



**TURUN
YLIOPISTO**

Matemaattis-luonnontieteellinen
tiedekunta

Ikiroudan tila Fennoskandiassa

Ikiroudan levinneisyyden muutos Skandinavian niemimaalla

Geologia

Luk -tutkielma

Juhani Arimaa

28.4.2025

Turku

Turun yliopiston laatu järjestelmän mukaisesti tämän julkaisun alkuperäisyys on tarkastettu Turnitin OriginalityCheck -järjestelmällä.

LuK -tutkielma

Oppiaine: Geologia

Tekijä(t): Juhani Arimaa

Otsikko: Ikiroudan tila Fennoskandiassa

Ohjaaja(t): Eila Hietaharju

Sivumäärä: 29 sivua

Päivämäärä: 28.4.2025

Abstrakti

Ikirouta kattaa tällä hetkellä noin 24 % pohjoisen pallonpuoliskon maa-alasta, mutta se sulaa kiihtyvää vauhtia. Tutkimuksia ikiroudan levinneisyyden muutoksista ja vasteesta ilmastonmuutokseen tehdään kiihtyvällä tahdilla. Tässä tutkimuksessa tarkastellaan ikiroudan levinneisyyttä pohjoisella pallonpuoliskolla sekä tutkitaan tarkemmin ikiroudan tilaa Fennoskandian alueella ja sen viime vuosikymmenien muutosta Skandinavian niemimaan alueella.

Arktinen alue lämpenee 2–3 kertaa nopeammin globaaliin ilmaston lämpenemiseen verrattuna ja ikiroudan lämpötilat ovat nousseet ennätyskorkeiksi. Tutkijat ovat huolissaan ikiroutaekosysteemien ja ilmaston vuorovaikutussuhteista muun muassa globaalin hiilen kierron kannalta. Nykyinen arvio ikiroutavyöhykkeen orgaanisen hiilen kokonaisuudesta on 1460–1600 miljardia tonnia. Nykyään hiilinieluinä toimivat suoalueet voivat ihmisen aiheuttaman ilmaston lämpenemisen vuoksi muuttua hiilen lähteeksi. Lämpötila, orgaaninen hiili ja maajää ovat keskeisiä säätelijöitä määritettäessä ikiroudan ekosysteemien vaikutusta globaaliin hiilenkiertoon. Tämän tutkimuksen yhteenvedossa pohditaan, onko ikirouta kokonaan katoava luonnon ilmiö Skandinaviassa vai voiko esimerkiksi valtamerien termohaliinikierron häiriintyminen muuttaa ilmasto-olosuhteita odottamattomaan suuntaan.

Avainsanat:

Ikirouta, arktinen alue, termohaliinikierto, ilmastonmuutos, keikahduspiste, globaali hiilen kierto

Sisällys

1	Johdanto	4
2	Ikirouta, sen esiintyminen ja ominaisuudet	6
2.1	Ikirouta	6
2.2	Ikiroudan esiintyminen	7
2.3	Aktiivinen kerros	9
2.4	Maajää	11
3	Ikirouta Fennoskandian alueella.....	12
3.1	Ikiroudan levinneisyyden muutos Skandinavian niemimaalla	12
3.2	Vuoristoikirouta Etelä-Norjassa.....	16
4	Ilmaston lämpeneminen ja vaikutukset ikiroutaan.....	17
4.1	Orgaaninen hiili	18
4.2	Metaani	18
4.3	Ikirouta sulaa	19
4.4	Atlantin termohaliinikierto	22
5	Yhteenveto	24
6	Lähdeluettelo	26

1 Johdanto

Ikiroudaksi kutsutaan maaperää, joka pysyy jäätyneenä yli kahden vuoden ajan (Wang ym. 2022). Ikirouta ei ole staattinen tila tai aineellinen ilmiö (Dobinski 2011). Ikirouta on fyysinen tila ja altis ympäristön muutoksille, kuten ilmasto-olosuhteille, ekosysteemi dynamiikan muutoksille ja ihmisten vaikutuksille (Shuur ja Mack 2018). Ikiroudan muodostumisen kannalta tärkeimpiä tekijöitä ovat vuoden keskilämpötila (Gisnås ym. 2017) ja maanpinnan vuotuinen keskilämpötila, jonka osatekijöinä vaikuttavat muun muassa maaperän ominaisuudet ja lumipeite (Lemke ym. 2007).

