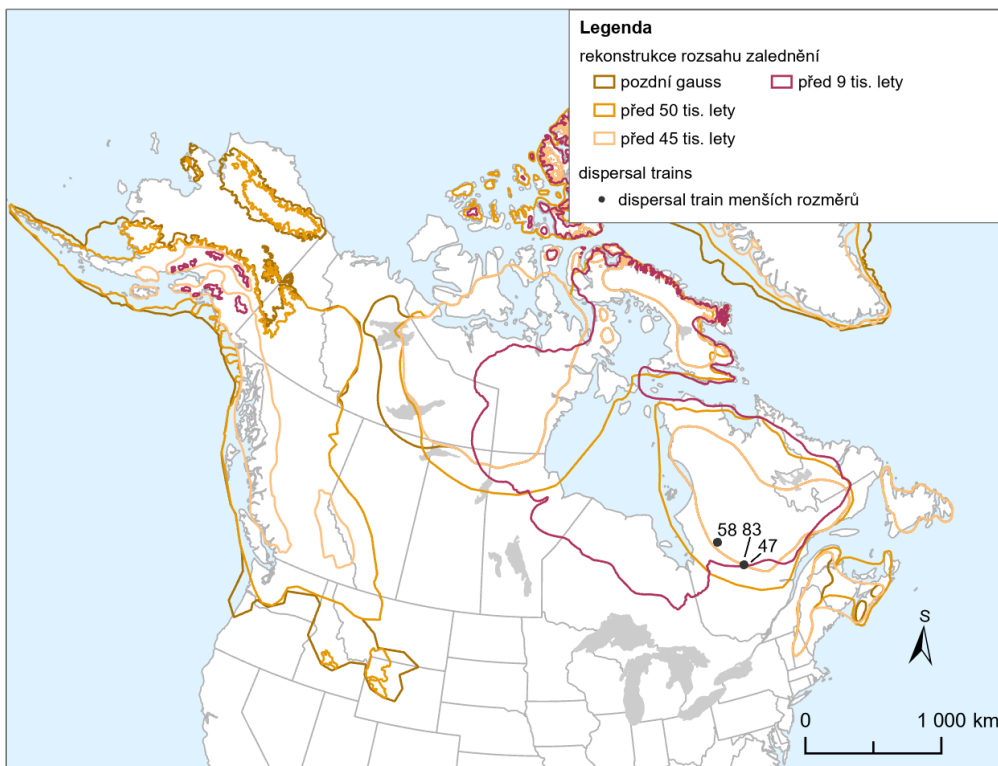
Obrázek 7: Skupina 11 dispersal trains a hranice zalednění s jejichž konfigurací se dispersal trains shodují, očíslování dispersal trains odpovídá tabulce v příloze č. 1. Data: Cummings a Russel (2018), Dalton a kol. (2022), Dalton a kol. (v rec. ř.), Natural Earth.

8.4.2. Skupina dispersal trains v okolí labradorského dómu

Následující tři dispersal trains se nachází v části LIS pod vlivem centra na Labradorském poloostrově. Se směrem ledovcového proudění shodovaly během období pozdní gauss, před 50 tis., 45 tis. a 9 tis. lety (viz graf č. 3 a obrázek č. 8).



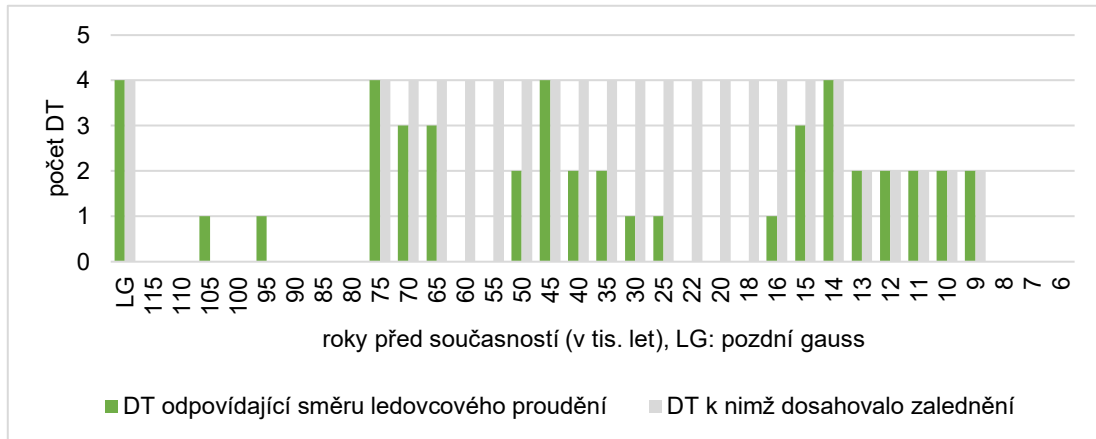
Graf 3: Skupina tří dispersal trains shodujících se směrem zalednění vzhledem k těm, k nimž zalednění dosáhlo. DT: dispersal trains. Data: Batchelor a kol. (2019), Cummings a Russel (2018), Dalton a kol. (2022), Dalton a kol. (v rec. ř.).



