

Tartu Ülikool  
Loodus- ja täppisteaduste valdkond  
Ökoloogia ja maateaduste instituut  
Geoloogia osakond

Bakalaureusetöö geoloogias (12 EAP)

**Arktika meresetete toitainete ringe kliimamuutuste kontekstis:**

**Kongsfjordeni näide**

Siim Pärsimägi

Juhendajad: Johanna Maria Ojap  
Martin Liira,  
Markus Ausmeel

Tartu 2026

## **Arktika meresetete toitainete ringe kliimamuutuste kontekstis: Kongsfjordeni näide**

Käesoleva bakalaureusetöö eesmärk oli uurida Kongsfjordeni pindmiste põhjasetete geokeemilist koostist liustiku servast kuni šelfimereni, täpsustada orgaanilise süsiniku päritolu ning hinnata primaarproduksiooniks vajalike toitainete võimalikku sissekannet. Arktika kiire soojenemine ja liustike sulamine suurendavad fjordidesse jõudva magevee ning settimaterjali hulka, mis võib muuta toitainete ringlust. Töös analüüsiti neljast jaamast kogutud setteproovide lõimist, mineraloogilist ja keemilist koostist ning orgaanilise süsiniku ja lämmastiku isotoopkoostist. Tulemused näitavad, et setetes domineerib aleuriitne materjal. Liustiku lähedal on suurem karbonaatsete mineraalide osakaal, šelfimere suunas aga suureneb savimineraalide ja vilkude osakaal. Orgaanilise aine päritolu viitab merelise ja maismaalise materjali segunemisele.

Märksõnad: Teravmäed, Kongsfjorden, merepõhja setted, toitained, primaarproduksioon, orgaaniline süsinik

CERCS kood: P420 petroloogia, mineraloogia, geokeemia

## **Nutrient cycling in Arctic marine sediments in the context of climate change:**

### **The example of the Kongsfjorden fjord**

The aim of this bachelor's thesis was to investigate the geochemical composition of Kongsfjorden surface sediments from the glacier margin to the shelf sea, determine the origin of organic carbon, and assess the possible input of nutrients required for primary production. Rapid Arctic warming and glacier melt increase freshwater and sediment input into fjords, which may alter nutrient cycling. This study analysed the grain-size distribution, mineralogical and chemical composition, and organic carbon and nitrogen isotopic composition of sediment samples from four stations. The results show that the sediments are dominated by silt. Carbonate minerals are more abundant near the glacier, while clay minerals and micas increase towards the shelf sea. The organic matter indicates a mixture of marine and terrestrial material.

Keywords: Svalbard, Kongsfjorden, seabed sediments, nutrients, primary production, organic carbon

CERCS code: P420 Petrology, mineralogy, geochemistry

## Sisukord

Sissejuhatus.....	5
Teravmägede Geoloogiline taust .....	6
Kongsfjorden .....	11
Arktika meresetete toitainete ringe kliimamuutuste kontekstis .....	14
Glatsiaalsed sisendid ja toitainete päritolu .....	14
Süsinikuringe ning süsiniku ja lämmastiku sissekanne fjordisüsteemis.....	15
Toitainete retsirkulatsioon ja kliimamõjud.....	17
Materjalid ja meetodid .....	20
Lõimiseanalüüs .....	21
Kuumutuskadu.....	22
Mineraloogia.....	22
Orgaanilise süsiniku ja lämmastiku isotoopanalüüs (IRMS).....	22
Keemiline koostis .....	23
Tulemused.....	24
Lõimiseanalüüs .....	24
Orgaaniline aine ja karbonaatide hulk. ....	25
Mineraloogiline koostis .....	26
IRMS-analüüs .....	28
Keemiline koostis .....	29
Arutelu .....	33
Granulomeetiline koostis.....	33
Mineraloogiline koostis .....	33
Orgaanilise aine sisaldus.....	34
Orgaanilise aine päritolu.....	34

Keemiline koostis .....	36
Võrdlus varasemate andmetega .....	37
Kokkuvõte.....	40
Summary.....	42
Tänuavaldused .....	43
Kasutatud kirjandus .....	44
Lisad .....	

## Sissejuhatus

Arktika fjordid on olulised üleminekualad maismaa, liustike ja avamere vahel, kus toimub mineraalse settematerjali, orgaanilise aine ja toitainete transport ning talletumine. Teravmägede fjordides on need protsessid eriti tugevalt seotud liustike sulavee ja sesoone äravooluga, mis kannavad fjordidesse nii peeneteralist mineraalset materjali kui ka orgaanilist süsinikku (Zajaczkowski et al., 2010; Straneo & Cenedese, 2015). Arktika kiire soojenemine mõjutab merejää ulatust, hüdroloogilist tsüklit ja rannikualade toitainete ringet ning võib seeläbi muuta ka fjordide põhjasetete keemilist ja mineraloogilist koostist (AMAP, 2021). Lisaks mõjutavad kliimamuutused toitainete kättesaadavust ja primaarproduksiooni, sest liustike sulamine, veesamba kihistumine ja maismaalt tulev sissekanne võivad muuta toitainete hulka ja jaotust fjordisüsteemis (Tremblay et al., 2015; Halbach et al., 2019).

Kongsfjorden on Loode-Teravmägedel paiknev glatsiaalne fjord, mida mõjutavad mitmed liustikud. Seetõttu sobib see hästi uurimisalaks, kus hinnata, kuidas põhjasetete koostis muutub liustiku lähedalt šelfimere suunas (Dallmann, 2015). Fjordi setted talletavad infot nii terrigeense mineraalse sisendi, merelise primaarproduksiooni kui ka orgaanilise süsiniku päritolu kohta. Setete lõimis, mineraloogiline ja keemiline koostis ning orgaanilise süsiniku ja lämmastiku isotoopkoostis võimaldavad hinnata, millised protsessid mõjutavad setete kujunemist ja toitainete ringet.

Käesoleva bakalaureusetöö eesmärk on kirjeldada nelja uurimisjaama setteproovide põhjal Kongsfjordeni põhjasetete geokeemilist koostist, täpsustada orgaanilise süsiniku päritolu fjordide põhjasetetes, hinnata primaarproduksiooniks vajalike toitainete võimalikku sissekannet ning võrrelda saadud tulemusi varasemate töödega.

## Teravmägede Geoloogiline taust

Teravmägede saarestik (Svalbard) asub Põhja-Jäämeres, Barentsi mere loodenurgas, Põhja-Atlandi keskahelikust ida pool (Dallmann, 2015). Teravmäed asuvad põhjapolaarjoonest põhjas, Arktilises kliimavöötmes, mistõttu on ligi 60% Teravmägede pindalast kaetud liustikega ja ainult 10% tundrataimestikuga (Godone, 2017).

Teravmägede morfoloogias domineerivad kaljumäed, glatsiaalsed orud, fjordid ja platoopinnad (Dallmann, 2015). Kõige kõrgem tipp saarestikus on Newtontoppen, mille kõrgus on 1717m (Dallmann, 2015; Godone, 2017).

Teravmägede aluskorra alla arvestatakse kõiki kivimeid, mis tekkisid enne Kaledoonia orogeneesi (Gee et al., 2008; Gasser, 2014; Dallmann, 2015). Samas oli Kaledoonia orogenees Svalbardi geoloogilises arengus üks olulisemaid sündmusi, sest see määras ära suure osa vanema aluskorra tänapäevasest ehitusest (Gee et al., 2008; Gasser, 2014; Dallmann, 2015). Laiemas Põhja-Atlandi ja Arktika piirkonnas seostatakse Kaledoonia orogeneesi Iapetuse ookeani sulgumisega ning Laurentia ja Baltica kokkupõrkega (Gee et al., 2008; Gasser, 2014; Dallmann, 2015). Svalbard paiknes selle orogeense süsteemi põhjaosas ning moodustab koos Skandinaavia, Gröönimaa ja teiste Arktika aladega Kaledoonia mäestikuvööndi (Gee et al., 2008; Gasser, 2014; Dallmann, 2015).

Kõige vanemad aluskorra osad on paleoproterosoilised gneisid ja graniidid, mis on kohati migmatiidistunud, ning amfiboliidid (Dallmann, 2015). Mõnes üksuses on nimetatud ka biotiitgneissi ja biotiit-amfiboliitgneissi. (Dallmann, 2015) Need kivimid moodustavad Svalbardi vanima kristalse tuuma (Dallmann, 2015).

Mesoproterosoikumist kuni varase neoproterosoikumini esineb nii moonde kui ka tardkivimeid, millest kõige sagedasemad on gneisid ja graniidid ning Grenvilli orogeneesi vanusega graniitsed kivimid (Dallmann, 2015).

Neoproterosoikumisse kuuluvad ka ulatuslikud settelist päritolu, osalt moondunud kompleksid, mida esindavad diamiktiidid (Dallmann, 2015). Viimaseid tõlgendatakse osalt glatsiaalse päritoluga kivimitena (Dallmann, 2015). Nendega kaasnevad muud sette kivimid ning domineerivateks kihtideks on karbonaatkivimid ja klastilised kihid (Dallmann, 2015). Saarestiku edelaosas on märgitud ka hilisneoproterosoiline, umbes 630 Ma vanune, moonde- ja

deformatsioonisündmus, mille käigus tekkisid marmori, kvartsilise kilda ja konglomeraadi kihid (Dallmann, 2015).

Varaseimad Kambriumi setted on umbes 522–510 miljoni aasta vanused (Dallmann, 2015). Kambriumis ja Ordoviitsiumis kujunesid Teravmägedel valdavalt karbonaatsed setted, millest moodustusid lubjakivid ja dolomiidid, kuigi esineb ka süsinikurikkaid setteid, mille vahel klastilisi kihte (Dallmann, 2015). Need lasuvad kohati otse neoproterosoilisel moreenil (Dallmann, 2015).

Silurini jätkus varapaleosoiline settekivimite areng, eriti karbonaatsete kivimite osas, kuid Ordoviitsiumi ja Siluri jooksul hakkas Iapetuse ookeani sulgumine viima Kaledoonia orogeneesini (Gee et al., 2008; Gasser, 2014; Dallmann, 2015). Selle käigus kurrutusid kõik Devoni-eelsed kivimid, mille tulemusel on tänapäeva Svalbardi aluskord segu väga vanadest kristalsetest kivimitest ning noorematest, kuid hiljem tugevalt deformeerunud, varapaleosoilistest settekivimitest (Dallmann, 2015). Kurrutatud Ordoviitsiumi lubjakividel lasub Kaledooniline kontakt, mis näitab hilisemat erosiooni (Gee et al., 2008; Gasser, 2014; Dallmann, 2015).

Enne Kaledoonia orogeneesi paiknesid Teravmägede alad Laurentia mandri põhjapoolsel serval, kus Neoproterosoikumis ja varapaleosoikumis ladestusid peamiselt merelised setted (Dallmann, 2015). Ida-Teravmägede ja Ida-Gröönimaa neoproterosoikumi–varapaleosoikumi läbilõiked on omavahel hästi võrreldavad: mõlemas piirkonnas esinevad neoproterosoikumi glatsiaalsed setendid ning nende kohal Kambriumi–Ordoviitsiumi karbonaatsed kivimid (Dallmann, 2015). See sarnasus viitab sellele, et Ida-Teravmäed ja Ida-Gröönimaa kuulusid sel ajal samale Laurentia mandriservale (Dallmann, 2015).

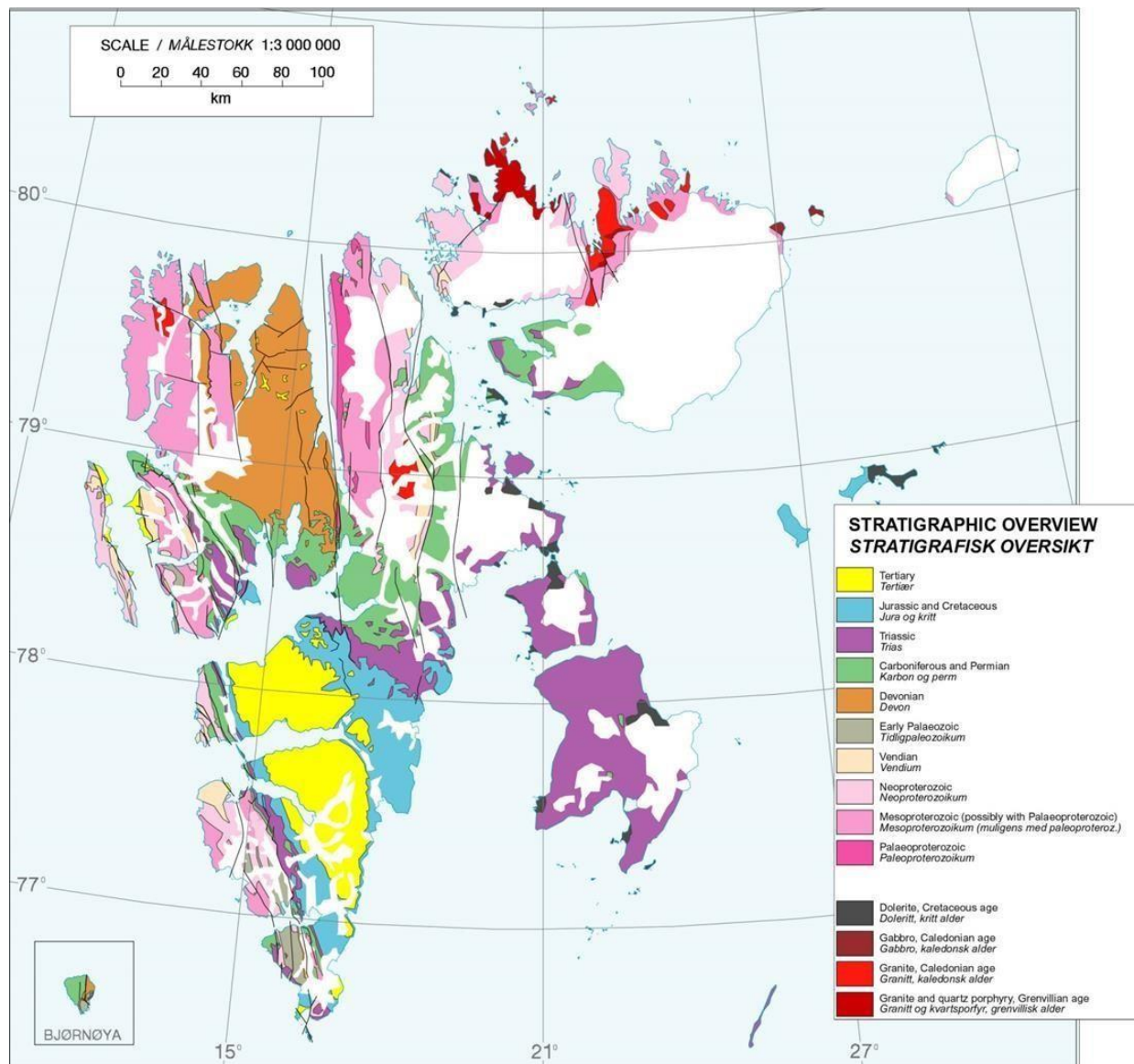
Peale Orogeneesi toimus kiire reljeefi tasandumine ja erosioon. Kaledoonia mäestikust pärit materjal kanti madalamatesse aladesse ning sellest kujunesid Devoni ajastu basseinid (Piepjohn & Dallmann, 2014; Dallmann, 2015; Koehl et al., 2022) Nendes basseinides ladestusid valdavalt terrigeensed Old Red liivakivi tüüpi purdsetted, konglomeraadid, liivakivid, aleuroliidid ja mudakivid (Piepjohn & Dallmann, 2014; Dallmann, 2015; Koehl et al., 2022). Algul kuhjus jämedateralisest materjalist rusukalle ja jõesetted, hiljem muutus reljeef tasasemaks ning setted peeneteralisemaks; kohati tekkisid ka delta- ja madalmerelised tingimused (Piepjohn &

Dallmann, 2014; Dallmann, 2015; Koehl et al., 2022). Varasemad kaledoniliselt deformeeritud kihid mattusid nooremate Devoni setete alla (Piepjohn & Dallmann, 2014; Dallmann, 2015; Koehl et al., 2022).