Ikirouta kattaa noin 24 % pohjoisen pallonpuoliskon pinta-alasta (Wang ym. 2022). Maantieteellisesti ikirouta jaetaan yleisesti jatkuvaan, epäjatkuvaan sekä satunnaiseen vyöhykkeeseen (Wang ym. 2022). Wangin ym. (2022) mukaan ikiroudan pinta-alasta pohjoisella pallonpuoliskolla puolet esiintyy jatkuvalla vyöhykkeellä ja puolet epäjatkuvalla sekä satunnaisella vyöhykkeellä. Ikiroutaa on havaittu paikoin myös meren alta, mannerjalustoilta (Brown ym. 2002, Shuur ja Mack 2018 mukaan). Fennoskandiassa ikiroutaa esiintyy lähinnä palsoina ja turvetasankoina.

Aktiivikerros on ikiroudan päällä oleva maa- tai turvekerros, joka sulaa kesäisin ja jäätyy talvisin. Sillä on keskeinen rooli ilmakhän ja maaperän välisessä vuorovaikutuksessa (Dobinski 2011). Aktiivikerroksen syventyessä, sulavan orgaanisen aineen määrä lisääntyy ja samalla kasvihuonekaasuja, kuten hiilidioksidia ja/tai metaania vapautuu ilmakehään.

Fennoskandiassa ikiroutaa esiintyy epäjatkuvalla (Harris 1986, King ja Seppälä 1988, Sollid 1989, Kukkonen ja Safanda 2001 mukaan) sekä satunnaisella ikiroutavyöhykkeellä (Seppälä 1986, Borge ym. 2016 mukaan). Yleisimpiä periglasiialisia ilmiöitä alueella ovat palsat ja turvetasangot (Seppälä 1986, Borge ym. 2016 mukaan). Fennoskandian alueella ikiroudan määrän on havaittu vähentyneen toisaalla ja paikoin pysyneen muuttumattomana (Gisnås ym. 2017, Barcan 2010). Skandinaviassa havaitut ikiroudan muutokset voivat osoittaa tulevan kehityksen Venäjän suurilla ikirouta alueilla (Borge ym. 2017).

Ilmaston lämpenemisen vaikutuksia ikiroutaan tutkitaan ja mallinnetaan kiireesti uusista näkökulmista. Shurin ja Jorgensonin (2007) mielestä viimeaikaiset mallinukset eivät ole luotettavia, koska ikirouta on osa monimutkaista geoekologista järjestelmää, jossa tulisi ottaa paremmin huomioon muun muassa maaperän ominaisuuksien muuttumiseen liittyvät positiiviset ja negatiiviset takaisinkytkennät. Shur ja Jorgensen (2007) kehittivät viisi erilaista mallia ikiroudan esiintymiselle.

Tässä tutkielmassa pohditaan vastauksia kysymyksiin:

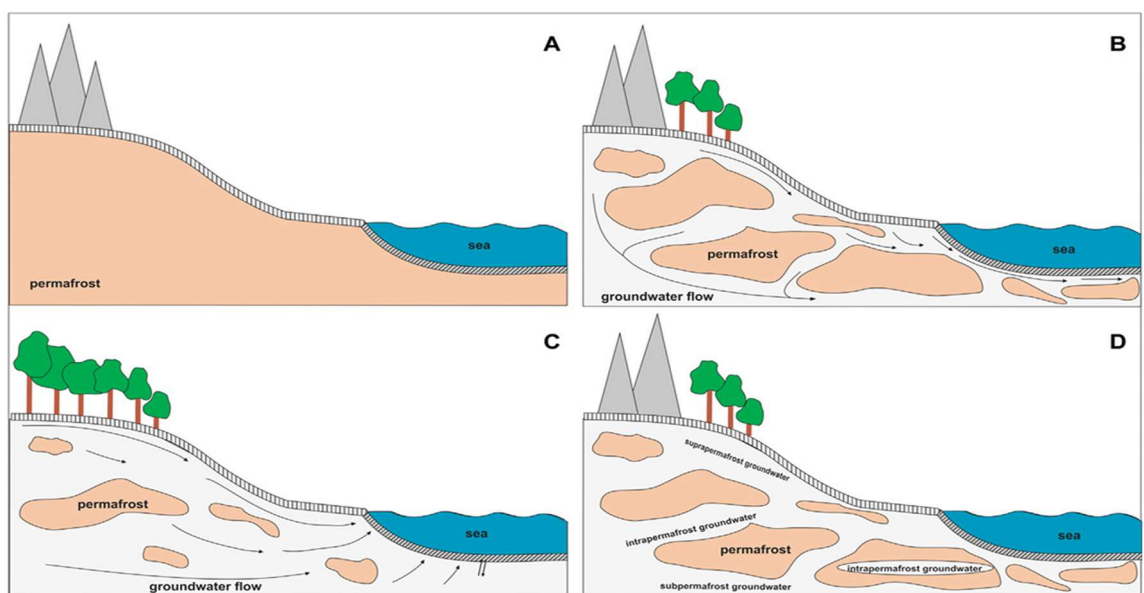
1. Katoaako ikirouta Fennoskandiasta kokonaan?
2. Kuinka paljon ikiroudan levinneisyys on muuttunut viime vuosikymmeninä Skandinavian niemimaalla?