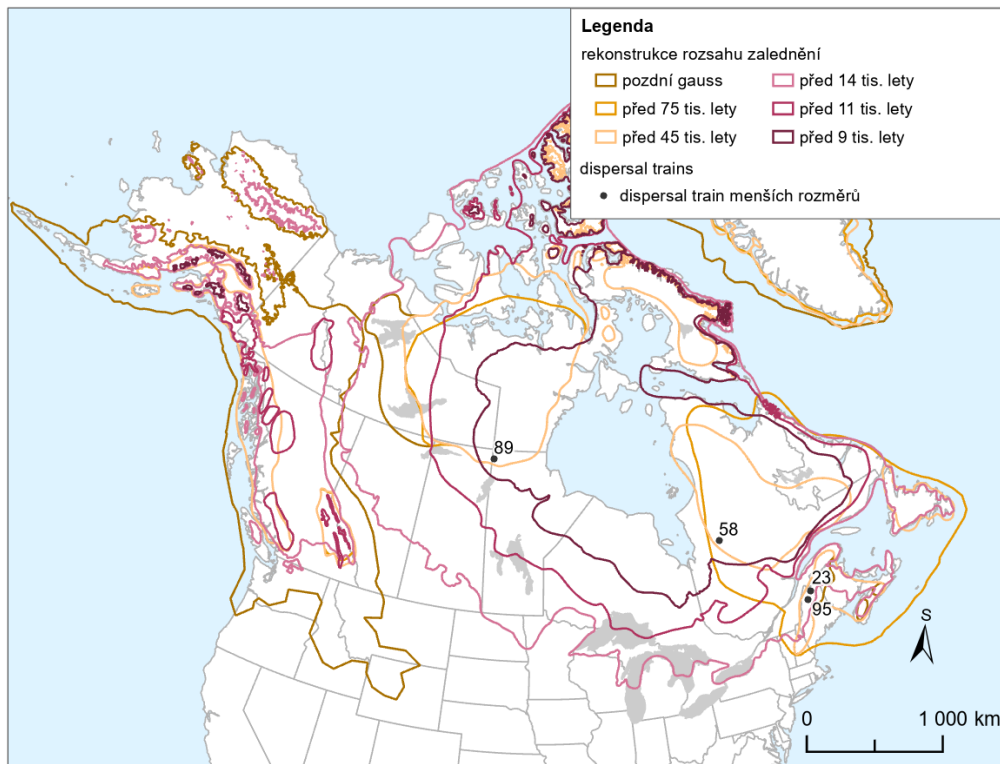
Obrázek 8: Skupina tří dispersal trains a hranice zalednění s jejichž konfigurací se dispersal trains shodují, očíslování dispersal trains odpovídá tabulce v příloze č. 1. Data: Batchelor a kol. (2019), Cummings a Russel (2018), Dalton a kol. (2022), Dalton a kol. (v rec. ř.), Natural Earth.

8.4.3. Skupina dispersal trains napříč LIS

Poslední je skupina čtyř dispersal trains, které se nevyskytují ve společném regionu. Jsou rozmístěny napříč LIS – v oblasti centra v Keewatinu, centra na Labradorském poloostrově a Appalačského ledovcového komplexu (viz obrázek č. 9). Shoda s konfiguracemi zalednění byla nalezena během období pozdní gauss, před 75 tis., 45 tis. a 14-9 tis. lety (viz graf č. 4).



Graf 4: Skupina čtyř dispersal trains shodujících se směrem zalednění vzhledem k těm, k nimž zalednění dosáhlo. DT: dispersal trains. Data: Batchelor a kol. (2019), Cummings a Russel (2018), Dalton a kol. (2022), Dalton a kol. (v rec. ř.).



Obrázek 9: Skupina čtyř dispersal trains a hranice zalednění s jejichž konfigurací se dispersal trains shodují, očíslování dispersal trains odpovídá tabulce v příloze č. 1. Data: Batchelor a kol. (2019), Cummings a Russel (2018), Dalton a kol. (2022), Dalton a kol. (v rec. ř.), Natural Earth.

9. Diskuse

Výsledky analýzy, které se týkaly konkrétních dispersal trains byly porovnány s dostupnou odbornou literaturou. Dále byly porovnány konfigurace zalednění společných pro vybrané skupiny nebo vyhodnoceny výsledky týkající se dvou hlavních hypotéz vlivu zalednění na směr dispersal trains. Závěrečná část diskuse se zabývá limity analýzy vzhledem k charakteru vstupních dat a zvoleným metodám.

9.1. Příčiny nízké četnosti shody některých dispersal trains

Powers Bluff quartzite boulder train je jediný, který leží mimo hranice rozšíření ledovcového štítu. Dle modelů Dalton a kol. (2022) a Dalton a kol. (v rec. ř.) se nachází v těsné blízkosti nejzazší hranice zalednění v této oblasti, nicméně zde nedosahují ani jejich maximální scénáře. Dle dostupné literatury tento dispersal train pravděpodobně vznikl ještě před illinoiským zaledněním, a to v období před 2,4 až 0,78 miliony let (Syverson a Colgan, 2004). Clayton (1991) uvádí, že vznikl během tzv. Milan phase (lokální označení jednoho z období vývoje zalednění v této oblasti) v raném pleistocénu.

Většina dispersal trains, které se buď vůbec, nebo pouze v malé míře shodují se směry rekonstruovaného ledovcového proudění v dané oblasti, se nachází regionu pod vlivem Appalačského ledovcového komplexu (viz tab. 4). Pět z nich leží na hranici nejrozsáhlejších zalednění a takto nízký počet shod odpovídá počtu rekonstrukcí zalednění, které k nim dosáhly. I přesto je evidentní kumulace podobných případů v tomto regionu (viz tab. č. 4). To může být dáno nepřesným odhadem konfigurace zalednění jako např. použití mladších konfigurací ledovce (Margold a kol., 2018) jako vzor odhadu pro období předcházející LGM. Nicméně je třeba brát v potaz relativně složitý vývoj zalednění v tomto regionu, kdy se střídal a měnil vliv lokální center a LIS. Vývoj zalednění a jeho konfigurace v tomto regionu je stále velmi nejasný (Seaman, 2004), existují jejich relativně odlišné modely (Shaw a kol., 2006; Stea, 2004). Vzorové rekonstrukce konfigurace ledovce (Margold a kol., 2018) vycházejí z modelu zalednění dle Shaw a kol. (2006), s hlavním ice divide směřujícím ze střední části Nového Skotska k severozápadu a vedlejším v západovýchodním směru napříč Novým Skotskem. V této skupině je i sedm z devíti dispersal trains, které se neshodují s poslední konfigurací a nejmladší odpovídající konfigurace je starší než LGM (viz. oddíl 8.2.). Z popsanych nejasností ve vývoji zalednění v tomto regionu je zřejmé, že i tento výsledek je třeba brát s rezervou.

9.2. Porovnání konfigurací zalednění

Dispersal trains, které se odpovídaly zaledněním před a po, ale nikoli během LGM, byly rozděleny do menších skupin tak, aby se napříč každou skupinou shodovaly se stejnými konfiguracemi zalednění. Cílem bylo tyto konfigurace z doby před LGM a po LGM navzájem porovnat. Zásadním limitem pro tuto část analýzy byl počet použitelných dispersal trains (31) v kombinaci s jejich poměrně roztroušeným rozmístěním.