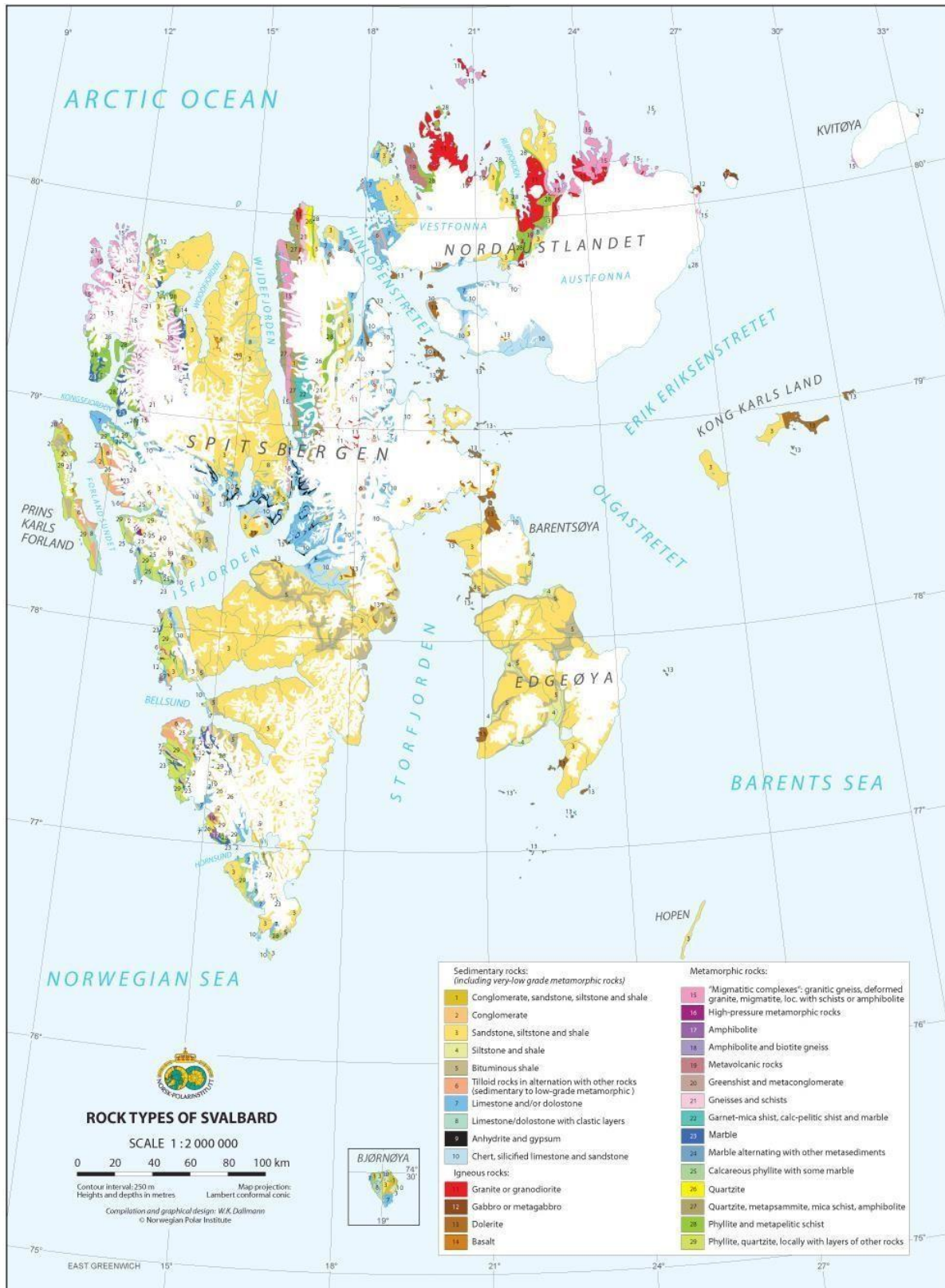
Teravmägedest idaosas moodustus platvorm, kus hiliskarboni kuni triiase vanusega settekivimid on säilinud peaaegu deformeerumata ja lasuvad valdavalt horisontaalselt (Dallmann, 2015). Kuningas Karli Maal (*Kong Karls Land*) ulatub see peaaegu deformeerumata settekivimite läbilõige isegi varakriidini (Dallmann, 2015). Mõnes piirkonnas lõikavad neid setteid ka kriidiaegsed doleriitsillid (Dallmann, 2015).

Paleogeenis muutus aktiivseks eelkõige Teravmägede lääneosa, kus Teravmägede ja Gröönimaa vaheline transformne laamapiir põhjustas Lääne-Spitsbergeni murranguvööndi (*West Spitsbergen Fold Belt*) kujunemise (Dallmann, 2015). Selle vööndi idapoolses otsas hakkas Paleotseenis-Eotseenis vajuma Kesk-Tertsiaari basseini (*Central Tertiary Basin*), kuhu kuhjus paks klastiliste setete lasund. Hiljem, Hilis-Eotseenis kuni varases Oligotseenis, kujunes Forlandsundeti graaben, mis oli seotud Teravmägede ja Gröönimaa vahelise edasise tektoonilise liikumise ning Põhja-Atlandi avanemisega (Dallmann, 2015).

Neogeenis jätkus Norra-Grööni meres Kesk-Atlandi ahelikus laamade üksteisest eemaldumine, mille tulemusel Teravmäed eemaldusid Gröönimaast ning kujunes välja selle praegune asend Barentsi šelfi loodeserval (Dallmann, 2015). Neogeenis ja Kvaternaaris kujundasid Teravmägede maastikku peamiselt erosioon, denudatsioon ja korduvad jäätumised (Dallmann, 2015). Neogeenis domineeris maismaal kulutus, mille tulemusel tasandati kõrgendikud ja tekkisid kulutuspinnaid (Dallmann, 2015). Kvaternaaris mõjutasid maastiku arengut eriti korduvad mandrijäätumised ning Svalbardi-Barentsi jääkilbi laienemine ja taandumine (Dallmann, 2015). Jää uuristas orge ja fjorde, kujundas merepõhjal jäävooluvorme ning jättis maha moreene ja teisi glatsiaalseid setteid. Pärast viimase ulatusliku jääkatte taandumist kerkis maapind isostaatilise tasakaalustumise tõttu ning rannikualadel kujunesid tõusnud rannajooned ja mereterrassid (Dallmann, 2015). Mägi- ja väljavooluliustikud on Teravmägedel säilinud tänapäevani (Dallmann, 2015). Tänapäeva maastikku mõjutab jätkuvalt ka pidev igikelts, mis esineb Svalbardil peaaegu kõikjal alates merepinnast, välja arvatud liustike all (Dallmann, 2015).



Joonis 1. Teravmägede stratigraafiline kaart (Dallmann, 2015).



Joonis 2. Teravmägede kivimitüüpide kaart (Dallmann, 2015).

## Kongsfjorden

Kongsfjorden on Loode-Spitsbergenis paiknev liustikuline fjord, mis on avatud lääne suunas Gröönimaa merele (Kotwicky et al, 2004). Fjordi morfoloogia on kujunenud peamiselt glatsiaalse kulutuse, mereprotsesside ja kohaliku aluspõhja koosmõjul (Kotwicky et al, 2004). Kongsfjorden on umbes 26 km pikk ning selle laius varieerub ligikaudu 4–10 km vahel (Kotwicky et al, 2004). Batümeetria põhjal eristuvad fjordis sisemine ja välimine bassein, mida lahutab merepõhja kõrgendik (Kotwicky et al, 2004). Sisemine osa on madalam ja tugevamalt mõjutatud liustike sulaveest, samal ajal kui välimine osa on sügavam ning paremini ühendatud ümbritseva šelfimererega (Kotwicky et al, 2004). Fjordi sisemise osa suurim sügavus on 94 m, kuid välimises osas ulatub sügavus kuni 400 meetrini (Kotwicky et al, 2004).

Fjordi sisemusse suubuvad mitmed liustikud, sealhulgas Kronebreen ja Kongsvegen, mistõttu on Kongsfjorden aktiivne glatsiaalne fjord (Dallmann, 2015). Liustike taandumine on Kongsfjordeni ümbruse maastikku märgatavalt kulutanud (Dallmann, 2015). 20. sajandi algusest alates on Kongsfjordeni ümbruses toimunud liustike taandumine, mille tagajärjel on liustike ees vabanenud rannikualasid ning maha on jäänud ulatuslikke moreenivälju (Dallmann, 2015).

Fjordi keskel olev Blomstrandhalvøya saar muutus varasemast poolsaarest tegelikuks saareks, sest Blomstrandbreeni jääühendus Spitsbergeniga taandus ja kadus 1990. aastate järel (Dallmann, 2015).

Kongsfjordeni piirkonda iseloomustavad geomorfoloogiliselt liustike poolt uuristatud orud, järsud nõlvad, rannikutasandikud ning kohati ka karstivormid (Dallmann, 2015). Karstivormid on eriti hästi arenenud Blomstrandhalvøyal, mis paikneb Kongsfjordeni põhjaosas (Dallmann, 2015). Sealne aluspõhi koosneb peamiselt proterosoilise vanusega Generalfjella kihistu kaltsiitmarmorist (Dallmann, 2015; Svendsen et al., 2002). Kuna marmor on lahustumisele vastuvõtlik karbonaatkivim, on Blomstrandhalvøyal kujunenud koopaid, lõhesid ja muid karstumisega seotud pinnavorme (Dallmann, 2015). Dallmann (2015) märgib, et Generalfjella kihistu marmorites leidub ka Devoni ja Karboni vanusega paleokarsti tunnuseid, mille õõnsused on täitunud punaka liiva ja veeristega. Kongsfjordeni ümbruse geoloogiline ehitus on väga mitmekesine. Fjordi põhjaosas esinevad peamiselt proterosoilised moondekivimid, eriti marmorid, fülliidid ja kvartsiidid (Dallmann, 2015; Svendsen et al., 2002). Lisaks paljanduvad

piirkonnas aluskorra kivimid, näiteks migmatiit ja graniitne ortogneiss (Dallmann, 2015; Svendsen et al., 2002). Kongsfjordeni transekti algusosas esineb Devoni vanusega Old Red tüüpi klastilisi settekivimeid, sealhulgas punakaid liivakive, konglomeraate ja savikivimeid (Dallmann, 2015; Svendsen et al., 2002). Need kivimid viitavad maismaalistes või madalates settebasseinides kujunenud settekeskkondadele (Dallmann, 2015; Svendsen et al., 2002). Samuti esineb piirkonnas Karboni ja Permi vanusega karbonaatkivimeid, peamiselt dolomiiti ja lubjakivi, mis näitavad, et osa Kongsfjordeni ümbrusest oli geoloogilises minevikus seotud madalmereliste karbonaatsete settimistingimustega (Dallmann, 2015; Svendsen et al., 2002). Kongsfjordeni piirkonnas paljanduvad ka Brøggertindeni kihistu klastilised kivimid, nagu konglomeraat, liivakivi ja savikivimid (Dallmann, 2015; Svendsen et al., 2002). Noorematest settekivimitest esineb Paleotseeni vanusega liivakive, savikive, konglomeraate ja kiviluud, mis on seotud Lääne-Teravmägede kurde- ja murranguvööndi arenguga (Dallmann, 2015; Svendsen et al., 2002). Selline kivimiline mitmekesisus on oluline ka fjordi põhjasetete koostise seisukohalt, sest liustikud, sulaveed ja nõlvaprotsessid kannavad fjordi erineva päritoluga mineraalset materjali (Dallmann, 2015; Svendsen et al., 2002). Seetõttu võivad Kongsfjordeni setted sisaldada nii karbonaatset materjali, klastilist settematerjali kui ka moonde- ja aluskorra kivimitest pärinevaid mineraale (Dallmann, 2015; Svendsen et al., 2002).

Kongsfjordenisse jõuab magevesi peamiselt liustike sulavee kaudu ning veevahetus on aktiivsem fjordi välisosas ja aeglasem sisemises osas (Dallmann, 2015). See tähendab, et fjordi sisemuses on setted tugevamalt mõjutatud glatsiaalsest sisendist, samal ajal kui fjordi välisosas suureneb mereliste protsesside ja šelfimere mõju.



## **Arktika meresetete toitainete ringe kliimamuutuste kontekstis**

Arktika piirkond on üks kiiremini soojenevaid piirkondi Maal, kus temperatuuri tõus on kaks kuni kolm korda kiirem kui globaalse keskmise tõus (AMAP, 2021). Kiire kliimasoojenemine mõjutab otseselt nii merejää ulatust, hüdroloogilist tsüklit kui ka setete keemilist koostist, sealhulgas toitainete ringet rannikualadel. Teravmägede fjordides toimuvad need protsessid eriti intensiivselt tänu glatsiaalsetele sisenditele ja sesoonsele sulavee äravoolule (Straneo & Cenedese, 2015). Fjordid toimivad oluliste siirdealadena maismaa ja ookeani vahel, kus toimub orgaanilise aine ning toitainete, näiteks lämmastiku ja fosfori, ladestumine ja ringlus (Cui et al., 2016). Meresetetes on eriti oluline orgaanilise süsiniku seos mineraalidega. Kui orgaaniline aine jõuab merepõhja setetesse, võiksid mikroorganismid selle ära lagundada. Lagunemisel vabanevad näiteks CO<sub>2</sub>, lämmastik ja fosfor tagasi ringesse. Kui aga orgaaniline aine kinnitub peente mineraaliosakeste, näiteks savimineraalide ning raua- ja alumiiniumoksiidide pinnale, muutub see mikroobidele raskemini kättesaadavaks. Nii võib süsinik setetes kauem säilida. Fjordid ei ole ainult süsiniku lõplikud mattumispaigad, vaid ka ajutised reservuaarid, kus labiilne ehk kergesti lagunev orgaaniline süsinik võib säilida tänu organo-mineraalsetele vastastikmõjudele. Orgaanikat seovad peened mineraaliosakesed, eriti savimineraalid ning raua ja alumiiniumi oksiidid ja hüdroksiidid, mille pinnale orgaaniline aine saab siduda. Selline sidumine kaitseb orgaanilist ainet mikroobse lagundamise eest ja aeglustab süsiniku ning seotud toitainete, näiteks lämmastiku ja fosfori, tagasipöördumist veesambasse.

Samas ei tähenda see püsivat orgaanika eemaldamist ringest – kui setted segunevad, erodeeruvad või satuvad hapnikurikkamatesse tingimustesse, võib orgaaniline aine taas laguneda ning toitained ja CO<sub>2</sub> vabanevad uuesti. Fjordid moodustavad ligikaudu 11% iga-aastasest orgaanilise süsiniku mattumisest meresetetes ning suur osa fjordisete orgaanilisest süsinikust on potentsiaalselt lagundatav. (Cui et al., 2016)

## **Glatsiaalsed sisendid ja toitainete päritolu**

Fjordide roll on Arktikas eriti tähtis, sest need toimivad maismaa, liustike ja avamere vahelise filtrina. Liustikud jahvatavad aluspõhja peeneks mineraalseks “liustikujahuks”, mis jõuab sulaveega fjordidesse. Koos sellega kanduvad merre fosforit, räni, rauda ja teisi mikroelemente sisaldavad osakesed. Need võivad toetada primaarproduksiooni, kuid samal ajal seovad nad

orgaanilist ainet setetes. Arktilised glatsiaalsed fjordid kujundavad liustike sulamist ja magevee väljavoolu enne selle jõudmist suuremasse ookeaniringlusse. Fjordides segunevad liustikuline magevesi, ookeanilist päritolu soolasem ja soojem vesi ning polaarvesi, mis mõjutab nii liustike sulamiskiirust kui ka ainete transporti avamerele (Straneo & Cenedese, 2015).

Teravmägede läänerannikul olevad fjordid saavad settematerjali juurde peamiselt glatsiaalse sulavee kaudu liustikest, mis toovad maismaalt kaasa mineraalset materjali ja orgaanilist süsinikku (Zajaczkowski et al., 2010). Glatsiaalne erosioon vabastab varasemaid toitainearvusi ning mehaaniline kulutus suurendab reaktiivsete mineraalide hulka, mis omakorda soodustab mikroobset ainevahetust. Kevadise ja suvise sulaperioodi ajal suureneb järsult jõgede sissevool ning koos sellega ka suspendeeritud setete ja toitainete sissekanne fjordi pinnakihtidesse (LauferMeiser et al., 2020). Selline hooajalisus mõjutab toitainete vertikaalset jaotust veesambas. Näiteks võib lämmastiku kontsentratsioon olla kõrgem pinnavees kevadise fütoplanktoni õitsemise eel, kuid väheneda kiirelt bioloogilise omastamise tõttu (Savage et al., 2016). Samal ajal võib orgaanilise aine lagunemine setetes vabastada lahustunud anorgaanilist fosforit, mis jõuab tagasi veesamba alumistesse kihtidesse ja mõjutab lokaalselt produktiivsust.

### **Süsinikuringe ning süsiniku ja lämmastiku sissekanne fjordisüsteemis**

Arktika fjordid on süsinikuringes olulised üleminekualad maismaa ja avamere vahel. Neisse jõuab orgaanilist ainet nii maismaalt kui ka merelisest primaarproduktioonist. Maismaalt pärinev süsinik ja lämmastik kantakse fjordi jõgede, sulavete, liustikulise erosiooni ja permafrosti sulamise kaudu. See materjal võib sisaldada mullasüsinikku, taimset orgaanilist ainet, peenosakestega seotud orgaanilist süsinikku ning ka anorgaanilisi toitaineid. Mereline orgaaniline aine tekib aga peamiselt fütoplanktoni ja teiste primaarproduktentide kaudu, kes kasutavad vees lahustunud süsinikku ja toitaineid, sealhulgas lämmastikuühendeid, biomassi tootmiseks (Meyers, 1994; Bates et al., 2006).