2 Ikirouta, sen esiintyminen ja ominaisuudet

Tässä luvussa käydään ensin läpi ikiroudan käsitettä, kuinka se määritellään ja jaetaan eri vyöhykkeisiin sekä esitetään ikiroudan esiintymisalueita pohjoisella pallonpuoliskolla ja tarkastellaan ikiroudan esiintymiseen vaikuttavia ilmastollisia tekijöitä. Seuraavaksi tarkastellaan ikiroudan ominaisuuksista aktiivikerrosta, joka on tärkeässä roolissa ikiroudan muutoksia tutkittaessa. Lopuksi tarkastellaan maajään suhdetta ikiroutaan.

2.1 Ikirouta

Ikirouta on osa maankamaraa. Se voi sisältää maaperää ja kallioperää sekä mahdollisesti jäää ja orgaanista ainesta. Ikiroudan määritelmä syntyy, kun lämpötila pysyy $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ asteessa tai sen alapuolella yhtäjaksoisesti vähintään kahden vuoden ajan (Wang ym. 2022). Ikirouta ei ole aineellinen ilmiö vaan fyysinen tila, joka voidaan määrittää litosfäärin lämpötilaa mittaamalla kahden vuoden ajan (Dobinski 2011). Kansainvälisen ikiroutayhdistyksen (IPA 2025) mukaan ikiroutarajat voidaan määrittää maantieteellisesti jatkuvan ($>90\%$), epäjatkuvan (50-90 %) sekä satunnaisen ($<10\%$) ikiroudan alueisiin (kuva 1) (Chadburn ym. 2017).



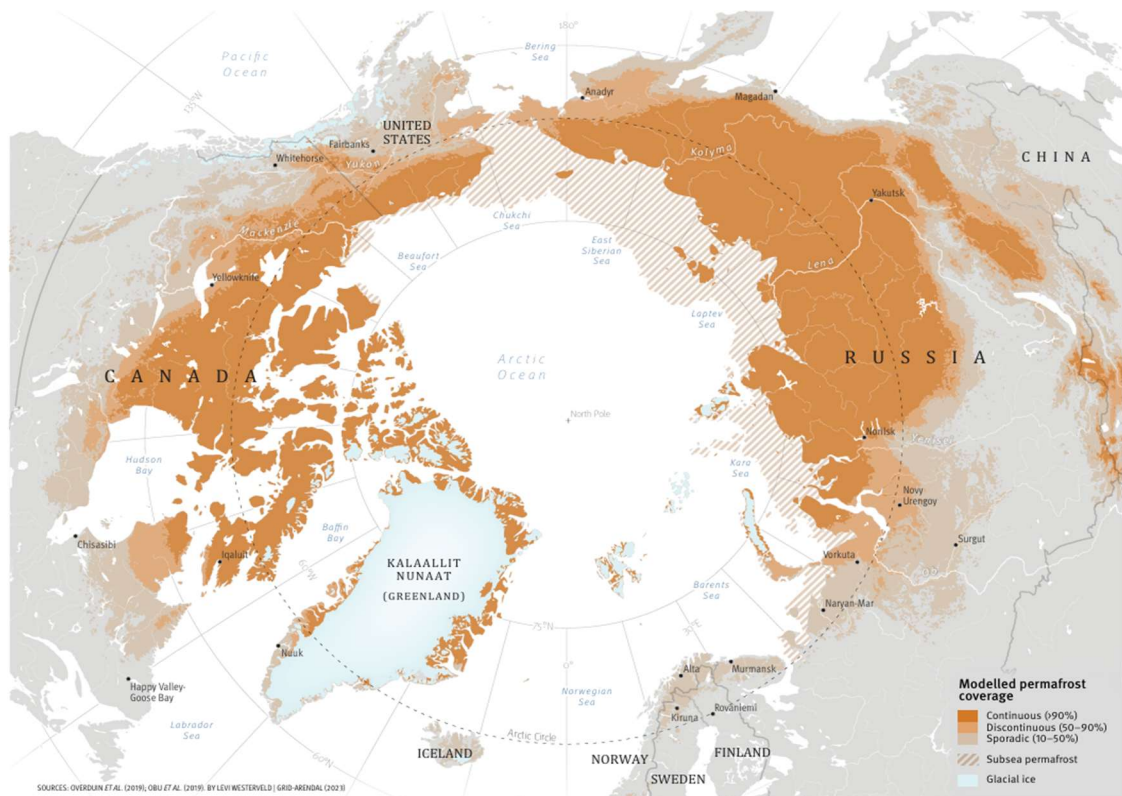
Kuva 1 Ikiroutatyypit: A) Jatkuva, B) epäjatkuva, C) satunnainen ja D) pohjavesi ikiroudassa (Diak ym. 2023).