Jedinou významnější skupinou bylo 11 dispersal trains v oblasti centra v Keewatinu (viz obr. č. 7). Mezi shodnými konfiguracemi zalednění pro tuto skupinu lze najít určité podobnosti. Jde o stále relativně rozsáhlá zalednění s východněji umístěným dómem v Keewatinu (oproti maximálním rozsahům), což souvisí s existencí relativně rozsáhlého nezaledněného koridoru v oblasti Vnitřních rovin mezi CIS a LIS (viz obr. č. 7). V oblasti tak převládají spíše západně (resp. jihozápadně u tří jižněji položených dispersal trains) orientované ledovcové proudy. Oproti tomu během zalednění s větším rozsahem zde ledovcové proudění směřovalo spíše k severozápadu (resp. k jihu). U čtyř z těchto zalednění (55, 12, 11, 10 tis.) existuje dóm u Hudsonova zálivu. Směr rozšíření všech dispersal trains této skupiny odpovídá konfiguraci posledního zalednění, které je zasáhlo. S výjimkou Artillery Lake carbonate boulder train (viz obr. 7 – dispersal train č. 3) odpovídají i směru proudění, který v oblasti převládal nejdéle.

Společné konfigurace pro skupinu dispersal trains v oblasti centra na Labradoru jsou spíše menšího rozsahu. Buď jde o izolovaná centra na Labradorském poloostrově, nebo nejmenší z konfigurací, kde jsou dómy na Labradoru, v Keewatinu a Hudsonově zálivu ještě propojeny (viz obr. č. 8). Pro všechny dispersal trains z této skupiny opět platí, že jejich směr je shodný se směrem během posledního zalednění, které je zasáhlo. Oproti tomu směr proudění, který v oblasti převládal, odpovídá směru rozšíření pouze jednoho z nich.

Třetí skupina je odlišná roztroušeným rozmístěním dispersal trains (viz obr. č. 9). Vyskytují se zde rekonstrukce s izolovanými oblastmi s centry v Keewatinu, na Labradoru, nebo v Appalalčích (pozdní gauss a před 45 tis. lety). V rámci rekonstrukce před 75 tis. lety jsou oblasti Labradoru a Appalačského ledovcového komplexu propojené a ledovec zasahuje až k okraji pevninského šelfu. Největší z rekonstrukcí odpovídají ústupu zalednění po LGM (před 14 až 9 tis. lety), západní a východní část LIS jsou oproti ostatním odpovídajícím konfiguracím propojené a u některých se vyskytuje dóm nad Hudsonovým zálivem (před 12 tis. až 9 tis. lety). V oblasti Appalačského ledovcového komplexu během těchto rozsáhlejších zalednění již ledovec nezasahuje k pevninskému šelfu (viz obr. č. 9). Směr všech z těchto dispersal trains odpovídá poslední konfiguraci a nejdéle převládajícímu směru zalednění odpovídají dva ze čtyř. V tomto případě nebylo bráno v potaz rozmístění dispersal trains a jejich výběr se tak řídil

pouze shodou se směry proudění ledovce. Ukázalo se, že hranice zalednění pro takto roztroušené dispersal trains jsou výrazně odlišné a nelze mezi nimi vyvodit nějakou významnější spojitost.

9.3. Srovnání analýzy dispersal trains s více směry rozšíření s jinými studii

Specifickou skupinou jsou dispersal trains s více směry rozšíření. Pro některé lze v literatuře dohledat odhady doby jejich vzniku a porovnat je tak s výsledky analýzy. Dispersal trains Lac du Labyrinthe train (viz příloha 2 – mapa 8) a Little Megantic Mountains trains (viz příloha 2 – mapa 5) zmiňuje ve své práci Parent a kol. (1996). Jejich část, která vznikla vlivem staršího proudění ledovce, se označuje jako tzv. palimpsest dispersal train. Parent a kol. (1996) jako tento prvotní směr Lac du Labyrinthe train uvádí západoseverozápadní směr rozšíření a jako mladší, sekundární uvádí západojihozápadní směr. Dle výsledků analýzy (viz tab. č. 5) prvotní směr odpovídá období před LGM, konkrétně před 75-65 tis. lety a před 40 tis. lety. Sekundární rozšíření (směr azimutu 2, viz tabulka č. 5) se shoduje s obdobím ústupu zalednění od doby před 15 tis. lety, ale i s některými úseky, které předcházely LGM. V případě Little Megantic Mountains train primární (palimpsest) dispersal train směřuje k jihozápadu a vznikl během raného nebo středního wisconsinu (Parent a kol., 1996). Dle výsledků analýzy tento směr odpovídá období před 75 tis. až 65 tis. lety, což lze označit jako raný wisconsin. Hlavní, mladší část tohoto dispersal train směřuje k jihovýchodu a vznikla během pozdního wisconsinu (Parent a kol., 1996). Tomu výsledky analýzy odpovídají pouze do určité míry, vedle pozdního wisconsinu by se tento směr rozšíření dispersal train shodoval i se středním wisconsinem.

Charbonneau a David (2011) zmiňují McGerrigle Mountains granite boulder train (viz příloha 2 – mapa 6), jehož výběžek směřující k jihovýchodu má odpovídat proudění z oblasti labradorského dómu během raného wisconsinu, zatímco druhý výběžek k severovýchodu je následkem vlivu lokálního centra v Appalačích během pozdního wisconsinu. Směr k jihovýchodu dle výsledků analýzy odpovídá tomuto předpokladu (před 75 tis. až 65 tis. lety). Severozápadní směr pak je v čase více roztroušený napříč středním a pozdním wisconsinem.

Ve výčtu v tabulce č. 5 chybí Foothills erratics train a Martin Lake porphyry train. Foothills erratics train (v oblasti Kordiller) má sice více směrů rozšíření (viz příloha 1), nicméně ty nesměřují od zdroje, jde spíše o postupné rozvlečení ledovcovým prouděním, jehož směr se v rámci dané konfigurace měnil. Pravděpodobně vznikl během pozdního wisconsinu, kdy se LIS propojil s údolními ledovci z Kordiller (Jackson, 2017; Jackson a kol., 1997). Dále

v tabulce chybí třetí směr rozšíření Eden Lake appenite gravel train (viz příloha 1 a příloha 2 – mapa 7), pro který nebyla nalezena shoda s žádnou konfigurací.