Süsiniku ja lämmastiku sissekanne mõjutab otseselt fjordi bioloogilist produktiivsust (Meyers, 1994). Lämmastik on merekeskkonnas üks olulisemaid primaarproduktiooni piiravaid toitaineid, sest seda on vaja orgaanilise aine, valkude ja rakkude ehitamiseks. Kui fjordi jõuab rohkem lämmastikku, võib see soodustada fütoplanktoni kasvu, eriti jäävabal perioodil, kui valgusolud on paremad. Samal ajal suureneb ka orgaanilise aine tootmine ja settimine merepõhja

(Bates et al., 2006; Tremblay & Gagnon, 2009) . Bates et al. (2006) näitasid, et Arktika ookeani CO<sub>2</sub> sidumine on merijää vähenemise tõttu suurenenud, sest jäävaba veepind võimaldab suuremat gaasivahetust atmosfääri ja ookeani vahel ning võib tugevdada primaarproduksiooni. See tähendab, et kliimamuutused võivad Arktikas muuta nii süsiniku sidumist kui ka orgaanilise aine tootmist.

Fjordides on orgaanilise aine päritolu sageli segunenud (Smith et al., 2015; Cui et al., 2022). Osa orgaanilisest ainest on mereline ja tekib kohapealse primaarproduksiooni tulemusel, kuid osa pärineb maismaalt ja kantakse fjordi koos mineraalse settega(Smith et al., 2015; Cui et al., 2022). Orgaanilise aine päritolu saab hinnata näiteks C<sub>org</sub>/N<sub>üld</sub> suhte ja süsiniku isotoopkoostise põhjal. Meyers (1994) järgi viitab madalam C/N suhe tavaliselt merelisele orgaanilisele ainele, sest fütoplankton ja muu vetikaline materjal sisaldab suhteliselt palju lämmastikku(Meyers, 1994) . Kõrgem C<sub>org</sub>/N<sub>üld</sub> suhe viitab aga sagedamini maismaalisele orgaanilisele ainele, sest maismaataimedes on rohkem süsinikurikkaid ja lämmastikuvaeseid ühendeid, näiteks tselluloosi ja ligniini. Seetõttu võib C<sub>org</sub>/N<sub>üld</sub> suhe aidata eristada, kas settes domineerib pigem mereline või maismaaline orgaaniline aine(Meyers, 1994) .

Fjordis võib orgaanilise ainega toimuda mitu erinevat protsessi(Smith et al., 2015; Cui et al., 2022). Osa orgaanilisest ainest lagundatakse juba veesambas või sette pindmises kihis mikroorganismide poolt(Burdige, 2006; Smith et al., 2015) . Lagunemise käigus kasutatakse hapnikku ning orgaaniline süsinik muundub CO<sub>2</sub>-ks (Burdige, 2006) . Kui hapnikku on vähe, võivad toimuda anaeroobsed lagunemisprotsessid, mille käigus võivad tekkida näiteks CH<sub>4</sub> ja NH<sub>4</sub><sup>+</sup>(Burdige, 2006) . Seega võib orgaanilise aine lagunemine vabastada süsinikku ja lämmastikku uuesti ringlusse. See omakorda võib mõjutada põhjalähedase vee hapnikusisaldust ja toitainete kättesaadavust(Burdige, 2006; Smith et al., 2015) .

Teine osa orgaanilisest ainest maetakse setetesse(Smith et al., 2015; Cui et al., 2022) . Fjordid on selleks eriti sobivad, sest seal on sageli suur sette sissekanne ja kiire settimine(Smith et al., 2015; Cui et al., 2022) . Kiire mattumine vähendab aega, mille jooksul orgaaniline aine jõuab laguneda, ning seetõttu võib suurem osa süsinikust settes säilida(Smith et al., 2015; Cui et al., 2022) . Smith et al. (2015) hinnangul mattub fjordide setetesse ligikaudu 18 miljonit tonni orgaanilist süsinikku aastas, mis moodustab umbes 11% kogu globaalsest merelisest orgaanilise süsiniku mattumisest,

kuigi fjordide pindala on maailmamerega võrreldes väike. See näitab, et fjordid on süsiniku talletamise seisukohalt ebaproportsionaalselt tähtsad keskkonnad.

Cui et al. (2022) rõhutavad, et fjordidesse mattunud orgaaniline süsinik ei ole alati pikaajaliselt stabiilne. Cui et al. (2022) uuringu järgi on fjordide setetes olev orgaaniline süsinik sageli suhteliselt labiilne ehk bioloogiliselt kergesti lagundatav. Cui et al. (2022) hindasid, et ligikaudu  $61 \pm 16\%$  fjordisetete orgaanilisest süsinikust võib olla lagundatav. See tähendab, et fjordid ei ole ainult püsivad süsinikuhoiud, vaid võivad teatud tingimustel olla ka ajutised süsiniku reservuaarid. Kui temperatuur tõuseb, setted segunevad või hapnikutingimused muutuvad, võib osa talletunud orgaanilisest süsinikust uuesti mikroobse lagunemise kaudu ringlusse minna (Cui et al., 2022).

Avamerel on orgaanilise aine käitumine mõnevõrra teistsugune (Meyers, 1994; Cui et al., 2022). Avamerre jõuab fjordidest väljakantud lahustunud ja osakestega seotud orgaaniline aine, kuid suurem veesügavus ja pikem transporditee tähendavad, et suur osa kergesti lagundatavast orgaanilisest ainest võib laguneda enne merepõhja jõudmist (Meyers, 1994; Cui et al., 2022). Seetõttu on avamere setetes jõudev orgaaniline aine sageli rohkem lagunenu ja selektiivselt säilinud (Meyers, 1994; Cui et al., 2022). Samal ajal võib avamerel toimuda tugev mereline primaarproduksioon, eriti jäävabal perioodil, kui valgus ja toitained on kättesaadavad (Bates et al., 2006; Meyers, 1994). Bates et al. (2006) järgi võib merijää vähenemine suurendada Arktika ookeani CO<sub>2</sub> neeldumist, sest avatud veepind soodustab nii atmosfäärse CO<sub>2</sub> lahustumist kui ka bioloogilist süsiniku sidumist primaarproduksiooni kaudu (Bates et al., 2006; Meyers, 1994).

### **Toitainete retsirkulatsioon ja kliimamõjud**

Kliimamuutused mõjutavad Arktika fjordides toitainete ringlust mitmel viisil. Jääkatte ja merejää vähenemine suurendab veesambasse jõudva valguse hulka, mistõttu võib vetikate kasvuperiood pikeneda ja primaarproduksioon suurened (Arrigo & van Dijken, 2015). Suurem primaarproduksioon tähendab, et veesambas tekib rohkem orgaanilist ainet, millest osa vajub setetes (Cui et al., 2022). Setetes hakkavad mikroorganismid seda orgaanilist ainet lagundama, mille käigus vabanevad tagasi keskkonda toitained, näiteks lämmastik ja fosfor. Seetõttu võivad fjordide setted toimida ajutise toitainete reservuaarina, kus orgaaniline aine esmalt talletub, kuid hiljem lagunemise kaudu uuesti ringlusse jõuab (Cui et al., 2022).

Soojema kliima korral võib orgaanilise aine lagunemine intensiivistuda, sest kõrgem temperatuur soodustab mikroobset aktiivsust. See võib muuta setete ja veesamba C:N:P suhteid ning mõjutada seda, milline toitaine piirab primaarproduksiooni. Fosfori puhul on oluline hapniku olemasolu. Hapnikurikastes tingimustes võib fosfor seonduda setetes rauaühenditega, kuid hapnikuvaestes ehk anoksilistes tingimustes võib see uuesti veesambasse vabaneda (Viktorsson et al. 2012). Sellisel juhul võib suurenda fosfori kättesaadavus vetikatele. Kui samal ajal on vees piisavalt lämmastikku ja valgust, võib see soodustada primaarproduksiooni (Viktorsson et al. 2012). Kui aga fosforit vabaneb palju, kuid lämmastikku mitte piisavalt, võib süsteem muutuda hoopis lämmastikku piiravaks (Viktorsson et al. 2012). Teravmägede glatsiaalsetes fjordides on lisaks näidatud, et setetes toimuv rauaringe võib toota potentsiaalselt bioloogiliselt kättesaadavat rauda, mis on oluline mikrotoitaine fütoplanktonile (Laufer-Meiser et al., 2021). Seega võivad kliimamuutused mõjutada fjordides nii orgaanilise aine lagunemist kui ka lämmastiku, fosfori ja raua retsirkulatsiooni, muutes kogu ökosüsteemi toimimist (Laufer-Meiser et al., 2021).

Teravmägede glatsiaalsetes fjordides mõjutab toitainete ringlust lisaks orgaanilise aine lagunemisele ka mineraalse ehk terrigeense aine sissekanne (Choudhary et al., 2024). Liustike sulamine ja maismaalt tulev ärakanne toovad fjordidesse peenosalist mineraalset materjali, mis sisaldab näiteks räni, rauda, kaltsiumi, magneesiumi ja teisi metalle (Choudhary et al., 2024).

Need elemendid ei ole ainult setete koostisosad, vaid võivad mõjutada ka toitainete kättesaadavust ja põhjaelustikku (Choudhary et al., 2024). Choudhary et al. (2024) näitavad Lääne-Teravmägede fjordisete põhjal, et metallide päritolu, biosaadavus ja võimalik toksilisus sõltuvad setete koostisest ning mõjutavad settega seotud organisme (Choudhary et al., 2024). Eriti oluline on raud, sest see võib toimida mikrotoitainena fütoplanktonile, kuid samal ajal võib rauaühenditega seonduda fosfor, mis mõjutab fosfori püsimist settes või vabanemist veesambasse (Choudhary et al., 2024; Viktorsson et al. 2012)).

Mineraalne sissekanne on tähtis ka räni seisukohalt (Ragueneau et al., 2006). Ränirikas materjal ja lahustunud ränihape toetavad ränivetikate ehk diatomeede kasvu, mis on olulised primaarproduktid ranniku- ja fjordisüsteemides (Ragueneau et al., 2006). Diatomeed seovad fotosünteesi käigus süsinikku ning nende jäänused võivad settida merepõhja, sidudes osa orgaanilisest süsinikust setetesse (Ragueneau et al., 2006). Samas võib kliimamuutustega kaasnev ookeani hapestumine muuta karbonaatsete mineraalide lahustumist ja mõjutada kaltsiumi ning

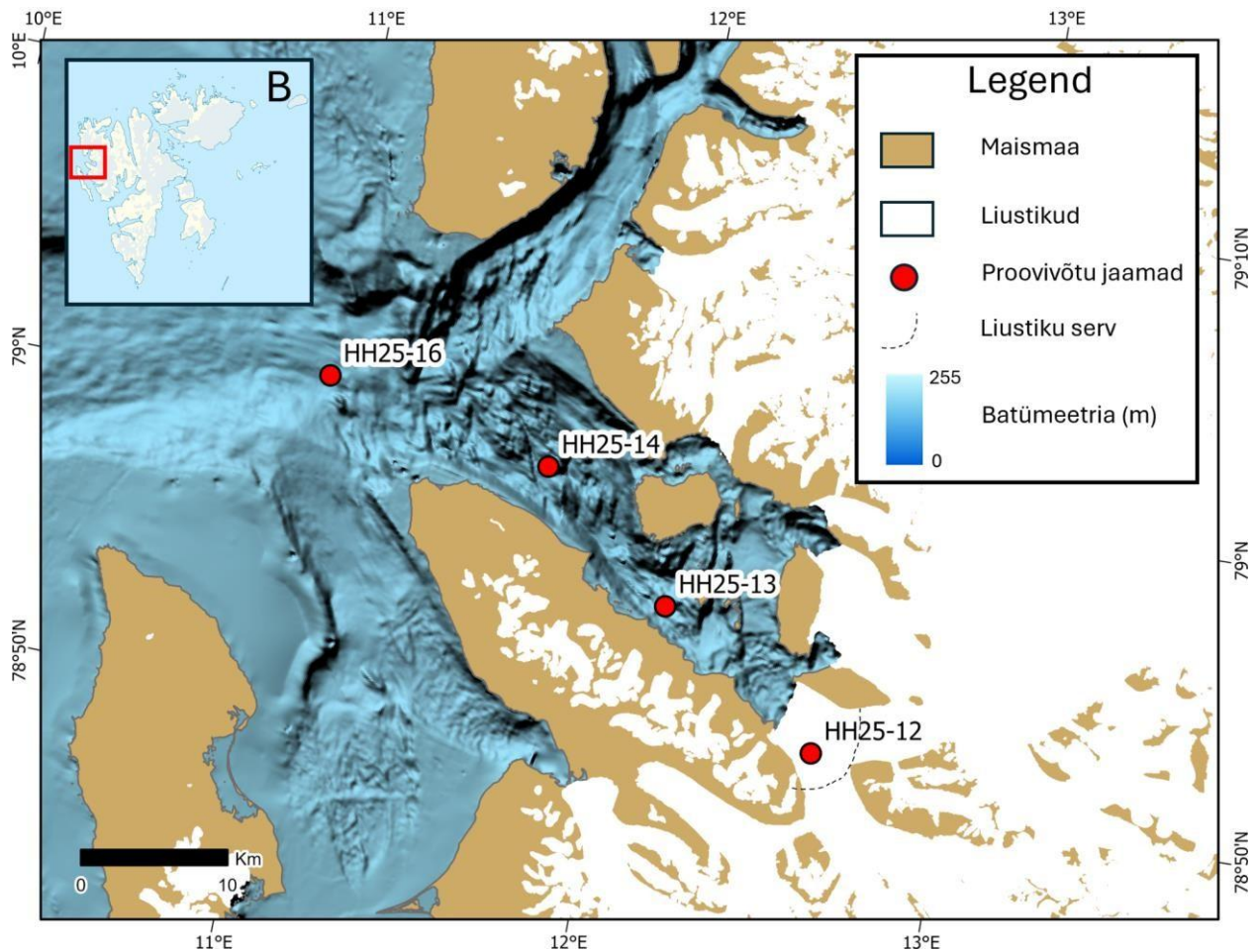
magneesiumi ringlust(Feely et al.,2009). Feely et al. (2009) rõhutavad, et suurenev CO<sub>2</sub> sisaldus vähendab merevee pH-d ja karbonaatioonide kättesaadavust(Feely et al.,2009). Seega mõjutab mineraalne aine fjordides nii toitainete retsirkulatsiooni, primaarproduktsiooni kui ka süsiniku sidumist, ühendades setete geokeemia otseselt kliimamuutuste mõjudega(Feely et al.,2009).

## Materjalid ja meetodid

Uuritavad proovid koguti 2025. aasta märtsis toimunud ekspeditsiooni käigus Tromsø Ülikooli uurimislaeval Helmer Hanssen. Kongsfjordenist koguti 10-11 cm paksused läbilõiked neljast jaamast – kokku 44 proovi (Joonis 4, Tabel 1). Proovide kogumiseks kasutati haardkoppa ning need sügavkülmutati uurimislaeva pardal kohe peale kogumist. Setteproove säilitati Tartu Ülikooli Geoloogia osakonna külmuurumis.

Tabel 1. Uurimisjaamade koordinaadid ja veesügavused

Jaam	Y-koordinaadid (°)	X-koordinaadid (°)	Vee sügavus (m)
HH25-12	78,85705° N	12,60617° E	28
HH25-13	78,92402° N	12,11575° E	143
HH25-14	78,98922° N	11,70707° E	298
HH25-16	79,01648° N	11,02880° E	323



Joonis 4. Proovivõtupunktide paiknemine Kongsfjordenis merepõhja batümeetrilial.

Uuringupiirkonna paiknemine on välja toodud asukohaskeemil B. Jaama HH25-12 kogumise ajaline liustikuserva asend on märgitud katkendjoonega.

## Lõimiseanalüüs

Kõikide proovide osakeste suurusjaotus ehk lõimis määrati laserdifraktsiooni meetodil, kasutades Mastersizer 3000 instrumenti koos Hydro EV märgdispersioniseadmega. Analüüside teostamiseks sügavkülmutatud proovid külmkuivatati Tartu Ülikooli keemia instituudi orgaanilise keemia õppetooli labori lüofilisaatoris. Analüüsiks kasutati ligikaudu 0,1 g proovi. Sobiv proovikogus määrati seadme programmis kuvatud graafiku alusel, mis näitas reaalajas lubatud proovi kogust. Mõõtmise käigus rakendati ultraheli, mis disbergeeris omavahel agregeerunud osakesi, et tagada proovi ühtlane jaotus mõõtmisel.

## **Kuumutuskadu**

Kuumutuskao meetodil (LOI - Loss in Ignition), määrati orgaanilise aine ja karbonaatide hulk proovides. Analüüsiks kasutati ligikaudu 2 g külmuivatatud proovi, mis kaaluti enne kuumutamist ning uuesti pärast iga kuumutusetappi, et arvutada vastav massikadu. Orgaanilise aine sisaldus määrati kuumutuskao meetodil (LOI550), hoides kuivatatud proove 3 tundi 550°C juures. Karbonaatide sisalduse määramiseks (LOI950) kuumutati samu proove veel 2 tundi temperatuuril 950°C. Enne kuumutamist oli proovide värvus valdavalt veidi tumedam või hele beežikaspruun. Pärast kuumutusetape muutusid proovid hallikaskollaseks.

## **Mineraloogia**

Mineraloogilise koostise määramiseks uhmerdati proovid peeneks pulbriks, pressiti preparaateks spetsiaalsetele alustele ning analüüsiti röntgendifraktomeetria (XRD - *x-ray diffraction*) meetodil. XRD-ga mineraloogilise koostise leidmiseks kasutati Bruker D8 Advance difraktomeetrit, Cu K kiirgust ja LynxEye detektorit vahemikus 3 – 70° 2 $\theta$ . Mineraloogilist koostist interpreteeriti Rietveldi algoritmipõhise programmiga Topaz.