Ikiroudan muodostuminen eroaa jatkuvilla ja epäjatkuvilla ikiroutavyöhykkeillä. Jatkuvalla vyöhykkeellä ikiroutaa voidaan havaita muodostuneen kauttaaltaan ekosysteemin rakenteesta riippumatta. Epäjatkuvalla vyöhykkeellä muodostuminen tapahtuu vain ekosysteemin kehityksen myöhäisvaiheissa (Shur ja Jorgenson 2007).

Ikirouta on monimutkainen ja ilmastonmuutokselle herkkä ilmiö. Sen syntyyn ja esiintymiseen vaikuttaa moni asia. Globaalisti tärkein tekijä on vuoden keskilämpötila (Majava 2014, Gislén ym. 2017). Paikallisesti tärkein tekijä on maanpinnan vuotuinen keskilämpötila, johon vaikuttavia tekijöitä ovat muun muassa lumipeite, kasvillisuus ja maaperän ominaisuudet (Lemke ym. 2007). Muita paikallisia tekijöitä voivat olla auringon säteilyn määrä, korkeus merenpinnasta, rinteiden jyrkkyys ja sen ilmansuunta, koveruus, maaperän kosteus ja vesistöjen läheisyys (Williams ja Smith 1989, King 1990, Keller ja Gubler 1993, Hoelzle ym. 2001, Heggem ym. 2005, Eitzelmueller ym. 2006, Heggem ym. 2006, Majavan 2014 mukaan).