9.4. Srovnání vlivu poslední konfigurace zalednění a nejdéle převládajícího proudění na směr dispersal trains

Z výsledků analýzy vyplývá, že směr 68 % dispersal trains se shoduje s nejdéle převládajícím směrem proudění a rozšíření 73 % dispersal trains odpovídá poslednímu zalednění, které je zasáhlo (ve všech případech toto poslední zalednění nastalo buď během nebo po LGM). Na základě těchto výsledků nelze ani jednu variantu potvrdit. Zároveň nelze říci, že tyto dvě skupiny obsahují tytéž dispersal trains, tedy že pokud dispersal train odpovídá směru posledního zalednění, pak je tento směr zároveň i tím, který v jeho nejdéle převládal (viz tab. č. 6).

		hypotéza II	
		platí	neplatí
hypotéza I	platí	70	22
	neplatí	19	15
	x	0	4

Tabulka 6: *Vzájemný vztah mezi dispersal trains které (ne)odpovídají hypotézám vlivu na směr rozšíření dispersal train. Hypotéza I: směr rozšíření dispersal trains odpovídá poslednímu zalednění, které je zasáhlo; hypotéza II: směr rozšíření dispersal trains odpovídá směru nejdéle převládajícího proudění; x: dispersal trains, které nebyly při hodnocení hypotézy zahrnuty (nebyla u nich nalezena shoda se žádným zaledněním, tudíž nemohly být zahrnuty do vyhodnocení hypotézy I).*

Pro výraznou většinu (93 %) dispersal trains platí, že nejmladší konfigurace ledovce, jejímuž směru toku ledu odpovídají, je z období během LGM a následného ústupu. Zároveň ovšem platí, že pouze v případě 65 % dispersal trains jejich směr odpovídá převládajícímu směru proudění během LGM a následného ústupu.

Sedm z devíti dispersal trains, jejichž nejmladší shoda se směrem proudění ledovce odpovídá některému ze zalednění před LGM (a zároveň nejde o poslední zalednění, které je zasáhlo) patří mezi skupinu s nízkou četností shod. Jde o skupinu, která se nachází v oblasti Appalačského ledovcového komplexu, kde stále panují velké nejasnosti ohledně vývoje zalednění (viz. oddíl 9.1.). Z toho důvodu je třeba brát četnost této skupiny s určitou rezervou, je totiž možné, že při použití jiného vzorového modelu konfigurace (např. dle Stea, 2004), by výsledky mohly být odlišné.

9.5. Potenciální chyby během analýzy

K určitým nepřesnostem mohla vést samotná použitá data. V případě dispersal trains může být limitem nepřesné vymezení jejich hranice, nebo hranice zdroje, které mohou být v některých případech neznámé nebo nejasné (Cummings a Russell, 2018). To se pak mohlo kumulovat s chybou, ke které došlo v rámci určení směru jejich šíření. V tomto případě se díky mnohdy roztroušenému rozsahu, nebo nejasnému směru nedalo aplikovat jednotné, jasné pravidlo (jako například spojnice geometrických středů zdroje a dispersal train, nebo spojnice středu zdroje s nejvzdálenějším bodem dispersal train apod.). Dalším limitem těchto dat je, že podávají informaci pouze o jejich rozsahu, ale nikoli o koncentraci rozvlečeného materiálu v jednotlivých částech dispersal train. Na jejím základě totiž mohou být identifikovány části vzniklé vlivem staršího (palimpsest dispersal train) a mladšího pohybu ledovce (Parent a kol., 1996) a tudíž přesněji označeny směry jejich rozšíření. Bez takové informace by bylo obtížné určit správnou variantu kombinace směrů, které daly vzniknout jejich výslednému tvaru. Velkou roli může hrát i zmíněný vertikální rozměr dispersal trains. Vzorky se často odebírají v jedné hloubce a nemusí tak být odhalen jejich skutečný rozsah (Hooke a kol., 2013). Pokud by vzorky byly odebrány ve více vrstvách tillu, což by mohlo ovlivnit odhad jejich směru rozšíření, který by se pro jednotlivé vrstvy mohl lišit, tak tuto informaci data opět nenesou.

Dalším použitým zdrojem dat pro analýzu byly rekonstrukce hranic zalednění. V tomto případě je evidentní omezení vyplývající z rozsahu časové škály od doby před 115 tis. lety do ústupu zalednění (Dalton a kol., 2022; Dalton a kol., v rec. ř.), jedinou starší použitou rekonstrukcí rozsahu je pozdní gauss (před 2,6–3,6 miliony let) dle Batchelor a kol. (2019). V článku Batchelor a kol. (2019) jsou dostupné rekonstrukce rozsahu i pro další zalednění, která nastala na vrcholu pleistocenních glaciálů (matuyama, MIS 20-24, MIS 16, MIS 12, MIS 10 a MIS 8). Pokud by byly zahrnuty do analýzy, ovlivnilo by to výsledky výrazně ve prospěch nejrozsáhlejších zalednění, neboť nejsou dostupné rekonstrukce pro nástup nebo ústup těchto zalednění. Rekonstrukce pro pozdní gauss byla použita z důvodu odlišné konfigurace, pro porovnání s mladšími zaledněními. Omezená dostupnost rekonstrukcí rozsahu starších zalednění vyplývá z nedostatku empirických dat pro toto období (Batchelor a kol., 2019; Dalton a kol., 2022). Už i v rámci použitých dat klesá spolehlivost rekonstrukcí pro starší období než před 45 tis. lety (to odpovídá limitu pro radiokarbonové datování), která jsou také nedostatečně empiricky podložena (Dalton a kol., 2022) a může to tak vést k dalším možným chybám během analýzy. Přesto byla tato studie zvolena díky dostupným, relativně podrobným a konzistentním rekonstrukcím rozsahu zalednění, která jsou podložena empirickými daty, numerickým modelováním i odhady změn hladiny oceánu.