## **Orgaanilise süsiniku ja lämmastiku isotoopanalüüs (IRMS)**

Orgaanilise süsiniku ja lämmastiku sisaldus ning nende stabiilsete isotoopide koostis määrati isotoopsuhte massispektromeetria, ehk IRMS abil. IRMS-analüüsiks kasutatud külmuivatatud setteproovid uhmerdati ühtlaseks homogeeneks pulbriks. Orgaanilise süsiniku isotoopkoostise määramiseks eemaldati proovidest karbonaadid ca 10% HCl lahusega. Pärast happetöötlust proovid tsentrifuugiti ning happeline vedelik eemaldati. Happejääkide kõrvaldamiseks loputati proove viis korda Milli-Q veega, et saavutada neutraalne pH, ja iga loputuse järel proovid tsentrifuugiti ja sette pealne vedelik eemaldati. Seejärel kuivatati proovid uuesti ja ca 6 mg kuiva proovi pakiti tinakapslitesse. IRMS analüüs teostati IRMS Delta V Plus + Conflo IV + Flash HT spektromeetriga, mis oli kalibreeritud IAEA rahvusvaheliste standardite suhtes (IAEA N-1, IAEA N-2, USGS25, IAEA CH 3 ja IAEA CH 6).

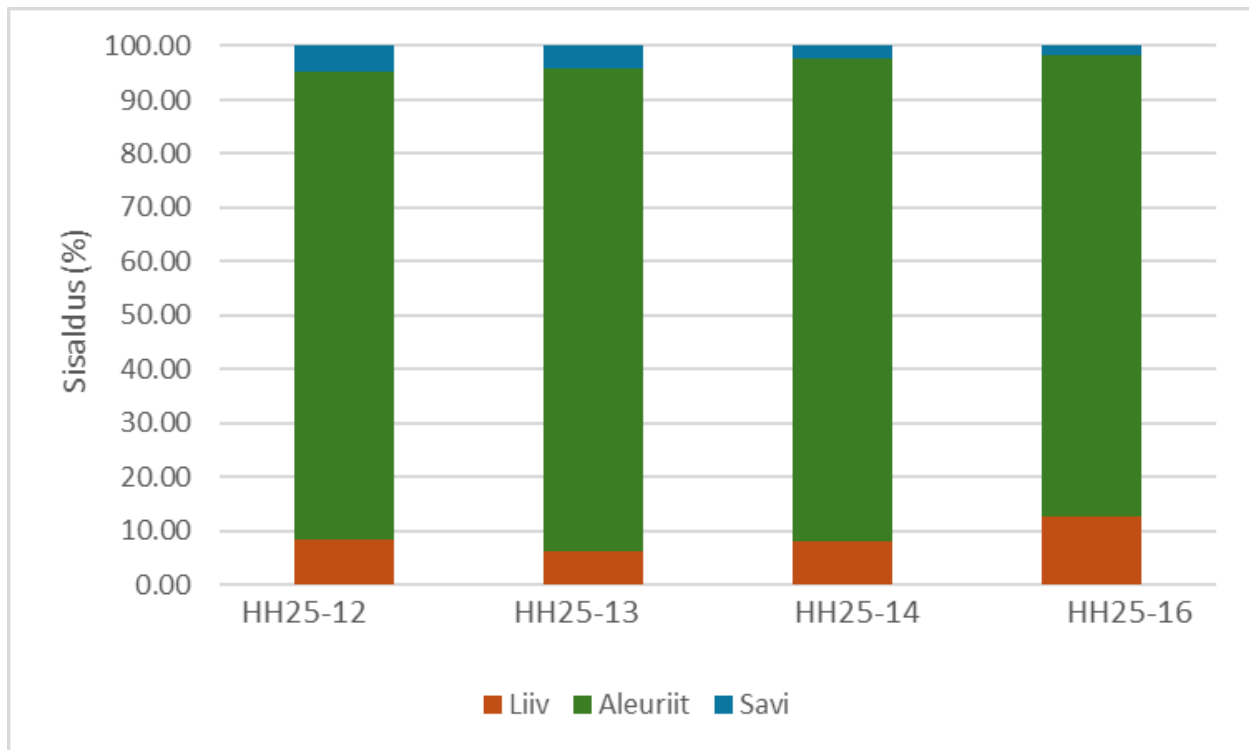
## **Keemiline koostis**

Proovide keemilise koostise määramiseks kasutati lainedispersiivse röntgenfluorestsentsanalüüsi ehk XRF-i. Proovide ettevalmistamiseks kaaluti plaatina-kulla tiiglisse 0,6 g külmuivatatud setteproovi ja lisati 12 g flux-sulatusainet. Seejärel asetati tiigel Environmental Express Katanax sulatusahju, kus segu sulatati 1150 °C juures. Sulanud materjal valati plaatina-kulla vormi ning jahtumisel moodustus läbipaistev klaastablett. Prepareeritud proove mõõdeti Rigaku röntgenspektromeetriga ZSX Primus IV. Setete põhielemendid määrati liitium boraatides lahustatud proovidest. Selleks võeti 0,6 g külmuivatatud setteproovi ja lisati 12 g fluxsulatusainet. Tulemused normaliseeriti LOI-vabale alusele, kasutades arvutuses mineraalse osa sisaldust ehk 100% – LOI. See võimaldab võrrelda proovide anorgaanilist keemilist koostist ilma orgaanilise aine, vee ja karbonaatide kuumutamisel kadunud massi mõjuta. XRF-tulemused normaliseeriti Al suhtes. Al toimib suhteliselt väheliikuva terrigeense taustelemendina ning aitab vähendada lahjendusefekti mõju proovidevahelisel võrdlusel (Van der Weijden, 2002).

## Tulemused

### Lõimiseanalüüs

Kõikide jaamade keskmine osakeste suurusjaotus on välja toodud joonisel 5. Kongsfjordeni jaamade setete granulomeetrilises koostises domineerib kõigis uuritud proovides selgelt aleuriidi fraktsioon ( $2 - 63 \mu\text{m}$ ). Jaamades HH25-12, HH25-13, HH25-14 ja HH25-16 jääb aleuriidi keskmine sisaldus vahemikku 85,56–89,62%. Kõige suurem aleuriidi osakaal esineb jaamas HH25-13 (89,62%) ning väga sarnane väärtus ka jaamas HH25-14 (89,58%). Liiva fraktsiooni ( $63 - 2000 \mu\text{m}$ ) keskmine osakaal on üldiselt väike, jäädes vahemikku 6,30–12,76%. Kõige väiksem liiva osakaal on jaamas HH25-13 (6,30%). Savi fraktsioon ( $<2 \mu\text{m}$ ) moodustab kõigis jaamades vaid väikese osa settest, jäädes vahemikku 1,68–4,70%. Suurim savi sisaldus on jaamas HH25-12 (4,70%) ning väikseim jaamas HH25-16 (1,68%).



Joonis 5. Kongsfjordeni setete keskmine granulomeetriline koostis (%).

## **Orgaaniline aine ja karbonaatide hulk.**

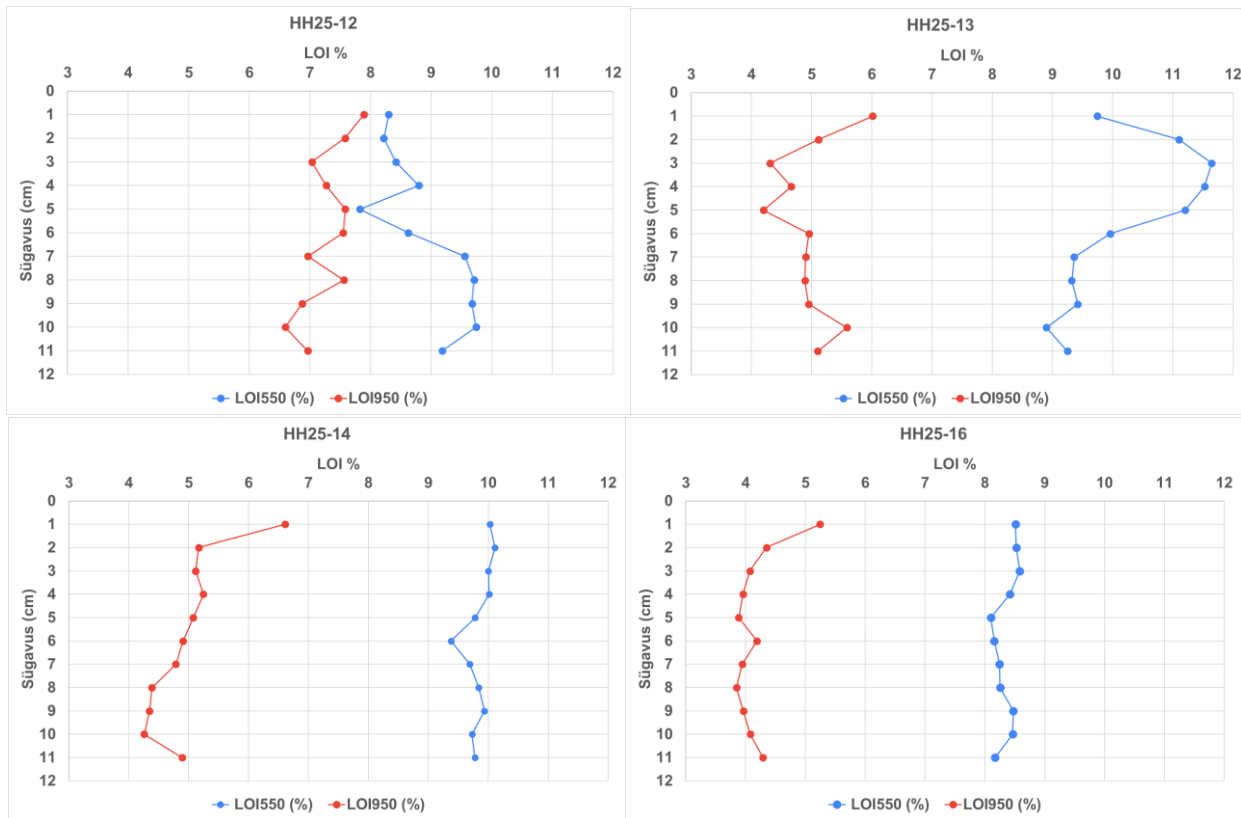
Kuumutuskaotulemuste põhjal (Joonis 6) jääb orgaanilise aine sisaldus Kongsfjordeni jaamades minimaalselt 7.82% ja maksimaalselt 11.65%. Karbonaatide sisaldus Kongsfjordenis minimaalselt 3.85% ja maksimaalselt 6.61%.

Jaamas HH25-12, mis paikneb liustiku lähedal, varieerub orgaanilise aine sisaldus 7,82-9,74% vahel, kusjuures keskmine sisaldus on 8,91%. Karbonaatide sisaldus on selles jaamas 6,59-7,89%, keskmiselt 7,26%. Orgaanilise aine suurim sisaldus esineb 10 cm sügavusel ning karbonaatide suurim sisaldus 1 cm sügavusel.

HH25-13 jaamas on orgaanilise aine sisaldus uuritud jaamadest kõige suurem: 8,90–11,65%, keskmiselt 10,13%. Karbonaatide sisaldus jääb vahemikku 4,20–6,01%, keskmiselt 4,97%. Orgaanilise aine kõrgeim väärtus esineb 3 cm sügavusel, karbonaatide kõrgeim väärtus 1 cm sügavusel.

HH25-14 jaamas varieerub orgaanilise aine sisaldus suhteliselt vähe, jäädes vahemikku 9,38–10,11%, keskmiselt 9,84%. Karbonaatide sisaldus on 4,26–6,61%, keskmiselt 4,98%. Suurim orgaanilise aine sisaldus esineb 2 cm sügavusel ning suurim karbonaatide sisaldus 1 cm sügavusel.

HH25-16, mis paikneb juba šelfimere suunas, on orgaanilise aine keskmine sisaldus jaamade võrdluses kõige väiksem: väärtused jäävad vahemikku 8,10–8,58%, keskmiselt 8,36%. Karbonaatide sisaldus varieerub 3,85–5,24% vahel, keskmiselt 4,16%. Orgaanilise aine suurim väärtus esineb 3 cm sügavusel ning karbonaatide suurim väärtus 1 cm sügavusel.



Joonis 6. Proovijaamade HH25-12; HH25-13; HH25-14 ja HH25-16 kuumutuskaot tulemused sügavusvahemikus 1–11 cm. Siniste punktidega on näidatud LOI550 (%), mis väljendab peamiselt orgaanilise aine sisaldust, ning punaste punktidega LOI950 (%), mis iseloomustab peamiselt karbonaatide sisaldust. Väärtused on esitatud protsendina kuiva sette massist.

## Mineraloogiline koostis

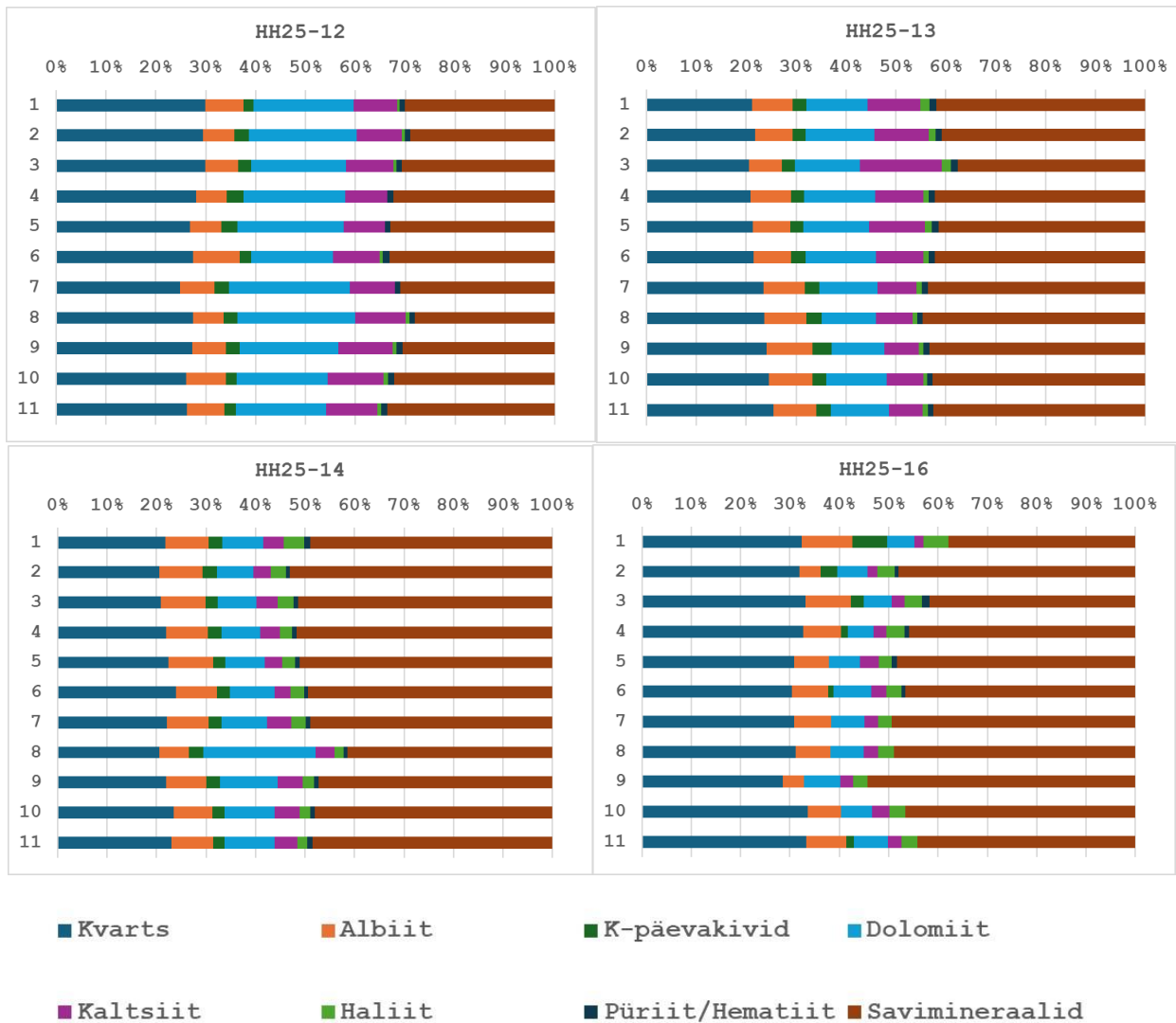
Mineraloogilise koostise ülevaade analüüsitud proovides on välja toodud joonisel 7.

HH25-12 asub liustike servade vahetus läheduses. Selles jaamas on karbonaatide osakaal kõikidest jaamadest suurim. Dolomiiti esineb seal ligikaudu 16,5-24,1% ning kaltsiiti 8,2-11,2% ja kokku on karbonaate selles jaamas 25,8-33,7% mineraalsest koostisest. Vilkude ja savimineraalide osakaal on HH25-12 jaamas neljast jaamast kõige väiksem, jäädes ligikaudu 2833,5% vahele.