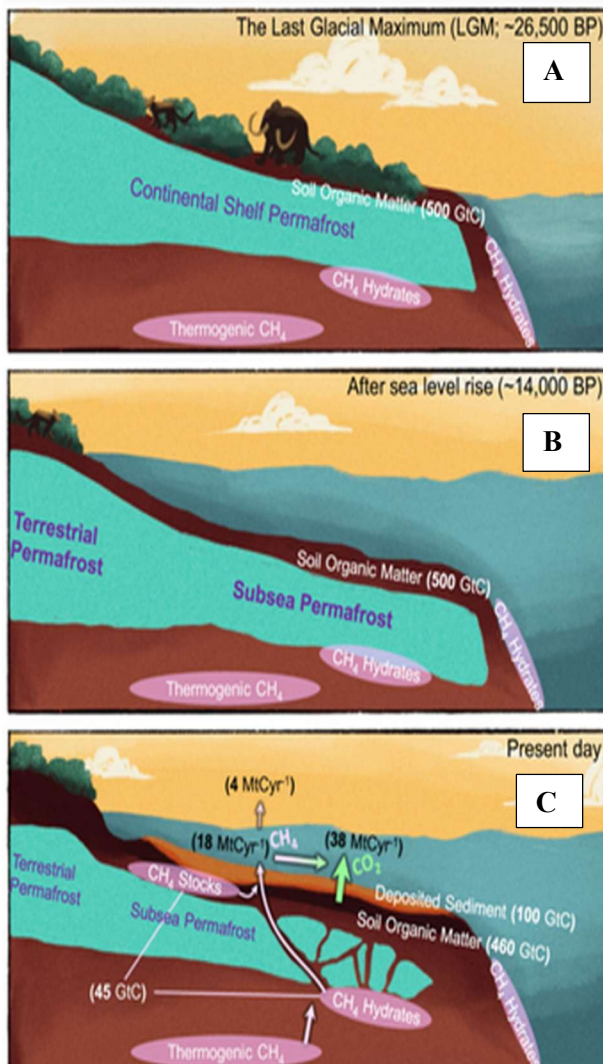
2.2 Ikiroudan esiintyminen

Suurimmat ikirouta-alueet esiintyvät Alaskassa, Kanadassa, Kalaallit Nunaatissa (Grönlanti), Venäjällä ja Tiibetin tasangolla (Kuva 2). Pienempiä alueita esiintyy Islannissa, Skandinaviassa, Huippuvuorilla ja Euroopan korkeilla vuoristoalueilla. Eteläisellä pallonpuoliskolta ikiroutaa löytyy Andeilta ja Etelämantereelta (Arctic Permafrost Atlas (APA), 2023). Wangin ym. (2022) mukaan pohjoisen pallonpuoliskon ikiroudassa olevan, jäätiköitymättömän, maan pinta-ala on $22,79 \times 10^6 \text{ km}^2$. Se vastaa noin 24 % pohjoisen pallonpuoliskon maa-alasta (Wang ym. 2022). Ikiroudan pinta-alasta yli 50 % on jatkuvaa ikiroutaa. Epäjatkuvan ikiroudan osuus on noin 20 % sekä satunnaista ikiroutaa esiintyy vähän alle 30 % (Wang ym. 2022). Ikirouta on yleisesti ottaen paksumpaa pohjoisempaan siirryttäessä. Ikiroutaa voi esiintyä satojen metrien, jopa kilometrin syvyydeltä jatkuvalla vyöhykkeellä. Epäjatkuvalla vyöhykkeellä ikiroudan paksuus on kymmenistä satoihin metreihin (Anisimov ja Reneva 2006).



Kuva 2. Ikiroutan esiintyminen ja luokittelu arktisella alueella (Westerveld 2023)

Frenchin (2017) mukaan ikirouta voidaan luokitella myös esiintymisalueen perusteella; 1) pohjoiseen (polaariseen) ikiroutaan, joka määrittyy pohjoisten leveyspiirien ilmaston mukaan, 2) vuoristoikiroutaan, jota voi esiintyä korkealla vuoristoissa maantieteellistä sijaintia huomioimatta, 3) ylänköikiroutaan, jota esiintyy mantereisen ilmaston sekä korkean topografian yhteydessä, lähinnä Keski-Aasiassa. Pitkään jatkuneen kylmyyden vuoksi ikirouta on muodostanut lähes yhtenäisen kerroksen Alaskan, Siperian ja Pohjois-Kanadan tundra-alueiden alle (Sturm ym. 2005).



Kuva 3 Kuvaan havainnollistettu A) ikiroudan muodostuminen mantereelle LGM aikana, B) ikiroudan esiintyminen mannerjalustalla meren pinnan noustua sekä C) merenalainen osittain sulanut ikirouta tänä päivänä (Sayed 2020, mukaillen).

Vaikka suurin osa ikiroudasta on maanpäällistä, potentiaalista ikiroutaa löytyy myös Pohjoisen Jäämeren alla matalan mannerjalustan alueella (kuva 3B) (Brown ym. 2002, Shuur ja Mack 2018 mukaan). Tämä ikirouta on muodostunut alun perin maalle meren pinnan ollessa matalammalla viime jääkauden aikana (kuva 3A) (Walter ym. 2007, Strauss ym. 2013). Meren pinnan noustessa tuhansien vuosien kuluessa osa mannerjalustan ikiroudasta sulii, mutta ei kaikki (kuva 3C) (Anisimov ym. 2012, Shuur ja Mack 2018 mukaan).