Pravděpodobně k největší potenciální chybě mohlo dojít při odhadu směru ledovcového proudění pro jednotlivá časová období. Rekonstrukce konfigurace ledovcového štítu a ledovcových proudů existují pro LGM a následný ústup (Dyke a Prest, 1987; Margold a kol., 2018), nicméně pro období starší než LGM jsou dostupné pouze (značně nepřesné) rozsahy zalednění, ale ne jejich konfigurace, s výjimkou útržkovitých dat jako jsou swarm patterns dle Kleman a kol. (2010) nebo flow sets dle Boulton a Clark (1990).

První z postupů odhadu směru ledovcového proudění vychází z předpokladu, že okraj ledovce je kolmý na jeho směr šíření, tedy na ledovcové proudění. V programu ArcGis Pro tak byly vygenerovány linie kolmé k hranici zalednění a jejich azimut byl porovnán se směrem šíření dispersal trains. Tato metoda byla zvolena kvůli minimálnímu počtu mezikroků, které by mohly vést dalším nepřesnostem. Jiné varianty by zahrnovaly mezikroky jako odhad konfigurace ledovce (tedy rozmístění dómů a ice divides). Hlavní nevýhodou tohoto postupu je, že nebere ohled na řadu faktorů, kterými je konfigurace a šíření ledovce podmíněno (podloží, topografie apod.).

Předchozí postup není použitelný pro konfigurace ledovcového štítu, kdy lze předpokládat propojení více dómů, nebo při spojení LIS s jinými ledovcovými štíty (CIS, IIS či Grónský ledovcový štít) a výsledek by byl příliš zavádějící. V tomto případě byly směry šíření rekonstruovány dle vzoru rekonstruovaných konfigurací LGM a mladších, především dle Margold a kol. (2018), popřípadě Dyke a Prest (1987). Pro období LGM a mladší byly použity časově a rozsahem odpovídající konfigurace z těchto článků. Pro období starší než LGM nejsou podobné modely dostupné, z toho důvody jim byly přiřazeny ty rekonstrukce konfigurací, které jim nejvíce odpovídaly rozsahem zalednění. Rozdělení na tyto dvě varianty je sice na úkor určité konzistence v metodice, nicméně ani jedna z metod by nebyla aplikovatelná na oba případy, aniž by došlo k ještě výraznějším chybám.

Specifický je region Kordiller. Rekonstrukce směrů toku ledovce během období, kdy byl CIS propojen s LIS (tedy během LGM a následného ústupu do doby před 14 tis. lety) vycházela z rekonstrukce ledovcových toků během pozdního wisconsinu dle Kleman a kol. (2010). Mimo toto období byla opět použita metoda linií kolmých k hranici ledovce, nicméně lze předpokládat její významnou chybovost, neboť ledovcové proudění v tomto regionu bylo (především mimo období maximálního rozsahu ledovce) významně ovlivněno topografií (Clague, 2009).

Další limit se týká samotného porovnání azimutů směru šíření dispersal trains a směru ledovcového proudění, kde je poměrně velká tolerance (30°), kdy je jejich vzájemný vztah klasifikován jako shoda. Takto velký úhlový rozsah byl zvolen s ohledem na předpokládané

chyby (směr šíření ledovce a dispersal trains), k nimž mohlo dojít v průběhu analýzy. Má tak tyto nepřesnosti do určité míry eliminovat a zachytit hlavní trend případně vzájemné kompatibility mezi dispersal trains a danými konfiguracemi ledovcového štítu. Z toho důvodu ani nelze tvrdit, že čím je shoda mezi porovnávanými azimuty lepší, tím je daná varianta pravděpodobnější.

10. Závěr

V analýze bylo celkem zpracováno 131 dispersal trains. Původní soubor jich sice obsahoval o deset více, ty ale byly z důvodu velikosti a polohy poblíž ice divides nebo center ledovce vynechány. Směry rozšíření dispersal trains byly porovnány se směry toku ledu v období pozdní gauss a mezi 115 a 6 tis. lety před současností.

Původní předpoklady byly, že směr rozšíření dispersal trains odpovídá buď poslednímu zalednění, které je zasáhlo, nebo odpovídá směru nejdéle převládajícího proudění. Přestože první z nich má lehce vyšší oporu ve výsledcích, nelze dát zcela jednoznačnou odpověď, zda lze některý z těchto předpokladů potvrdit. Další variantou by mohl být vliv převládajícího směru během LGM a následného ústupu, nicméně ani v tomto případě nebyla shoda výraznější než u původních dvou hypotéz.

Dále se ukázalo, že většina dispersal trains s nízkou četností shody s konfiguracemi ledovce se koncentruje do oblasti a okolí Appalačského ledovcového komplexu. Vysvětlením může být stále relativně nejasný vývoj zalednění v této oblasti a zvolený zdroj pro odhady konfigurace.

Dalším cílem analýzy bylo porovnat konfigurace zalednění před a po LGM, které jsou shodné pro vybrané skupiny dispersal trains. Podobnosti mezi konfiguracemi se daly nalézt u dvou skupin ze tří. Lze předpokládat, že to je dáno vlivem roztroušeného rozmístění dispersal trains ve třetí skupině a že je tedy při podobném typu analýzy třeba dbát nejen na společnou shodu s konfiguracemi zalednění, ale i na podobnou lokaci dispersal trains v rámci jedné skupiny. Vypovídací hodnota této části analýzy je výrazně omezena malým počtem skupin, které zároveň obsahují nízký počet prvků, což je dáno malou četností vhodných dispersal trains, které mohly být takto rozděleny.

11. Zdroje

ADAMS, J., CLAGUE, J. J. (1993): Neotectonics and large-scale geomorphology of Canada. *Progress in Physical Geography*, 17, 2, 248-264.

ADAMS, J. M., MASLIN, M. A., THOMAS, E. (1999): Sudden climate transitions during the Quaternary. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 23, 1, 1-36.

ANDREWS, J. T. (2009): Wisconsinan (Weichselian, Würm) Glaciation. In: Gornitz, V.: *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Springer, Dordrecht, 986-992.

AYERS, H. D. (2006): Drainage Basin. *The Canadian Encyclopedia*, <https://www.thecanadianencyclopedia.ca/en/article/drainage-basin> (cit. 10. 7. 2023).

BAILEY, R. G. (1998). Ecoregions map of North America: Explanatory note. Misc. Publ. 1548. USDA Forest Service, Washington, DC.