HH25-13 väheneb karbonaatide osakaal ja dolomiidi sisaldus on 41,5-52,9% vahel, ning kaltsiidi osakaal on 6,8-16,4%. Samal ajal on vilkude ja savimineraalide osakaal suurem ulatudes 37,6-44,6%ni.

HH25-14 jaamas suureneb vilkude ja savimineraalide osakaal veelgi, jäädes 41,5–52,9% vahele. Karbonaatide osakaal on siin üldiselt madalam kui liustikupoolsetes jaamades, kuigi dolomiidi sisalduses esineb ühe proovi puhul kõrgem väärtus. Üldiselt jääb dolomiidi sisaldus 7,4–22,7% ja kaltsiidi sisaldus 3,3–5,1% vahele.

Šelfimere suunas paiknevas jaamas HH25-16 on vilkude ja savimineraalide osakaal jätkuvalt suur, varieerudes 37,8–54,2% vahel. Samal ajal on karbonaatide osakaal neljast jaamast kõige väiksem: dolomiiti esineb 5,1–7,6% ja kaltsiiti 1,9–3,7%. Karbonaatide kogus jääb selles jaamas 7,4–10,7% piiresse.



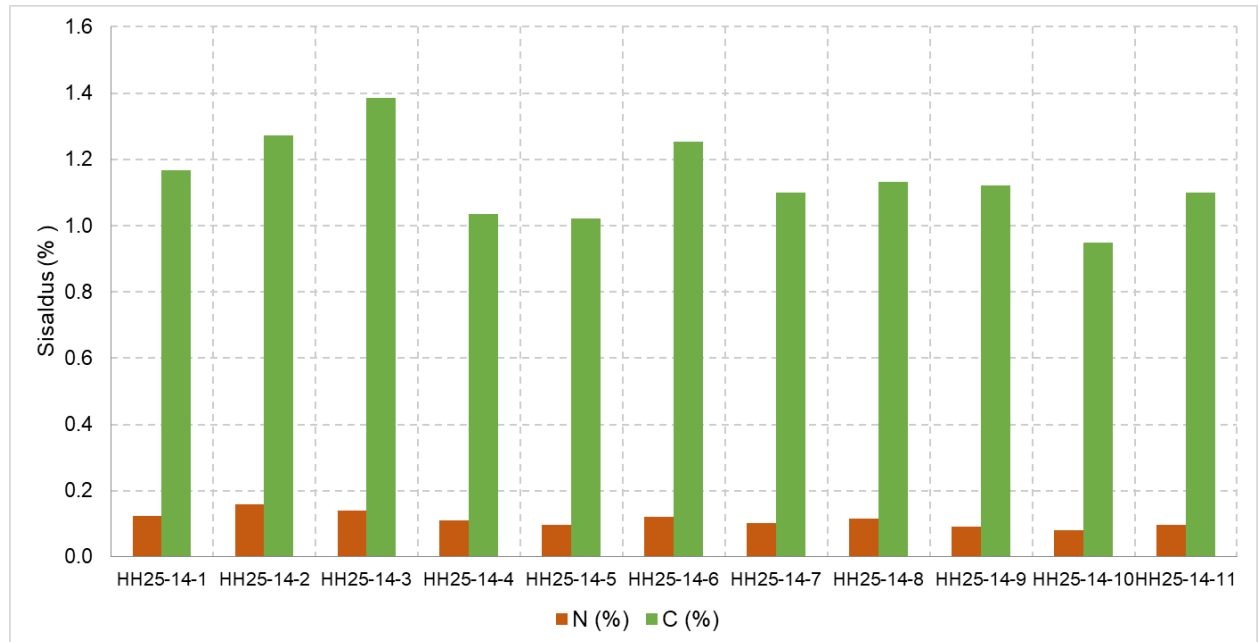
Joonis 7. Kongsfjordeni setete mineraloogiline koostis (%) jaamades, kajastatud cm kaupa sügavuse suunas

### Orgaanilise süsiniku ja lämmastiku sisaldused

HH25-14 jaama külmuivatatud proovides määrati orgaanilise süsiniku sisaldus ( $C_{org}$ ), lämmastiku sisaldus ( $N_{üld}$ ) ning nende stabiilsete isotoopide  $\delta^{13}C_{org}$  ja  $\delta^{15}N$  väärtused. (Joonis 8).

Jaama HH25-14 orgaanilise süsiniku sisaldused varieerusid vahemikus 0,95–1,39%. Lämmastiku sisaldused jäid vahemikku 0,08–0,16%. Orgaanilise süsiniku stabiilse isotoobi  $\delta^{13}C_{org}$  väärtused

varieerusid vahemikus  $-24,42$  kuni  $-23,30\text{‰}$ , samas kui lämmastiku stabiilse isotoobi  $\delta^{15}\text{N}$  väärtused jäid vahemikku  $4,64$ – $5,17\text{‰}$ . Kogu HH25-14 läbilõike ulatuses on nii  $C_{\text{org}}$  kui ka  $N_{\text{üld}}$  väärtused suhteliselt ühtlased, kuigi proovide vahel esineb mõõdukat varieeruvust.



Joonis 8. HH25-14 lämmastiku ja orgaanilise süsiniku sisaldused kuivmassi kohta.

### Keemiline koostis

Kõikides jaamades domineerib koostises räni (Si), mille suhted on kõige suuremad liustikupoelses jaamas HH25-12. Si osakaal väheneb keskosas ja suureneb jälle šelfimere poolses jaamas HH25-16 mõnevõrra (Joonis 9).

Kaltsiumi (Ca) suhe väheneb järjepidevalt liustiku poolt šelfimere suunas. Jaamas HH25-12 on Ca väärtused kõige kõrgemad, samas kui jaamas HH25-16 on need juba mitu korda madalamad. Magneesium (Mg) näitab Ca-ga sarnast, kuid veidi laugemat langustrendi. Mg sisaldused on suurimad liustiku poolses jaamas ning vähenevad selgelt šelfimere suunas. Ca ja Mg vähenemine toetab tõlgendust, et transekti ulatuses väheneb karbonaatse või Mg-rikkama mineraalse materjali osakaal.

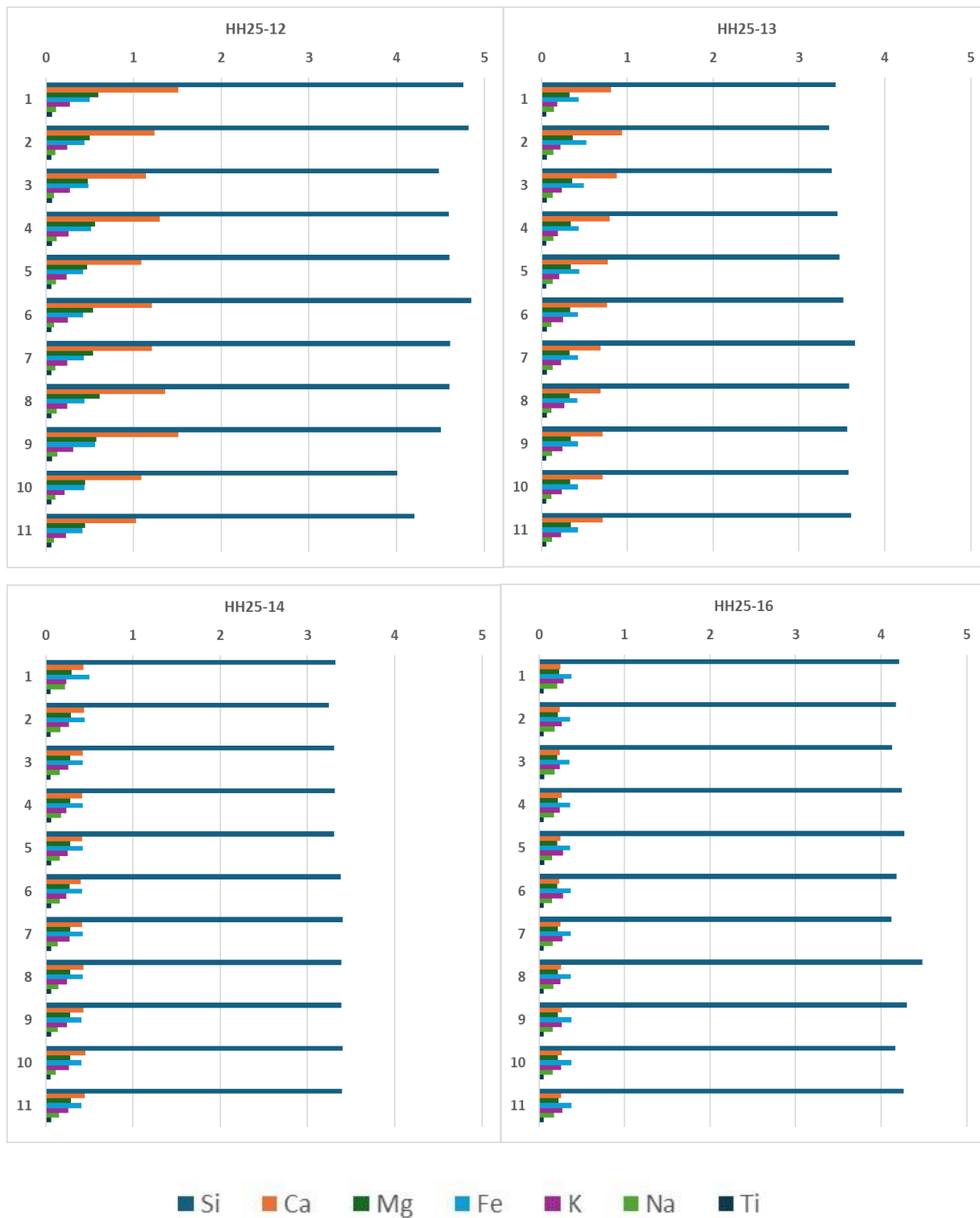
Raua (Fe) sisaldus väheneb samuti liustikust eemaldudes, kuid muutus ei ole nii tugev kui Ca ja Mg puhul. Fe sisaldused jäävad kõigis jaamades üldiselt samasse suurusjärku, mis näitab, et raua sisaldus on setetes suhteliselt ühtlane.

Kaalium (K) on kogu transekti ulatuses stabiilne. See viitab sellele, et K-ga seotud mineraalide, näiteks illiidi, K-päevakivi või vilkude suhteline osakaal ei muutu jaamade vahel väga tugevalt.

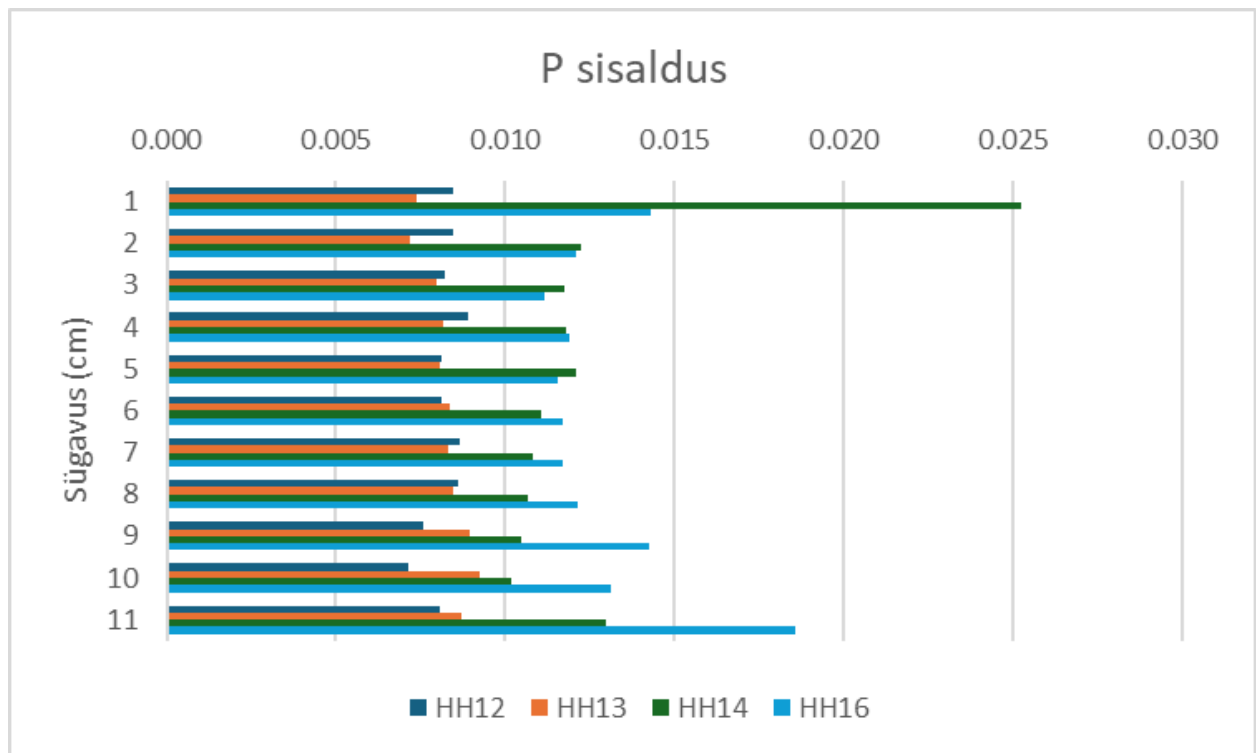
Naatiumi (Na) väärtused on samuti üldiselt stabiilsed, kuid jaamade sees on näha, et ülemistes kihtides on Na suhted veidi kõrgemad kui alumistes kihtides. See viitab väikesele vertikaalsele muutusele sette koostises.

Titaan (Ti) on kõige stabiilsem element kogu andmestikus. Ti suhted püsivad kõikides jaamades väga sarnasel tasemel. Ti on geokeemiliselt suhteliselt väheliikuv, viitab selle stabiilsus sellele, et terrigeense mineraalse tausta koostis on jaamade vahel üsna sarnane.

Fosfori (P) väärtused jäävad uuritud proovides vahemikku 0,007–0,025. Kõige suurem P väärtus esineb jaamas HH25-14 1 cm sügavusel, kus see ulatub 0,025-ni, mis on kaks korda kõrgem kui sama punkti ülejäänud sügavused, kus alates alates 2 cm sügavusest jäävad väärtused valdavalt 0,010–0,013 vahemikku. Jaamade võrdluses on Keskmiselt kõige suuremad väärtused kõige šelfimere poolsemates punktides HH25-14 ja HH25-16, kus mõlema jaama väärtus keskmiselt on 0,013. Jaamas HH25-16 varieeruvad P väärtused 0,011–0,019 vahel ning suurim väärtus esineb seal 11 cm sügavusel. Jaamas HH25-12 on väärtused suhteliselt ühtlased, jäädes enamasti 0,008–0,009 vahele, ainult 10 cm sügavusel langeb väärtus 0,007-ni. Jaamas HH25-13 jäävad P väärtused samuti kitsasse vahemikku, 0,007–0,009, ning sügavuse lõikes suuri muutusi ei esine.



Joonis 10. Proovijaamade HH25-12; HH25-13; HH25-14 ja HH25-16 setteproovide keemiline koostis Al-normaliseeritud kujul. XRF analüüsi oksiidide Al-normaliseeritud suhted sügavus vahemikus 1–11 cm.



Joonis 11. Al-normaliseeritud fosfori sisaldused Kongsfjordeni setteproovides jaamades HH2512, HH25-13, HH25-14 ja HH25-16 sügavusvahemikus 1–11 cm.

## Arutelu

### Granulomeetriline koostis

Kongsfjordeni uuritud jaamades domineerib selgelt aleuriitne (2–63 µm) ja savi (<2 µm) fraktsioon, mille keskmine sisaldus jääb jaamades vahemikku 85,56–89,62%. See näitab, et setted on valdavalt peeneteralised ning nende kuhjumine toimub pigem madalama energiaga keskkonnas, kus suur osa materjalist kantakse fjordi liustikusulavee ja hõljumina ning settib veesambast põhja.

Liiva osakaal on kõigis jaamades väiksem kui aleuriidi osakaal, kuid suureneb šelfimere suunas paiknevas jaamas HH25-16, kus liiva sisaldus ulatub 12,76%-ni. See viitab sellele, et avamere suunas muutuvad settetingimused mõnevõrra dünaamilisemaks, kus peenem savi- ja aleuriitne materjal on osaliselt edasi kantud või ümber jaotatud, samas kui jämedam fraktsioon jääb paremini põhja. Kongsfjordeni varasemates uuringutes on samuti kirjeldatud, et aleuriit ja savi domineerivad fjordisetetes, kuid liivafraktsioon võib suurendada fjordi siseosast välisosa suunas (Zaborska et al., 2006).

Arktilises glatsiaalses fjordis võib jämedamat materjali põhja jõuda ka jäämägede või merejää kaudu, sest sulavad jääkehad võivad vabastada jämedamat detriitset materjali otse merepõhja. Kumar et al. (2018) tõlgendasid Krossfjordeni ja Kongsfjordeni setetes peenemat fraktsiooni peamiselt hõljumkoormusest settinuna, samas kui jämedam fraktsioon võib olla seotud merejää ja jäämägede sulamisega. Seetõttu võib HH25-16 suurem liivasisaldus kajastada nii šelfialale iseloomulikumat ümberpaigutust kui ka jääga transporditud jämedama materjali lisandumist.