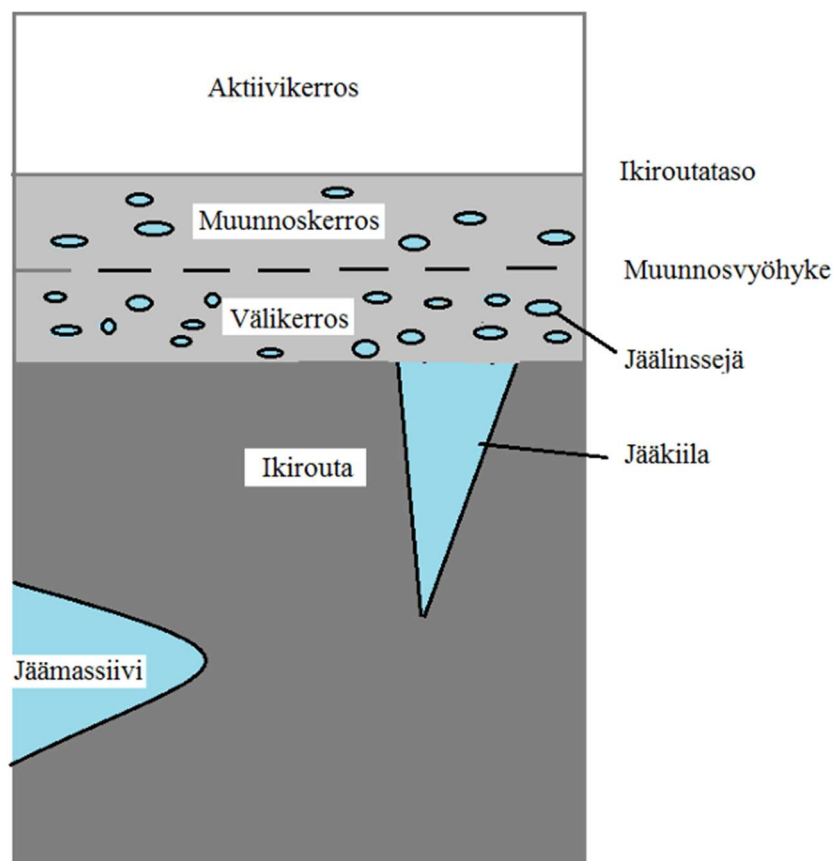
Sturmin ym. (2005) mukaan ikirouta on lähes vettä läpäisemätön. Aktiivinen kerros, joka sijaitsee ikiroudan yläpuolella, on näin ollen usein veden kyllästämää. Näin pysyvää pintavettä ja järviä esiintyy kaikkialla (Sturm ym. 2005).

2.3 Aktiivinen kerros

Arktisen alueen pitkään kestävä kylmä ilmasto synnyttää ikiroutaa ja lunta, joka peittää tundran kaksi kolmasosaa vuodesta. Sturmin ym. (2005) mukaan tällaiset ilmasto-olosuhteet rajoittavat mutta eivät pysäytä biologista toimintaa. Ikiroudan päällä on aktiivinen kerros, joka koostuu orgaanisen ja kivennäismaan kerroksista. Aktiivinen kerros sulaa joka kesä ja jäätyy seuraavana talvena. Sulaminen tapahtuu pinnalta alaspäin.

Jäähtyminen ja jäätyminen tapahtuu sen sijaan sekä pinnalta alaspäin että alhaalta ylöspäin alla olevan ikiroudan vaikutuksesta (Sturm ym. 2005). Aktiivisen kerroksen paksuus riippuu monista tekijöistä. Frenchin ym. (2017) mukaan näistä tärkeimpiä ovat muun muassa maanpinnan lämpötila, maanpinnan ja peitteen lämpöominaisuudet ja maaperän kosteuspitoisuus. Näistä sekä sijainnista ja vuodesta riippuen maksimisulamissyvydet vaihtelevat 0,3 metrissä yli metriin (Sturm ym. 2005).

Aktiivikerroksen ja ikiroudan välissä esiintyy muunnosvyöhyke (kuva 4) (Shur ym. 2005). Se toimii ikiroudan suojana ilmaston vaikutuksilta. Frenchin ja Shurin (2010) mukaan muunnosvyöhyke voidaan edelleen jakaa kahteen osaan; muunnos- ja välikerrokseen (kuva 4). Välikerros edustaa vanhaa aktiivikerrosta ja muunnoskerros altistuu sulamiselle ja jäätymiselle, mukailen ikiroutatason liikehdintää (French ja Shur 2010).