BALLY, A. W., SCOTSESE, C. R., ROSS, M. I. (1989): North America; Plate-tectonic setting and tectonic elements. In: Bally, A. W. a Palmer, A. R.: *The Geology of North America—An Overview*, Geological Society of America, Boulder, 1-15.

BARTOLI, G., SARNTHEIN, M., WEINELT, M., ERLLENKEUSER, H., GARBE-SCHONBERG, D., LEA, D. W. (2005): Final closure of Panama and the onset of northern hemisphere glaciation. *Earth and Planetary Science Letters*, 237, 1-2, 33-44.

BATCHELOR, C. L., MARGOLD, M., KRAPP, M., MURTON, D. K., DALTON, A. S., GIBBARD, P. L., STOKES, CH. R., MURTON, J. B., MANICA, A. (2019): The configuration of Northern Hemisphere ice sheets through the Quaternary. *Nature Communications*, 10, 3713.

BONE, R. M. (2002): *The regional geography of Canada*. Oxford University Press, Ontario.

BOULTON, G. S., CLARK, C. D. (1990): The Laurentide ice sheet through the last glacial cycle: The topology of drift lineations as a key to the dynamic behaviour of former ice sheets. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 81, pp 327-347.

BOYCE, F. M. (2006): Lake. The Canadian Encyclopedia, <https://www.thecanadianencyclopedia.ca/en/article/lake> (cit. 10. 7. 2023).

CALKIN, P. E., YOUNG, G. M. (2002): Global glacial chronologies and causes of glaciation. In: Menzies, J.: Modern and Past Glacial Environments. Butterworth-Heinemann, 15-52.

CEC (1997): Ecological regions of North America: toward a common perspective. The Commission for Environmental Cooperation, Montreal.

CLAGUE, J. J. (1989): Quaternary Geology of the Canadian Cordillera. In: Fulton, R. J.: Quaternary Geology of Canada and Greenland. Geological Society of America, Ottawa, 15–96.

CLAGUE, J. J. (2009). Cordilleran Ice Sheet. In: Gornitz, V.: Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Springer, Dordrecht, 206-211.

CLARK, P. U., ARCHER, D., POLLARD, D., BLUM, J. D., RIAL, J. A., BROVKIN, V., MIX, A. C., PISIAS, N. G., ROY, M. (2006): The middle Pleistocene transition: characteristics, mechanisms, and implications for long-term changes in atmospheric pCO₂. Quaternary Science Reviews, 25, 23-24, 3150-3184.

CLARK, P. U., DYKE, A. S., SHAKUN, J. D., CARLSON, A. E., CLARK, J., WOHLFARTH, B., MITROVICA, J. X., HOSTETLER, S. W., MCCABE, A. M. (2009): The Last Glacial Maximum. Science, 325, 5941, 710-714.

CLARK, P. U., MIX, A. C. (2002): Ice sheets and sea level of the Last Glacial Maximum. Quaternary Science Reviews, 21, 1-3, 1-7.

CLARK, P. U., POLLARD, D. (1998): Origin of the middle Pleistocene transition by ice sheet erosion of regolith. Paleoceanography, 13, 1, 1-9.

CLARK, P. U., TARASOV, L. (2014): Closing the sea level budget at the Last Glacial Maximum. Proceedings of the National Academy of Sciences 111, 45, 15861-15862.

CLAYTON, L. (1991): Pleistocene Geology of Wood County, Wisconsin. Wisconsin Geological and Natural History Survey, Information circular – 68, University of Wisconsin-Extension.

CUMMINGS, D. I., RUSSELL, H. A. J. (2018): Glacial dispersal trains in North America. Taylor and Francis Ltd., 14, 2, 476-485.

DALTON, A. S., DULFER, H. E., MARGOLD, M., HEYMAN, J., CLAGUE, J. J., FROESE, D. G., GAUTHIER, M. S., HUGHES, A. L. C., JENNINGS, C. E., NORRIS, S. L., STOKER, B. J. (v rec. ř.): Deglaciation of the North American Ice Sheet Complex in calendar years based on a new comprehensive database of chronological data: NADI-1. Quaternary Science Reviews, 224.

DALTON, A. S., STOKES, C. R., BATCHELOR, C. L. (2022): Evolution of the Laurentide and Innuitian ice sheets prior to the Last Glacial Maximum (115 ka to 25 ka). Earth-Science Reviews, 224.

DE SCHEPPER, S., GIBBARD, P. L., SALZMANN, U., EHLERS, J. (2014): A global synthesis of the marine and terrestrial evidence for glaciation during the Pliocene Epoch. Earth-Science Reviews, 135, 83-102.

DYKE A. S., ANDREWS, J. T., CLARK, P. U., ENGLAND, J. H., MILLER, G. H., SHAW, J., VEILLETTE, J. J. (2002): The Laurentide and Innuitian ice sheets during the Last Glacial Maximum. Quaternary Science Reviews, 21, 9-31.

DYKE, A. S., PREST, V. K. (1987): Late Wisconsinan and Holocene History of the Laurentide Ice Sheet. Géographie physique et Quaternaire, 41, 2, 237–263.

DYKE, A. S., VINCENT, J. S., ANDREWS, J., DREDGE, L. COWAN, W. (1989): Quaternary geology of the Canadian shield. In: Fulton, R. J.: Quaternary Geology of Canada and Greenland. Geological Society of America, Ottawa, 175-318.

EATON, B., MOORE, R. D. (2010): Regional Hydrology. In: Pike, R. G. et al.: Compendium of forest hydrology and geomorphology in British Columbia. Ministry of Forests and Range Forest Science Program a FORREX Forum for Research and Extension in Natural Resources, Victoria, 85–109.