### Mineraloogiline koostis

Kongsfjordeni transektil muutub mineraloogiline koostis liustikupoolsest jaamast šelfimere suunas selgelt. Liustiku lähedal paiknevas HH25-12 jaamas on karbonaatide osakaal kõige suurem, mis viitab sellele, et fjordi siseosas on tugevam karbonaatsetest kivimitest pärinev lokaalne sisend. See sobib Kongsfjordeni geoloogilise taustaga, kus ümbruskonnas esineb karbonaatse koostisega kivimeid, näiteks marmoreid ja dolomiite (Dallmann, 2015). Dolomiidi ja kaltsiidi suurem sisaldus liustiku lähedal näitab, et liustikuline kulutus ja sulavee transport toovad fjordi karbonaatset mineraalset materjali.

Šelfimere suunas väheneb karbonaatide osakaal ning suureneb vilkude ja savimineraalide suhteline tähtsus. See viitab sellele, et avamere poole liikudes muutub settematerjal peeneteralisemaks ja rohkem silikaatseks. Savimineraalid ja vilgud on olulised, sest nende suur eripind võimaldab siduda orgaanilist ainet ning toitaineid, mis võib aeglustada orgaanilise aine lagunemist ja mõjutada süsiniku ning toitainete retsirkulatsiooni setetes (Cui et al., 2022). Samuti võivad savimineraalid ja Fe-rikkad mineraalid mõjutada metallide ja fosfori biosaadavust, mis on oluline fjordi põhjaelustikule ja primaarproduksioonile (Choudhary et al., 2024).

Mineraloogiline trend toetab ka XRF-tulemusi, kus Ca ja Mg suhted vähenevad liustikust eemaldudes. See kinnitab, et karbonaatse materjali osakaal väheneb transektil šelfimere suunas. Samal ajal näitab savimineraalide suurem osakaal, et fjordi kesk- ja välisosas suureneb peenema terrigeense materjali roll setete koostises ning toitainete sidumises. Kongsfjordenis on trend näha eelkõige jaamade HH25-12 ja HH25-16 võrdluses, kus liustikupoolses jaamas on karbonaate kõige rohkem ning šelfimere poolses jaamas kõige vähem.

### **Orgaanilise aine sisaldus**

LOI550 tulemuste põhjal jääb proovide orgaanilise aine sisaldus vahemikku 7,82–11,65%, kõigi proovide keskmine on 9,31%. Zaborska et al. (2006) töös, mis uuris Arktika setteid on välja toodud, et teistes Arktika fjordides jäi orgaanilise aine sisaldus ligikaudu 5,5 – 9 % vahemikku, millega võrreldes on orgaanilise aine sisaldus käesolevas töös mõõdetud proovides suhteliselt kõrge. Zaborska et al. (2006) töös leiti, et Kongsfjordenis oli liustiku lähedal orgaanilise aine sisaldus madal, keskmiselt umbes 2,7%, samas kui fjordi välimises osas ulatus see kuni 9,4%. Selline tulemus ühtib ka käesolevas töös IRMS meetodil mõõdetud  $C_{org}$  sisaldustega (Lisa 3), kust ilmneb, et liustikupoolsetes jaamades (HH25-12 ja -13) on märgatavalt madalamad  $C_{org}$  sisaldused kui fjordi välimise osa poolsetes jaamades. Zaborska et al. (2006) seostas suure orgaanilise aine sisalduse väiksema hädususe, paremate valgusolude, suurema produktsiooni ja tihedama bentilise kooslusega.

### **Orgaanilise aine päritolu**

Orgaaniline aine meresetes võib pärineda erinevatest allikatest, sealhulgas maismaalt sissekantud materjalist või veekeskkonnas kohapeal moodustunud orgaanilisest ainest. Veekeskkonna puhul on tähtis eristada, kas orgaaniline aine on tekkinud mageveelises või merelises keskkonnas

(Meyers, 1994). Orgaanilise aine päritolu hindamiseks kasutatakse orgaanilise süsiniku ja lämmastiku ( $C_{org}/N_{\text{üld}}$ ) sisalduste suhet ja orgaanilise süsiniku stabiilset isotoopkoostist ehk  $\delta^{13}C_{org}$  väärtusi.

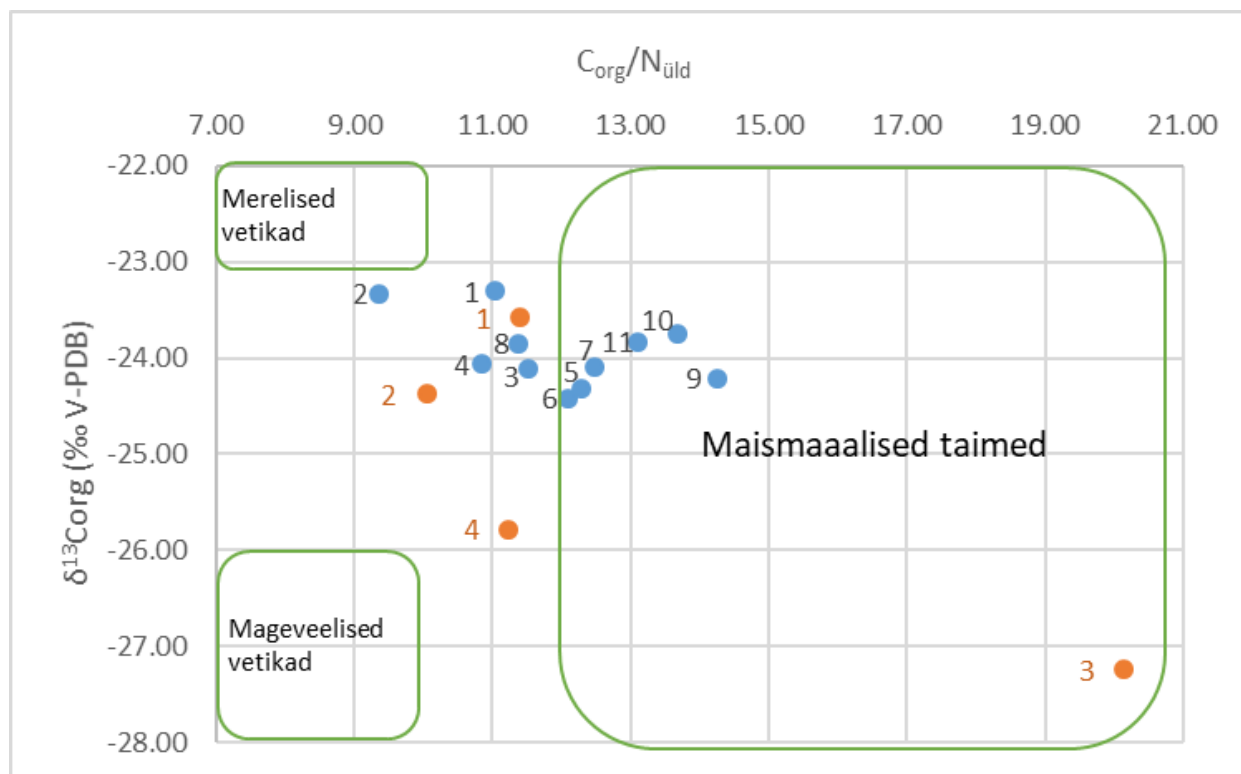
$C_{org}/N_{\text{üld}}$  suhe võimaldab eristada veekeskkonnas moodustunud ja maismaalist orgaanilist ainet. Autohtoonse ehk veekogusisese orgaanilise aine  $C_{org}/N_{\text{üld}}$  väärtused jäävad tavaliselt vahemikku 6–10, samas kui maismaalise ehk allohtoonse taimse materjali puhul on  $C_{org}/N_{\text{üld}}$  suhe üldjuhul kõrgem, sageli üle 12 (Meyers, 1994; Meyers, 1997; Prah1 et al., 1980). Madalamad  $C_{org}/N_{\text{üld}}$  väärtused viitavad veelisele päritolule, kõrgemad väärtused aga maismaataimede suuremale osakaalule settes (Meyers, 1994; Prah1 et al., 1980).

Orgaanilise süsiniku isotoopkoostis ehk  $\delta^{13}C_{org}$  aitab samuti orgaanilise aine allikat täpsustada. Mereliste vetikate  $\delta^{13}C_{org}$  väärtused jäävad tavaliselt ligikaudu vahemikku  $-16\%$  kuni  $-23\%$ , samas kui mageveeliste vetikate väärtused on üldjuhul negatiivsemad, ligikaudu  $-26\%$  kuni  $-30\%$  (Meyers, 1994). Seega võimaldab  $C_{org}/N_{\text{üld}}$  suhte ja  $\delta^{13}C_{org}$  väärtuste kooskasutamine paremini hinnata, kas settes leiduv orgaaniline aine pärineb peamiselt merelisest, mageveelisest või maismaalisest allikast (Meyers, 1994).

Joonisel 5 on näha, et proovid paiknevad allohtoonse taimse materjali alal ja mereliste ning maismaaliste taimede väljade vahelisel alal.

HH25-14 proovid paiknevad valdavalt  $C_{org}/N_{\text{üld}}$  väärtuste vahemikus umbes 9.37–14.26 ning  $\delta^{13}C_{org}$  väärtused jäävad ligikaudu  $-23,3$  kuni  $-24,42\%$  juurde. Ülemised kihid paiknevad rohkem mereliste vetikate ala lähedal, samas kui alumistes kihtides suureneb  $C_{org}/N_{\text{üld}}$  suhe. See viitab sellele, et sügavuse suurenedes kasvab settes maismaalt pärineva orgaanilise aine osakaal.

HH25-16 proovid on hajusamad. Enamik proovidest paikneb samuti vahealal, kuid 3 cm sügavuse proov eristub selgelt teistest. Sellel on väga kõrge  $C_{org}/N_{\text{üld}}$  suhe ja palju negatiivsem  $\delta^{13}C_{org}$  väärtus. See viitab tõenäoliselt tugevamale maismaalise orgaanilise aine mõjule selles kihis.



Joonis 12. Proovide  $C_{\text{org}}/N_{\text{üld}}$  aatomsuhte ja  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  (‰ V-PDB) vaheline seos, mille alusel on võimalik hinnata orgaanilise aine päritolu. Sinised punktid tähistavad jaama HH25-14 ning oranžid punktid jaama HH25-16 proove. Punktide numeratsioon vastab proovide sügavusele sentimeetrites.

## Keemiline koostis

Kongsfjordeni XRF-tulemused näitavad, et setete keemiline koostis mõjutab toitaineringlust peamiselt mineraalse ja liustikulise sisendi kaudu. Suur Si sisaldus viitab kvartsile ja silikaatsetele mineraalidele, kuid kogu XRF-iga mõõdetud Si ei ole otseselt organismidele kättesaadav (Li & Schoonmaker, 2003; Ragueneau et al., 2006). Toitaineringluse seisukohalt on oluline pigem see osa ränist, mis murenemise ja lahustumise kaudu võib jõuda veesambasse lahustunud ränihappena ning toetada ränivetikate kasvu (Li & Schoonmaker, 2003; Ragueneau et al., 2006). Seega näitab Si eelkõige potentsiaalset silikaatse materjali allikat, mitte otsest bioloogiliselt kättesaadavat toitainet. Ca ja Mg on seotud karbonaatsete mineraalidega, näiteks kaltsiidi ja dolomiidiga. Nende vähenemine liustiku poolt šelfimere suunas viitab karbonaatse sisendi nõrgenemisele, mis võib mõjutada fjordi karbonaatsüsteemi, leeliselisust ja seeläbi ka süsinikuringet (Feely et al., 2009). Fe on toitaineringluses eriti oluline, sest raud on Arktika meres

sageli primaarproduksiooni piirav mikrotoitaineline; setetest vabanev või ümberjaotuv Fe võib mõjutada fütoplanktoni kasvu ja bentilisi organisme (Choudhary et al.2024). LääneTeravmägede fjordisettes ei sõltu Fe ökoloogiline ja biogeokeemiline tähtsus ainult sellest, kui palju rauda settes kokku leidub, vaid ka sellest, kust see raud pärineb ja millises vormis see settes esineb (Choudhary et al.2024). Kongsfjordeni puhul on Fe valdavalt terrigeense päritoluga, st see jõuab fjordi maismaalt ja liustike kaudu kivimite ning mineraalide murenemissaadusena. Selline raud võib olla seotud näiteks silikaatsete mineraalide, savimineraalide või rauaoksiididega, mis saavad lagunedes osaleda toitaineringluses ning mõjutada mikroorganismide, bentilise elustiku või fütoplanktoni jaoks kättesaadava raua hulka (Li & Schoonmaker,2003; Choudhary et al.2024;). K ja Na peegeldavad peamiselt päevakivide, vilkude ja savimineraalide murenemist ning osalevad pigem ionide ringes kui otseses toitainete piirangus (Li & Schoonmaker,2003; Choudhary et al.2024;).

Käesolevas töös jääb Fosfori (P) sisaldus teiste elementidega võrreldes madalaks, kuid selle suurenemine transektil ja varieeruvus jaamade sügavustes näitab, et fosfori jaotumine setetes ei ole täiesti ühtlane. Kõrgemad väärtused jaamades HH25-14 ja HH25-16 võivad viidata piirkondadele, kus orgaanilise aine settimine, fosfori sidumine mineraalidele või fosfori säilimine settes on tugevam (Paytan & McLaughlin, 2007). Kuna P on seotud primaarproduksiooni ja orgaanilise aine tekkega, kajastab selle esinemine setetes nii varasemat bioloogilist produktsiooni kui ka fosfori hilisemat ümbertöötlemist sette-vee piirpinnal (Paytan & McLaughlin, 2007).

Kuna tulemused on Al-normaliseeritud, tuleb neid tõlgendada ettevaatlikult. Van der Weijdeni (2002) järgi võib normaliseerimine vähendada lahjendusefekti, kuid võib tekitada ka kunstlikke seoseid.

## **Võrdlus varasemate andmetega**

Peamiseks võrdluseks kasutan aasta varem (2025) kirjutatud Greete Sumina bakalaureusetöös kajastatud andmeid Kongsfjordeni setteproovidest. Sumin (2025) töös on uuritud settest ülemist 1-2 cm, samas kui käesolevas töös analüüsitud materjali kuni 11 cm sügavuselt.

Käesolevas töös on analüüsitud Kongsfjordeni setted selgelt peeneteralisemad, kui Sumin (2025) uurimuses. Käesolevas töös on aleuriidi osakaal on 85,56–89,62%, liiva 6,30–12,76% ja savi

1,68–4,70%, samas kui Sumin (2025) mõõtis Kongsfjordeni proovides aleuriiti vahemikus 28,2 – 77,3% , liiva 3,5 – 67,0% ja savi 4,8 – 19,2% .

Seega näitavad mõlemad tööd aleuriidi domineerimist Kongsfjordeni setetes, kuid Sumin (2025) töös on granulomeetiline koostis muutlikum ja jämedama/savikama fraktsiooni osakaal suurem, käesoleva töö proovides aga domineerib ühtlasemalt peen aleuriitne materjal.

Võrreldes käesoleva tööga on Kongsfjordeni orgaanilise aine päritolu leidmisel kasutatud proovid Sumin (2025) töös esitatud tulemustega, mis on sarnased selles, et proovid paiknevad valdavalt merelise vetikalise orgaanilise aine ja maismaalise orgaanilise aine väljade vahelisel alal. See viitab, et Kongsfjordeni setetes ei pärine orgaaniline aine ainult ühest allikast

Erinevuseks on see, et HH25-14 proovides suureneb sügavuse kasvades  $C_{org}/N_{üld}$  suhe, eriti alumistes kihtides. See viitab sellele, et sügavamates settekihtides võib maismaalt pärineva orgaanilise aine osakaal olla suurem, kui varasemalt mõõdetud. Sumin (2025) tulemustes jäi Kongsfjordeni proovide  $C_{org}/N_{üld}$  suhe valdavalt alla 10 või selle lähedale, samas kui maismaalise taimse materjali mõju seostatakse tavaliselt kõrgemate, ligikaudu üle 12 ulatuvate väärtustega.

Sumin (2025) tulemuste järgi jäid Kongsfjordeni proovide  $\delta^{13}C_{org}$  väärtused vahemikku ligikaudu –22,5 kuni –25,5‰, kusjuures väärtused muutusid liustiku lähedastest jaamadest avamere poole positiivsemaks. Käesoleva töö mineraloogiline koostis erineb Sumin (2025) tööst eelkõige karbonaatide ja savimineraalide jaotuse poolest.

Käesolevas töös on karbonaatide osakaal kõige suurem liustikupoolses jaamas HH25-12, kus dolomiiti on 16,5–24,1% ja kaltsiiti 8,2–11,2%, kuid šelfimere suunas jaamas HH25-16 väheneb dolomiit 5,1–7,6% ja kaltsiit 1,9–3,7% juurde.