Kuva 4 Ikiroudan kerrokset maaperässä (Keränen 2020, Shur ym. 2005 noudattaen)

Kun maan pinta on turpeen peitossa, on aktiivikerros hyvin ohut. Tämä johtuu turpeen ominaisuuksista. Turve on hyvä lämmöneriste kesäisin ja talvella kylmän läpäisevyys on

huomattavasti suurempi (Dobinski 2011). Matalin aktiivikerros esiintyy päiväntasaajan vyöhykkeen korkeimmilla vuorilla. Tämä johtuu siitä, että tällä alueella vuodenajat ja auringonsäteilyolosuhteet eivät juurikaan muutu. Lisäksi vaikuttavia tekijöitä ovat Dobinskin (2011) mukaan muun muassa rinteiden kaltevuus, topografiset olosuhteet sekä ilman kierto. Yli 5000 metrin korkeudessa aktiivikerroksen paksuus on vain 2–3 cm ja varjossa, jossa pysyvä jäätyminen alkaa maan pinnasta, aktiivikerrosta ei ole lainkaan (Gorbunov 2003, Dobinski 2011 mukaan).

2.4 Maajää

Moormanin ym. (2003) mukaan maajää on vahvasti yhteydessä ikirouta-alueisiin ja sillä on merkittävä vaikutus maaperän ominaisuuksiin. Maaperän veden jäätyessä tilavuus kasvaa ja on näin ollen merkittävässä roolissa esimerkiksi maaperän kantokyvyille. Maajään sulaessa tilavuus maaperässä laskee ja maaperään syntyy painaumuksia, tällaista kutsutaan termokarstiksi (Jorgenson ym. 2010, Keränen 2020 mukaan). Termokarstin myötä topografia ja veden kulku muuttuu maaperässä, aiheuttaen näin muutoksia myös kasvillisuuden ja orgaanisen aineksen esiintymiseen (Osterkamp ym. 2009).

Jään määrää ja jakautumista ikiroudassa kontrolloivat paikallinen ja alueellinen ilmasto sekä geomorfologiset prosessit (Kokelj ym. 2017). Zhangin ym. (1999) mukaan maajäätä voi esiintyä massiivisina jääkiiloina, jolloin maajääpitoisuus voi paikallisesti olla jopa 100 %. Alueellisella tasolla maajääpitoisuus luokitellaan 1) korkeaan (>20 %), 2) keskitasoon (10-20 %) ja 3) alhaiseen (<10 %) jääpitoisuuteen tilavuuden mukaan. Kokonaisikiroutavyöhykkeestä kaksi kolmasosaa luokitellaan alhaisen jääpitoisuuden alueeksi, ja loput ovat keskitasoisen tai korkean jääpitoisuuden aluetta (Zhang ym. 1999).

Korkean jääpitoisuuden luokkaan (>20 %) kuuluvaa ikiroutaa esiintyy pääasiassa Pohjois-Alaskan arktisella rannikolla, Kanadan luoteisalueiden pohjoisosassa, Karan, Itä-Siperian ja Laptevin merien rannikkoalueilla sekä Länsi-Siperian satunnaisella ikiroudan alueella. Kaikki sijaitsevat alueilla, joiden maaperää yhdistävät hienorakeiset sedimentit (Zhang ym. 1999).