FRETWELL, P., PRITCHARD, H. D., VAUGHAN, D. G., BAMBER, J. L., BARRAND, N. E., BELL, R., BIANCHI, C., BINGHAM, R. G., BLANKENSHIP, D. D., CASASSA, G., CATANIA, G., CALLENS, D., CONWAY, H., COOK, A. J., CORR, H. F. J., DAMASKE,

D., DAMM, V., FERRACCIOLI, F., FORSBERG, R., FUJITA, S., GIM, Y., GOGINENI, P., GRIGGS, J. A., HINDMARSH, R. C. A., HOLMLUND, P., HOLT, J. W., JACOBEL, R. W., JENKINS, A., JOKAT, W., JORDAN, T., KING, E. C., KOHLER, J., KRABILL, W., RIGER-KUSK, M., LANGLEY, K. A., LEITCHENKOV, G., LEUSCHEN, C., LUYENDYK, B. P., MATSUOKA, K., MOUGINOT, J., NITSCHKE, F. O., NOGI, Y., NOST, O. A., POPOV, S. V., RIGNOT, E., RIPPIN, D. M., RIVERA, A., ROBERTS, J., ROSS, N., SIEGERT, M. J., SMITH, A. M., STEINHAGE, D., STUDINGER, M., SUN, B., TINTO, B. K., WELCH, B. C., WILSON, D., YOUNG, D. A., XIANGBIN, C., AND ZIRIZZOTTI, A. (2013): Bedmap2: improved ice bed, surface and thickness datasets for Antarctica, *The Cryosphere*, 7, 375–393.

GAO, C., MCANDREWS, J., WANG, X., MENZIES, J., TURTON, C., WOOD, B., PEI, J., KODORS, C. (2012): Glaciation of North America in the James Bay Lowland, Canada, 3.5 Ma. *Geology*, 40, 11, 975-978.

GOVERNMENT OF CANADA (2013a): Water sources: lakes. Government of Canada, <https://www.canada.ca/en/environment-climate-change/services/water-overview/sources/lakes.html> (cit. 10. 7. 2023).

GOVERNMENT OF CANADA (2013b): Water sources: rivers. Government of Canada, <https://www.canada.ca/en/environment-climate-change/services/water-overview/sources/lakes.html> (cit. 10. 7. 2023).

GOWAN., E. J., ZHANG, X., KHOSRAVI, S., ROVERE, A., STOCCHI, P., HUGHES, A. L. C., GYLLENCREUTZ, R., MANGERUD, J., SVENSON, J., LOHMANN, G. (2021): A new global ice sheet reconstruction for the past 80 000 years. *Nature Communications*, 12, 1199.

HANEBUTH, T. J., STATTEGGER, K., GROOTES, P. M. (2000): Rapid flooding of the Sunda Shelf: A late-glacial sea-level record. *Science*, 288, 5468, 1033-103.

HOOKE, R., CUMMINGS, D. I., LESEMANN, J.-E., SHARPE, D. R. (2013): Genesis of dispersal plumes in till. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 50, 8, 847-855.

HUGHES, P. D., GIBBARD, P. L., EHLERS, J. (2013): Timing of glaciation during the last glacial cycle: Evaluating the concept of a global 'Last Glacial Maximum' (LGM). *Earth-Science Reviews*, 125, 171-198.

- CHALK, T. B., HAIN, M. P., FOSTER, G. L., ROHLING, E. J., SEXTON, P. F., BADGER, M. P. S., CHERRY, S. G., HASENFRATZ, A. P., HAUG, G. H., JACCARD, S. L., MARTÍNEZ-GARCÍA, A., PÄLIKE, H., PANCOST, R. D., WILSON, P. A. (2017): Causes of ice age intensification across the Mid-Pleistocene Transition. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 114, 50, 13114-13119.
- CHARBONNEAU, R., DAVID, P. P. (2011): Glacial dispersal of rock debris in central Gaspésie, Quebec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30, 8, 1697-1707.
- JACKSON, L. E. (2017): The Foothills Erratics Train Region. In: Slaymaker, O. (eds) *Landscapes and Landforms of Western Canada. World Geomorphological Landscapes*. Springer, Cham, 157-165.
- JACKSON, L. E., PHILLIPS, F. M., SHIMAMURA, K., LITTLE, E. C. (1997): Cosmogenic ^{36}Cl dating of the Foothills erratics train, Alberta, Canada. *Geology*, 25, 3, 195–198.
- KARROW, P., OCCHIETTI, S. (1989): Quaternary geology of the St. Lawrence lowlands of Canada. In: Fulton, R. J.: *Quaternary Geology of Canada and Greenland*. Geological Society of America, Ottawa, 321-289.
- KLEMAN, J., HÄTTESTRAND, C., STROEVEN, A., JANSSON, K. N., DE ANGELIS, H., BORGSTRÖM, I. (2006): Reconstruction of paleo-ice sheets - inversion of their glacial geomorphological record. In: Knight, P.G.: *Glacier Science and Environmental Change*. Blackwell Publishing Ltd., London, 192-198.
- KLEMAN, J., JANSSON, K., DE ANGELIS, H., STROEVEN, A. P., HÄTTESTRAND, C., ALM, G., GLASSER, N. (2010): North American Ice Sheet build-up during the last glacial cycle, 115-21 kyr. *Quaternary Science Reviews*, 29, 17-18, 2036-2051.
- LYDOLPH, P. E. (1985): *The Climate of the Earth*. Roman & Allanheld Publishers, Lanham.
- MARGOLD, M., STOKES, C., CLARK, C. (2018): Reconciling records of ice streaming and ice margin retreat to produce a palaeogeographic reconstruction of the deglaciation of the Laurentide Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews*, 189, 1-30.
- MARSH, J. (1999): *The Canadian Encyclopedia: Year 2000 Edition*. McClelland & Stewart, Toronto.

MARSH, J., PIPER, L. (2006): The Canadian Encyclopedia, <https://www.thecanadianencyclopedia.ca/en/article/mackenzie-river> (cit. 9. 7. 2023).

MILLER, G. H., ANDREWS, J. T. (2019): Hudson Bay was not deglaciated during MIS-3. *Quaternary Science Reviews*, 225.

MONGER, J., PRICE, R. A. (2002): The Canadian Cordillera: Geology and Tectonic Evolution. *CSEG Recorder*, 27, 2, 17-36.

MONGER, J. W. H., SOURHER, J. G., GABRIELSE, H. (1972): Evolution of the Canadian Cordillera; a plate-tectonic model. *American Journal of Science*, 272, 7, 577-602.

Natural Earth: Medium scale data, 1:50m, <https://www.naturalearthdata.com/downloads/> (cit. 3. 4. 2023).

ORME, A. R. (2002): *The Physical geography of North America*. Oxford University Press, New York.