Sumin (2025) töös jäi Kongsfjordeni kaltsiidi sisaldus vahemikku 5,0–13,9% ja dolomiidi sisaldus 10,2–15,3%, mistõttu on tema tulemustes karbonaatne komponent üldiselt ühtlasema levikuga ja ei vähene šelfimere suunas nii selgelt. Savimineraalide ja vilkude osakaal suureneb käesolevas töös liustikust eemaldudes, olles HH25-12 jaamas 28–33,5% ning HH25-16 jaamas 37,8–54,2%. Sumin (2025) töös jäi Kongsfjordeni savimineraalide sisaldus 22,8–48,0% vahemikku ning suurim sisaldus oli jaamas HH23-14, mistõttu on mõlemas töös näha savimineraalide olulist rolli.

Käesoleva töö keemiline koostis erineb Sumin (2025) tulemustest eelkõige Ca ja Fe jaotuse poolest. Käesolevas töös väheneb Ca osakaal transektil liustikupoolsest jaamast šelfimere suunas, jäädes vahemikku 1,511–0,247, samas kui Sumin (2025) töös jäi Kongsfjordeni Ca sisaldus vahemikku 1,34–7,02 ning kõige suurem Ca osakaal esines fjordi keskosas. Sarnane erinevus ilmneb ka raua (Fe) puhul. Käesolevas töös Fe sisaldus liustikust eemaldudes väheneb, jäädes vahemikku 0,559–0,360, kuid Sumin (2025) leidis, et Kongsfjordenis Fe sisaldus hoopis suureneb šelfimere poole liikudes. Lisaks on Sumin (2025) töös Fe väärtuste vahemik 1,23–1,93, mis on märgatavalt suurem, kui käesolevas töös mõõdetud vahemik.

## Kokkuvõte

Käesoleva bakalaureusetöö eesmärk oli kirjeldada Teravmägede fjordide põhjasetete geokeemilist koostist, täpsustada orgaanilise süsiniku päritolu Kongsfjordeni põhjasetetes, hinnata primaarproduksiooniks vajalike toitainete võimalikku sissekannet ning võrrelda saadud tulemusi varasema uurimistööga. Töös uuriti Kongsfjordeni transekti liustiku lähedalt šelfimere suunas ning analüüsiti setete granulomeetrilist, mineraloogilist, keemilist ja isotoopkoostist.

Tulemused näitavad, et Kongsfjordeni põhjasetetes domineerib peeneteraline aleuriitne materjal, mis viitab valdavalt rahulikule settimiskeskonnale ja hõljumina transporditud settematerjali settimisele. Šelfimere suunas suureneb mõnevõrra liivafraktsiooni osakaal, mis võib viidata tugevamale hüdrodünaamilisele ümberpaigutusele või jämedama materjali lisandumisele jääga seotud transpordi kaudu. Mineraloogiliselt on liustiku lähedal suurem karbonaatsete mineraalide, eriti dolomiidi ja kaltsiidi osakaal, samas kui šelfimere suunas suureneb vilkude ja savimineraalide tähtsus. See näitab, et liustiku lähedal domineerib tugevam lokaalne karbonaatne sisend, kuid fjordi välisosas suureneb peenema silikaatse materjali osakaal.

Keemilise koostise põhjal on setetes olulised Si, Ca, Mg, Fe, K, Na ja P. Si viitab peamiselt kvartsile ja silikaatsetele mineraalidele ning võib olla seotud räni potentsiaalse sissekandega, mis on oluline ränivetikate kasvuks. Ca ja Mg vähenemine liustikust eemaldudes näitab karbonaatse sisendi nõrgenemist. Fe ja P on toitaineringluse seisukohalt olulised, sest raud võib mõjutada primaarproduksiooni ning fosfor on üks olulisemaid bioloogilist produktsiooni toetavaid toitaineid. Fosfori sisaldus oli teiste elementidega võrreldes madal, kuid selle suurenemine transektil HH25-14 ja HH25-16 jaamades viitab sellele, et fjordi välisosas võib orgaanilise aine settimine või fosfori säilimine setetes olla tugevam.

Orgaanilise süsiniku päritolu hindamisel  $C_{org}/N_{üild}$  suhte ja  $\delta^{13}C_{org}$  väärtuste põhjal selgus, et uuritud proovid paiknevad peamiselt merelise vetikalise orgaanilise aine ja maismaalise orgaanilise aine vahealal. See näitab, et Kongsfjordeni setetes ei pärine orgaaniline aine ainult ühest allikast, vaid tegemist on segunenud signaaliga. HH25-14 jaamas suureneb sügavuse kasvades  $C_{org}/N_{üild}$  suhe, mis võib viidata maismaalise orgaanilise aine osakaalu suurenemisele sügavamates settekihtides. HH25-16 jaamas eristub üks sügavam proov eriti kõrge  $C_{org}/N_{üild}$  suhte ja negatiivsema  $\delta^{13}C_{org}$  väärtusega, mis viitab tugevamale maismaalise orgaanilise aine mõjule selles kihis.

Võrreldes Sumin (2025) tööga domineerib ka käesolevas töös Kongsfjordeni setetes aleuriitne materjal, kuid minu proovid on ühtlasemalt peeneteralised. Mõlemas töös viitab orgaanilise aine päritolu merelise ja maismaalise materjali segunemisele. Erinevusena suureneb minu töös HH25-14 sügavamates kihtides Corg/Nüld suhe ning šelfimere suunas väheneb karbonaatne materjal, samal ajal kui savimineraalide ja vilkude osakaal suureneb.

Arktika kiire soojenemine muudab liustike sulamist, setete sissekannet ja toitainete kättesaadavust fjordides. Seetõttu on oluline jätkata uute andmete kogumist ning võrrelda neid varasemate tulemustega.

# **Nutrient cycling in Arctic marine sediments in the context of climate change:**

## **The example of the Kongsfjorden fjord**

**Siim Pärsimägi**

### **Summary**

Arctic fjords are important transition zones between glaciers, land and the open ocean, where mineral particles, organic matter and nutrients are transported and stored. In Svalbard, these processes are strongly affected by glacier meltwater and seasonal runoff, which supply finegrained sediment and organic carbon to fjord systems (Straneo & Cenedese, 2015; Zajaczkowski et al., 2010). Arctic warming may further influence sediment supply, nutrient availability and primary production through changes in sea ice, freshwater input and water-column stratification (AMAP, 2021; Halbach et al., 2019; Tremblay et al., 2015).

The aim of this bachelor's thesis was to describe the geochemical composition of Kongsfjorden bottom sediments, determine the origin of organic carbon, assess the possible input of nutrients needed for primary production, and compare the results with previous studies. Kongsfjorden is a glacial fjord influenced by several glaciers, making it suitable for studying changes in sediment composition from the inner fjord towards the shelf sea (Dallmann, 2015). Sediment samples collected in 2025 from four stations were analysed for grain-size distribution, mineralogical and chemical composition, and organic matter origin.

The results show that the sediments are mainly dominated by fine-grained silty material, indicating relatively calm depositional conditions. A slight increase in sand content towards the shelf sea may reflect stronger hydrodynamic conditions or coarser ice-transported material. Mineralogically, carbonate minerals are more abundant near the glacier, while micas and clay minerals increase towards the outer fjord. Chemically, Si, Ca, Mg, Fe, K, Na and P are the main elements. The decrease in Ca and Mg away from the glacier indicates reduced carbonate input, whereas Fe and P are important for nutrient cycling.  $C_{org}/N_{total}$  ratios and  $\delta^{13}C_{org}$  values suggest that organic matter has a mixed marine and terrestrial origin. Compared with Sumin (2025), the sediments are similarly silty, but more uniformly fine-grained.

## **Tänuavaldused**

Töö autor soovib tänada oma juhendajaid Johanna Maria Ojapit, Martin Liirat ja Markus Ausmeelt, lisaks ka uurimislaeva R/V Helmer Hanssen meeskonda, Teravmägede Ülikooli (UNIS) ning kogu laeva meeskonda, abi eest proovide kogumisel. Samuti Holar Seppa abi eest isotoopsuhete massispektromeetrilisel (IRMS) analüüsimisel, ning Peeter Somelari ja Jaan Aruväli abi eest röntgendifraktomeetria (XRD) analüüsidel ja difraktogrammide interpreteerimisel.

## Kasutatud kirjandus

AMAP. (2021). *Arctic Climate Change Update 2021: Key Trends and Impacts*. Arctic Monitoring and Assessment Programme.

<https://www.amap.no/documents/doc/amap-arctic-climate-change-update-2021-key-trends-andimpacts/3594>

Arrigo, K. R., & van Dijken, G. L. (2015). Continued increases in Arctic Ocean primary production. *Progress in Oceanography*, 136, 60–70.

<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0079661115000993?via%3Dihub>

Bates, N. R., Moran, S. B., Hansell, D. A., & Mathis, J. T. (2006). An increasing CO<sub>2</sub> sink in the Arctic Ocean due to sea-ice loss. *Geophysical Research Letters*, 33(23)

<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2006GL027028>

Choudhary et al. (2024). *Source, bioavailability, and toxicity of metals in modern fjord sediments, west Spitsbergen, and their influence on sediment-associated biota*. *Frontiers in Marine Science*.

<https://doi.org/10.3389/fmars.2024.1429998>

Cui, X., Mucci, A., Bianchi, T. S., et al. (2022). *Global fjords as transitory reservoirs of labile organic carbon modulated by organo-mineral interactions*. *Science Advances*, 8(46), eadd0610.

<https://www.science.org/doi/10.1126/sciadv.add0610>

Dallmann, W.K. (2015). *Geoscience atlas of Svalbard, Norra: Norsk Polarinstitut*. ISBN 978 82 7666-312-9

Feely, R. A., Doney, S. C., & Cooley, S. R. (2009). Ocean acidification: Present conditions and future changes in a high-CO<sub>2</sub> world. *Oceanography*, 22(4), 36–47. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2009.95>

Gasser, D. (2014). The Caledonides of Greenland, Svalbard and other Arctic areas: Status of research and open questions. *Geological Society, London, Special Publications*, 390(1), 93–129. <https://doi.org/10.1144/SP390.17>

Gee, D. G., Fossen, H., Henriksen, N., & Higgins, A. K. (2008). From the early Paleozoic platforms of Baltica and Laurentia to the Caledonide orogen of Scandinavia and Greenland. *Episodes*, 31(1), 44–51. <https://doi.org/10.18814/epiugs/2008/v31i1/007>

Godone, D. (Ed.). (2017). Glacier evolution in a changing world. IntechOpen. <https://doi.org/10.5772/66622>

Halbach, L., Vihtakari, M., Duarte, P., Everett, A., Granskog, M. A., Hop, H., Kauko, H. M., Kristiansen, S., Myhre, P. I., Pavlov, A. K., Pramanik, A., Tatarek, A., Torsvik, T., Wiktor, J. M., Wold, A., Wulff, A., Steen, H., & Assmy, P. (2019). Tidewater glaciers and bedrock characteristics control the phytoplankton growth environment in a fjord in the Arctic. *Frontiers in Marine Science*, 6. <https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00254>

Kumar, P., Pattanaik, J. K., Khare, N., & Balakrishnan, S. (2018). Geochemistry and provenance study of sediments from Krossfjorden and Kongsfjorden, Svalbard (Arctic Ocean). *Polar Science*, 18, 72–82. <https://doi.org/10.1016/j.polar.2018.06.001>

Koehl, J.-B. P., Marshall, J. E. A., & Lopes, G. (2022). The timing of the Svalbardian Orogeny in Svalbard: A review. *Solid Earth*, *13*, 1353–1370. <https://doi.org/10.5194/se-13-1353-2022>

Laufer-Meiser, K., Michaud, A. B., Maisch, M., Byrne, J. M., Kappler, A., Patterson, M. O., Røy, H. & Jørgensen, B. B. (2021). Potentially bioavailable iron produced through benthic cycling in glaciated Arctic fjords of Svalbard. *Nature Communications*, *12*, 1349.

DOI:[10.21203/rs.3.rs-55627/v1](https://doi.org/10.21203/rs.3.rs-55627/v1)

Li, Y.-H., & Schoonmaker, J. E. (2003). *Chemical Composition and Mineralogy of Marine Sediments*. Treatise on Geochemistry.

<https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/07088-2>

Meyers, P. A. (1994). Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chemical Geology*, **114(3–4)**, 289–302.

[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90059-0](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90059-0)

Meyers, P. A. (1997). Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. *Organic Geochemistry*, **27(5–6)**, 213–250.

[https://doi.org/10.1016/S0146-6380\(97\)00049-1](https://doi.org/10.1016/S0146-6380(97)00049-1)

Smith, R. W., Bianchi, T. S., & Savage, C. (2015). Sedimentary organic matter dynamics in fjords. *Limnology and Oceanography*, *60(5)*, 1645–1660.

<https://doi.org/10.1002/lno.10136>

Straneo, F., & Cenedese, C. (2015). The dynamics of Greenland's glacial fjords and their role in climate. *Annual Review of Marine Science*, *7*, 89–112. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-010213-135133>

Ragueneau, O., Conley, D. J., Leynaert, A., Ni Longphuirt, S., & Slomp, C. P. (2006). Role of diatoms in silicon cycling and coastal marine food webs. In V. Ittekkot, D. Unger, C. Humborg, & N. T. An (Eds.), *The silicon cycle: Human perturbations and impacts on aquatic systems* (SCOPE 66, pp. 163–195). Island Press.

Paytan, A., & McLaughlin, K. (2007). The oceanic phosphorus cycle. *Chemical Reviews*, 107(2), 563–576. <https://doi.org/10.1021/cr0503613>

Prahl, F. G., Bennett, J., & Carpenter, R. (1980). The early diagenesis of aliphatic hydrocarbons and organic matter in sedimentary particulates from Dabob Bay, Washington. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 44(12), 1967–1976. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(80\)90196-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(80)90196-9)

Piepjohn, K., & Dallmann, W. K. (2014). Stratigraphy of the uppermost Old Red Sandstone of Svalbard (Mimerdalen Subgroup). *Polar Research*, 33, Article 19998. <https://doi.org/10.3402/polar.v33.19998>

Svendsen, H., Beszczynska-Møller, A., Hagen, J. O., Lefauconnier, B., Tverberg, V., Gerland, S., *et al.* (2002). The physical environment of Kongsfjorden–Krossfjorden, an Arctic fjord system in Svalbard. *Polar Research*, 21(1), 133–166. <https://doi.org/10.3402/polar.v21i1.6479>

Sumin, G. (2024). Teravmägede fjordide põhjasetete geokeemiline analüüs [Bakalaureusetöö, Tartu Ülikool]. DSpace. <https://hdl.handle.net/10062/100026>

Tremblay, J.-É., & Gagnon, J. (2009). The effects of irradiance and nutrient supply on the productivity of Arctic waters: A perspective on climate change. In J. C. J. Nihoul & A. G. Kostianoy (Eds.), *Influence of climate change on the changing Arctic and sub-Arctic conditions* (pp. 73–93). Springer. [https://doi.org/10.1007/978-1-4020-9460-6\\_7](https://doi.org/10.1007/978-1-4020-9460-6_7)

Tremblay, J.-É., Anderson, L. G., Matrai, P., Coupel, P., Bélanger, S., Michel, C., & Reigstad, M. (2015). Global and regional drivers of nutrient supply, primary production and CO<sub>2</sub> drawdown in the changing Arctic Ocean. *Progress in Oceanography*, 139, 171–196. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2015.08.009>

Zaborska, A., Pempkowiak, J., & Papucci, C. (2006). Some sediment characteristics and sedimentation rates in an Arctic fjord (Kongsfjorden, Svalbard). *Rocznik Ochrona Środowiska*, 8, 79–96.

Zajączkowski, M. (2008). Sediment supply and fluxes in glacial and outwash fjords, Kongsfjorden and Adventfjorden, Svalbard. *Polish Polar Research*, 29(1), 59–72.

Van der Weijden, C. H. (2002). Pitfalls of normalization of marine geochemical data using a common divisor. *Marine Geology*, 184(3–4), 167–187.

[https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(01\)00297-3](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(01)00297-3)

Viktorsson, L., Almroth-Rosell, E., Tengberg, A., Vankevich, R., Neelov, I., Isaev, A., Kravtsov, V. ja Hall, P. O. J. 2012. Benthic phosphorus dynamics in the Gulf of Finland, Baltic Sea. *Aquatic Geochemistry*, 18, 543–564. <https://doi.org/10.1007/s10498-011-9155-y>

## Lisad

Lisa 1. Proovide granulomeetriline koostis (%).