PARENT, M., PARADIS, S. J., DORION, A. (1996): Palimpsest glacial dispersal trains and their significance for drift prospecting. *Journal of Geochemical Exploration*, 56, 2, 123-140.

PHILLIPS, D. W. (1990): *The climates of Canada*. Roman & Allanheld Publishers, Ottawa.

ROSE, J., MENZIES, J. (2002): Glacial stratigraphy. In: Menzies, J.: *Modern and Past Glacial Environments*. Butterworth-Heinemann, 445-473.

SEAMAN, A. A. (2004): Late Pleistocene history of New Brunswick, Canada. In: Ehlers, J., Gibbard, P.L.: *Developments in Quaternary Sciences*. Elsevier, 151-167.

SHAW, J., PIPER, D. J. W., FADER, G. B. J., KING, E. L., TODD, B. J., BELL, T., BATTERSON, M. J., LIVERMAN, D. G. E. (2006): A conceptual model of the deglaciation of Atlantic Canada. *Quaternary Science Reviews*, 25, 17-18, 2059-2081.

SLY, P. (2006): Great Lakes. The Canadian Encyclopedia, <https://www.thecanadianencyclopedia.ca/en/article/great-lakes> (cit. 10. 7. 2023).

STATISTICS CANADA (2018): Ecological Land Classification, 2017. Statistics Canada, Ottawa.

STEA, R. R. (2004): The Appalachian Glacier Complex in Maritime Canada. In: Ehlers, J., Gibbard, P. L.: *Developments in Quaternary Sciences*. Elsevier, 213-232.

STOKES, C. R., TARASOV, L., DYKE, A. S. (2012): Dynamics of the North American Ice Sheet Complex during its inception and build-up to the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 50, 86-104.

STOKES, Ch. R. (2017): Deglaciation of the Laurentide ice sheet from the Last Glacial Maximum. *Cuadernos de Investigación Geográfica* 43, 2, 377-428.

SYVERSON, K. M., COLGAN, P. M. (2004): The Quaternary of Wisconsin: A review of stratigraphy and glaciation history. In: Ehlers, J., Gibbard, P. L.: *Developments in Quaternary Sciences*. Elsevier, 295-311.

ULLMAN, D.J., CARLSON, A.E., HOSTETLER, S. W., CLARK, P.U., CUZZONE, J., MILNE, G. A., WINSOR, K., CAFFEE, M. (2016): Final Laurentide ice-sheet deglaciation and Holocene climate-sea level change. *Quaternary Science Reviews*, 152, 49-59.

US EPA (2022): Ecoregions of North America. US EPA (U.S. Environmental Protection Agency), <https://www.epa.gov/eco-research/ecoregions-north-america> (cit. 1. 6. 2023).

VINCENT, J. S. (1989): Quaternary geology of the Canadian Interior plains. In: Fulton, R. J.: *Quaternary Geology of Canada and Greenland*. Geological Society of America, Ottawa, 99-174.

WIKEN E., NAVA, F. J., GLENN G. (2011): North American Terrestrial Ecoregions - Level III. The Commission for Environmental Cooperation, Montreal.

WILLEIT, M., GANOPOLSKI, A., CALOV, R., ROBINSON, A., MASLIN, M. (2015): The role of CO₂ decline for the onset of Northern Hemisphere glaciation. *Quaternary Science Reviews*, 119, 22-34.

WILLIAMS, H. (1985): *Geology of the Appalachian—Caledonian Orogen in Canada and Greenland*. Geological Survey of Canada, Ottawa.

12. Seznam obrázků, tabulek, grafů a příloh

12.1. Seznam obrázků

Obrázek 1: Rozmístění dispersal trains.....	9
Obrázek 2: Ekoregiony úrovně I dle klasifikace CEC.....	15
Obrázek 3: Ekoregiony úrovně II dle klasifikace CEC	16
Obrázek 4 a-d: Zalednění Severní Ameriky: konec interglaciálu sangamonian až minimum MIS 5a (a), minimum MIS 5a až maximum MIS 4 (b), maximum MIS 4 až minimum MIS 3 (c), minimum MIS 3 až LGM (d)	28
Obrázek 5: Ústup zalednění Severní Ameriky	30
Obrázek 6: Dispersal trains, které nebyly zahrnuty do analýzy	35
Obrázek 7: Skupina 11 dispersal trains a hranice zalednění s jejichž konfigurací se dispersal trains shodují	40
Obrázek 8: Skupina tří dispersal trains a hranice zalednění s jejichž konfigurací se dispersal trains shodují	41
Obrázek 9: Skupina čtyř dispersal trains a hranice zalednění s jejichž konfigurací se dispersal trains shodují	42

12.2. Seznam tabulek

Tabulka 1: Zvolená metoda odhadu směru ledovcového proudění pro jednotlivé oblasti v čase	33
Tabulka 2: Deset rozsáhlých dispersal trains, které nebyly zahrnuty do analýzy	35
Tabulka 3: Rozložení shody směru rozšíření dispersal trains se směrem proudění ledovce ..	37
Tabulka 4: Dispersal trains s nejmenším počtem shody se směrem ledovcového proudění a období, kdy ke shodě došlo	38
Tabulka 5: Dispersal trains s více směry rozvlečení a shoda těchto směrů s jednotlivými konfiguracemi.....	43
Tabulka 6: Vzájemný vztah mezi dispersal trains které (ne)odpovídají hypotézám vlivu na směr rozšíření dispersal train.....	47

12.3. Seznam grafů

Graf 1: Dispersal trains shodující se směrem zalednění vzhledem k těm, k nimž zalednění dosáhlo.	37
--	----

Graf 2: Skupina 11 dispersal trains shodujících se směrem zalednění vzhledem k těm, k nimž zalednění dosáhlo	40
Graf 3: Skupina tří dispersal trains shodujících se směrem zalednění vzhledem k těm, k nimž zalednění dosáhlo	41
Graf 4: Skupina čtyř dispersal trains shodujících se směrem zalednění vzhledem k těm, k nimž zalednění dosáhlo	42

12.4. Seznam příloh

Příloha 1: Tabulka směru rozvlečení dispersal trains a směru proudění ledovce v oblasti daného dispersal train v čase

Příloha 2: Glacial dispersal trains in North America, mapa