Proov	Liiv 63–2000 $\mu\text{m}$ (%)	Aleuriit 2–63 $\mu\text{m}$ (%)	Savi <2 $\mu\text{m}$ (%)
HH25-12-1	10.88	84.01	5.11
HH25-12-2	10.19	85.43	4.38
HH25-12-3	8.67	86.07	5.28
HH25-12-4	8.66	86.97	4.36
HH25-12-5	10.31	85.31	4.39
HH25-12-6	8.27	87.90	3.83
HH25-12-7	9.15	86.74	4.10
HH25-12-8	8.50	86.98	4.52
HH25-12-9	6.28	88.47	5.25
HH25-12-10	9.07	85.44	5.48
HH25-12-11	3.50	91.46	5.03
HH25-13-1	2.14	93.44	4.43
HH25-13-2	3.26	90.43	6.31
HH25-13-3	6.59	87.08	6.34
HH25-13-4	4.03	92.72	3.25
HH25-13-5	7.18	89.83	2.98
HH25-13-6	5.58	91.10	3.33
HH25-13-7	8.15	89.12	2.74
HH25-13-8	9.19	87.81	3.01
HH25-13-9	6.14	89.48	4.38
HH25-13-10	8.39	88.27	3.34
HH25-13-11	8.68	86.57	4.74

<u>Proov</u>	<u>Liiv 63–2000 <math>\mu\text{m}</math> (%)</u>	<u>Aleuriit 2–63 <math>\mu\text{m}</math> (%)</u>	<u>Savi &lt;2 <math>\mu\text{m}</math> (%)</u>
HH25-14-2	9.69	87.59	2.72
HH25-14-3	3.52	93.79	2.69
HH25-14-4	9.66	88.11	2.22
HH25-14-5	8.09	89.66	2.25
HH25-14-6	13.05	85.11	1.84
HH25-14-7	9.07	88.58	2.35
HH25-14-8	7.83	89.72	2.44
HH25-14-9	5.63	91.38	3.00
HH25-14-10	5.74	91.75	2.52
<u>HH25-14-11</u>	<u>2.18</u>	<u>95.18</u>	<u>2.65</u>
HH25-16-1	17.24	81.56	1.21
HH25-16-2	14.01	84.51	1.47
HH25-16-3	10.39	88.00	1.62
HH25-16-4	9.31	88.24	2.45
HH25-16-5	10.01	87.77	2.22
HH25-16-6	11.94	86.30	1.76
HH25-16-7	15.80	82.74	1.45
HH25-16-8	12.70	85.78	1.51
HH25-16-9	13.60	84.80	1.61
HH25-16-10	14.24	84.34	1.42
HH25-16-11	11.14	87.15	1.71

Lisa 2. Jaamade keskmised orgaanilise aine (LOI550) ja karbonaatide sisaldused (LOI950)

Proov ID	LOI550 (%)	LOI950 (%)
HH25-12-1	8.30	7.89
HH25-12-2	8.22	7.58
HH25-12-3	8.42	7.03
HH25-12-4	8.80	7.27
HH25-12-5	7.82	7.58
HH25-12-6	8.62	7.55
HH25-12-7	9.56	6.97
HH25-12-8	9.71	7.56
HH25-12-9	9.68	6.87
HH25-12-10	9.74	6.59
HH25-12-11	9.18	6.96
HH25-13-1	9.74	6.01
HH25-13-2	11.10	5.12
HH25-13-3	11.65	4.31
HH25-13-4	11.53	4.66
HH25-13-5	11.20	4.20
HH25-13-6	9.96	4.95
HH25-13-7	9.36	4.90
HH25-13-8	9.32	4.89
HH25-13-9	9.42	4.95
HH25-13-10	8.90	5.59
HH25-13-11	9.25	5.10

Proov ID	LOI550 (%)	LOI950 (%)
HH25-14-1	10.03	6.61
HH25-14-2	10.11	5.17
HH25-14-3	10.00	5.12
HH25-14-4	10.01	5.24
HH25-14-5	9.78	5.07
HH25-14-6	9.38	4.91
HH25-14-7	9.69	4.78
HH25-14-8	9.84	4.38
HH25-14-9	9.94	4.34
HH25-14-10	9.73	4.26
HH25-14-11	9.78	4.89
HH25-16-1	8.51	5.24
HH25-16-2	8.53	4.35
HH25-16-3	8.58	4.07
HH25-16-4	8.42	3.96
HH25-16-5	8.10	3.88
HH25-16-6	8.16	4.19
HH25-16-7	8.25	3.94
HH25-16-8	8.26	3.85
HH25-16-9	8.48	3.96
HH25-16-10	8.46	4.08
HH25-16-11	8.17	4.29

Lisa 3. Proovide mineraloogiline koostis (%).

Jaam	Kvarts	Albiit	K-päevakivid	Dolomiit	Kaltsiit	Haliit	Püriit/Hematiit	Savimineraalid
HH25 16-1	32.3	10.2	7	5.5	1.9	5	tr.	37.8
HH25 16-2	31.9	4.3	3.4	6	2.1	3.4	0.8	48
HH25 16-3	33.2	9.2	2.5	5.7	2.6	3.6	1.5	41.7
HH25 16-4	32.7	7.7	1.4	5.1	2.7	3.6	0.9	45.9
HH25 16-5	30.7	7	tr.	6.2	3.7	2.7	1	48
HH25 16-6	30.4	7.3	1.1	7.6	3.1	3.1	0.7	46.7
HH25 16-7	30.7	7.5		6.7	2.7	2.7	tr.	49.2
HH25 16-8	31.1	7		6.6	3	3.1	tr.	48.8
HH25 16-9	28.4	4.4		7.2	2.6	2.9	tr.	54.2
HH25 16-10	33.5	6.7		6.2	3.5	3.2	tr.	46.4
HH25 16-11	33.1	8.1	1.6	6.8	2.8	3.2	tr.	43.9
HH25 14-1	21.8	8.7	2.7	8.3	4.1	4.2	1.1	48.9
HH25 14-2	20.5	8.8	2.8	7.4	3.5	3.1	0.8	52.9
HH25 14-3	20.8	9	2.4	7.8	4.3	3.2	0.9	51.3
HH25 14-4	22	8.4	2.8	7.8	3.9	2.5	0.9	51.7
HH25 14-5	22.4	9	2.4	8.1	3.5	2.5	0.9	51.1
HH25 14-6	23.9	8.2	2.6	9	3.3	2.7	0.8	49.3
HH25 14-7	22.1	8.4	2.6	9.2	4.9	2.9	1	48.9
HH25 14-8	20.5	6.1	2.8	22.7	3.9	1.8	0.7	41.5
HH25 14-9	21.9	8.2	2.8	11.6	5.1	2.2	1	47.2
HH25 14-10	23.5	7.8	2.4	10.2	5	2.1	1	48
HH25 14-11	23.1	8.3	2.3	10.1	4.6	2.1	1	48.5
HH25 13-1	21.2	8.1	2.7	12.2	10.6	1.9	1.4	41.8
HH25 13-2	21.8	7.4	2.6	13.8	10.9	1.4	1.1	40.8
HH25 13-3	20.6	6.6	2.6	13	16.4	1.8	1.4	37.6
HH25 13-4	20.8	8.2	2.5	14.2	9.7	1	1.3	42.1

HH25 13-5	21.3	7.5	2.6	13.2	11.1	1.4	1.3	41.4
HH25 13-6	21.4	7.6	2.9	14.1	9.5	1	1.2	42.2
HH25 13-7	23.4	8.3	3	11.6	7.7	1.1	1.3	43.5
HH25 13-8	23.7	8.3	3.1	10.9	7.3	1	1.1	44.6
HH25 13-9	24	9.2	3.8	10.6	6.9	0.9	1.2	43.2
HH25 13-10	24.6	8.7	2.8	12.1	7.3	0.8	1.1	42.6
HH25 13-11	25.5	8.5	3	11.6	6.8	1	1.1	42.5
<hr/>								
HH25 12-1	29.9	7.6	2	19.9	8.7	0.6	1	30
HH25 12-2	29.4	6.3	3	21.6	9	0.6	1	29.1
HH25 12-3	29.8	6.7	2.5	19	9.4	0.7	1	30.7
HH25 12-4	27.9	6	3.4	20.2	8.3	tr.	1.2	32.2
HH25 12-5	26.6	6.3	3.1	21.2	8.2	tr.	1	32.7
HH25 12-6	27.5	9.3	2.2	16.5	9.3	0.6	1.3	33.2
HH25 12-7	24.6	6.8	2.9	24.1	8.9	tr.	1	30.8
HH25 12-8	27.4	6.1	2.7	23.6	10.1	0.7	1.1	28
HH25 12-9	27.3	6.8	2.7	19.8	10.8	0.8	1.3	30.5
HH25 12-10	26	8	2.2	18.1	11.2	1	1.2	32.2
	26.2	7.5	2.2	18.1	10.2	0.9	1.2	33.5
HH25 12-11								

Lisa 4. Proovide orgaanilise süsiniku, lämmastiku ja nende isotoopide sisaldused.

	$\delta_{\text{VAIR}} (^{15}\text{N}/^{14}\text{N}) / \text{‰}$	$\text{‰}$	N	C	aatomsuhe
HH25-12-1	10.28		-27.57		0.17
HH25-12-2	8.43		-25.74		0.27
HH25-12-3	9.27		-26.15		0.19
HH25-12-4	7.91		-26.33		0.31
HH25-12-5	8.80		-25.76		0.18
HH25-12-6	8.30		-25.91		0.19
HH25-12-7	8.31		-25.43		0.23
HH25-12-8	7.82		-25.51		0.22
HH25-12-9	5.45		-25.64		0.22
HH25-12-10	6.04		-26.25		0.20
HH25-12-11	<u>6.40</u>		<u>-27.00</u>		<u>0.21</u>
HH25-13-1	5.06		-25.39		0.39
HH25-13-2	6.19		-24.50		0.33
HH25-13-3	5.28		-24.75		0.37
HH25-13-4	5.56		-24.77		0.45
HH25-13-5	5.53		-24.66		0.44
HH25-13-6	5.30		-24.81		0.35
HH25-13-7	5.08		-24.76		0.47
HH25-13-8	5.28		-24.70		0.41
HH25-13-9	5.26		-24.97		0.51
HH25-13-10	5.11		-25.19		0.40

11

5.21

-24.92

0.57

Jaam	$\delta_{\text{VAIR}} (^{15}\text{N}/^{14}\text{N}) / \text{‰}$	$\delta_{\text{VPDB}} (^{13}\text{C}/^{12}\text{C}) / \text{‰}$	Weight % N	Weight % C	Corg/Nüld aatomsuhe
HH25 14-					
1	4.83	-23.30	0.12	1.17	11.04
HH25 14-					
2	4.86	-23.33	0.16	1.27	9.37
HH25 14-					
3	4.87	-24.11	0.14	1.39	11.51
HH25 14-					
4	5.17	-24.07	0.11	1.03	10.85
HH25 14-					
5	4.64	-24.32	0.10	1.02	12.28
HH25 14-					
6	4.69	-24.42	0.12	1.25	12.11
HH25 14-					
7	4.79	-24.10	0.10	1.10	12.49
HH25 14-					
8	4.89	-23.84	0.12	1.13	11.38
HH25 14-					
9	4.84	-24.21	0.09	1.12	14.26
HH25 14-					
10 HH25	4.99	-23.75	0.08	0.95	13.68
14-					
<u>11 HH25</u>	<u>5.13</u>	<u>-23.83</u>	<u>0.10</u>	<u>1.10</u>	<u>13.11</u>
16-					
1	5.14	-23.58	0.12	1.17	11.40
HH25 16-					
2	5.67	-24.38	0.17	1.45	10.04
HH25 16-					
3	5.65	-27.24	0.10	1.81	20.15
HH25 16-					
4	6.07	-25.78	0.17	1.65	11.24
HH25 16-					
5	5.89	-30.17		1.46	
HH25 16-					
6	6.18	-29.47		1.34	
HH25 16-					
7	6.77	-30.62		1.62	
HH25 16-					
8	6.41	-22.66		1.23	
HH25 16-					
9	6.49	-24.56		0.95	
HH25 16-					
10 HH25	6.34	-23.09		1.56	
16-					
11	6.51	-22.87		1.96	

Lisa 4. Proovide Al normaliseeritud koostis.

Jaam	Si	Ca	Mg	Fe	K	Na	Ti	P
HH25_12-1	4.764	1.510	0.597	0.505	0.273	0.120	0.068	0.008
HH25_12-2	4.821	1.241	0.500	0.443	0.241	0.111	0.065	0.008
HH25_12-3	4.485	1.140	0.481	0.490	0.272	0.096	0.068	0.008
HH25_12-4	4.592	1.297	0.558	0.516	0.256	0.127	0.073	0.009
HH25_12-5	4.599	1.090	0.472	0.429	0.235	0.115	0.066	0.008
HH25_12-6	4.850	1.209	0.542	0.426	0.251	0.094	0.066	0.008
HH25_12-7	4.607	1.212	0.537	0.433	0.246	0.107	0.065	0.009
HH25_12-8	4.599	1.359	0.612	0.443	0.247	0.124	0.066	0.009
HH25_12-9	4.504	1.511	0.580	0.559	0.310	0.130	0.072	0.008
HH25_12-10	4.006	1.093	0.446	0.441	0.218	0.109	0.062	0.007
<u>HH25_12-11</u>	<u>4.203</u>	<u>1.029</u>	<u>0.447</u>	0.422	0.233	0.098	0.063	0.008
HH25_13-1	3.425	0.811	0.328	0.433	0.182	0.146	0.057	0.007
HH25_13-2	3.350	0.935	0.364	0.526	0.220	0.139	0.063	0.007
HH25_13-3	3.381	0.878	0.362	0.491	0.240	0.133	0.061	0.008
HH25_13-4	3.449	0.794	0.340	0.433	0.193	0.139	0.060	0.008
HH25_13-5	3.472	0.773	0.342	0.438	0.210	0.134	0.058	0.008
HH25_13-6	3.518	0.762	0.339	0.428	0.255	0.120	0.060	0.008
HH25_13-7	3.651	0.691	0.332	0.422	0.233	0.133	0.060	0.008
HH25_13-8	3.586	0.692	0.328	0.419	0.269	0.114	0.060	0.008
HH25_13-9	3.563	0.712	0.343	0.424	0.246	0.127	0.059	0.009
HH25_13-10	3.577	0.711	0.338	0.425	0.239	0.117	0.059	0.009
<u>HH25_13-11</u>	<u>3.611</u>	<u>0.711</u>	<u>0.341</u>	0.427	0.231	0.125	0.059	0.009
HH25_14-1	3.322	0.437	0.298	0.505	0.240	0.222	0.054	0.025
HH25_14-2	3.249	0.441	0.290	0.450	0.271	0.171	0.056	0.012

HH25_14-3	3.305	0.426	0.285	0.422	0.263	0.160	0.060	0.012
HH25_14-4	3.314	0.417	0.285	0.426	0.240	0.175	0.061	0.012
HH25_14-5	3.306	0.418	0.285	0.424	0.252	0.165	0.061	0.012
HH25_14-6	3.382	0.402	0.277	0.418	0.240	0.160	0.061	0.011
HH25_14-7	3.403	0.420	0.281	0.427	0.274	0.138	0.061	0.011
HH25_14-8	3.386	0.430	0.280	0.423	0.244	0.145	0.062	0.011
HH25_14-9	3.390	0.431	0.283	0.411	0.244	0.139	0.061	0.010
HH25_14-10	3.404	0.453	0.285	0.408	0.267	0.119	0.058	0.010
<u>HH25_14-11</u>	<u>3.399</u>	<u>0.449</u>	<u>0.287</u>	0.412	0.258	0.152	0.061	0.013
HH25_16-1	4.212	0.250	0.238	0.380	0.289	0.217	0.055	0.014
HH25_16-2	4.170	0.247	0.225	0.363	0.266	0.186	0.059	0.012
HH25_16-3	4.126	0.247	0.218	0.360	0.246	0.182	0.061	0.011
HH25_16-4	4.241	0.265	0.220	0.368	0.247	0.178	0.060	0.012
HH25_16-5	4.271	0.256	0.213	0.365	0.284	0.154	0.061	0.012
HH25_16-6	4.179	0.237	0.215	0.371	0.283	0.153	0.057	0.012
HH25_16-7	4.123	0.254	0.219	0.373	0.277	0.161	0.060	0.012
HH25_16-8	4.479	0.258	0.223	0.370	0.252	0.166	0.060	0.012
HH25_16-9	4.303	0.269	0.224	0.380	0.268	0.165	0.055	0.014
HH25_16-10	4.161	0.266	0.224	0.377	0.263	0.166	0.058	0.013
HH25_16-11	4.261	0.260	0.227	0.382	0.274	0.177	0.059	0.019

## **Lihtlitsents lõputöö reprodutseerimiseks ja üldsusele kättesaadavaks tegemiseks**

Mina, Siim Pärsimägi

1. annan Tartu Ülikoolile tasuta loa (lihtlitsentsi) minu loodud teose  
**Arktika meresetete toitainete ringe kliimamuutuste kontekstis: Kongsfjordeni näide**

Mille juhendajad on Johanna Maria Ojap, Martin Liira, Markus Ausmeel

reprodutseerimiseks eesmärgiga seda säilitada, sealhulgas lisada digitaalarhiivi DSpace kuni autoriõiguse kehtivuse lõppemiseni.

2. Annan Tartu Ülikoolile loa teha punktis 1 nimetatud teos üldsusele kättesaadavaks Tartu Ülikooli veebikeskkonna, sealhulgas digitaalarhiivi DSpace kaudu Creative Commons'i litsentsiga CC BY NC ND 4.0, mis lubab autorile viidates teost reprodutseerida, levitada ja üldsusele suunata ning keelab luua tuletatud teost ja kasutada teost ärieesmärgil, kuni autoriõiguse kehtivuse lõppemiseni.
3. Olen teadlik, et punktides 1 ja 2 nimetatud õigused jäävad alles ka autorile.
4. Kinnitan, et lihtlitsentsi andmisega ei riku ma teiste isikute intellektuaalomandi ega isikuandmete kaitse õigusaktidest tulenevaid õigusi.

*Siim Pärsimägi*

**25.05.2025**