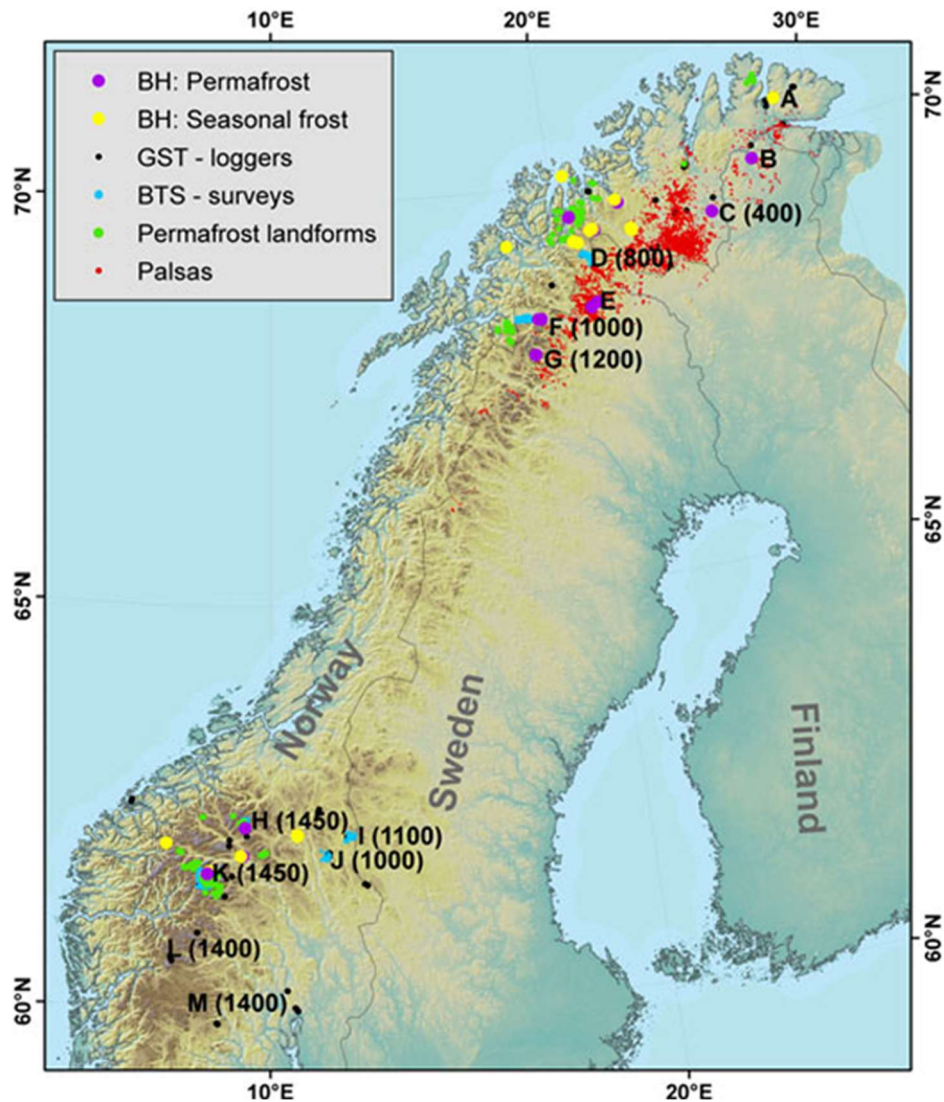
3. Ikirouta Fennoskandian alueella

Fennoskandian alueella ei esiinny jatkuvan ikiroudan vyöhykettä. Epäjatkuvaa ikiroutaa esiintyy Pohjois-Fennoskandiassa noin 68°N pohjoispuolella, Ruotsin ja Norjan vuoristossa sekä Suomen Lapissa (Harris 1986, King ja Seppälä 1988, Sollid 1989, Kukkonen ja Safanda 2001 mukaan). Yleisimpiä ikiroutaa sisältäviä muodostumia ovat palsat ja turvetasangot, joita esiintyy satunnaisella ikiroutavyöhykkeellä (Seppälä 1986, Borge ym. 2016 mukaan).

Fennoskandian palsasuot muodostavat Luoteis-Venäjän epäjatkuvan ja satunnaisen ikiroutavyöhykkeen läntisimmän reunan, jossa turvetasangot ja palsasuot ovat runsaita (Väliranta 2003, Borge ym. 2016 mukaan). Jos ilmastonmuutos jatkuu nykyiseen tapaan, suurin osa Pohjois-Norjan palsoista ja turvetasangoista katoavat 2100-luvulla (Borge ym. 2017). Fennoskandiassa havaitut maaperän lämpötilat ovat yleisesti ottaen matalampia Venäjän puolella (Mazhitova ym. 2004), joten Skandinaviassa havaitut muutokset voivat Borgen ym. (2017) mukaan osoittaa Venäjän, paljon laajempien alueiden, tulevan kehityksen. Venäjällä palsasuot kattavat 20–25 % Kuolan niemimaan pinta-alasta. Esiintymisalueen eteläreunalla palsojen sekä aktiivikerroksen paksuus on pysynyt muuttumattomana 80 vuotta vuosien 1920–2002 ajanjaksolla (Barcan 2010).

3.1 Ikiroudan levinneisyyden muutos Skandinavian niemimaalla

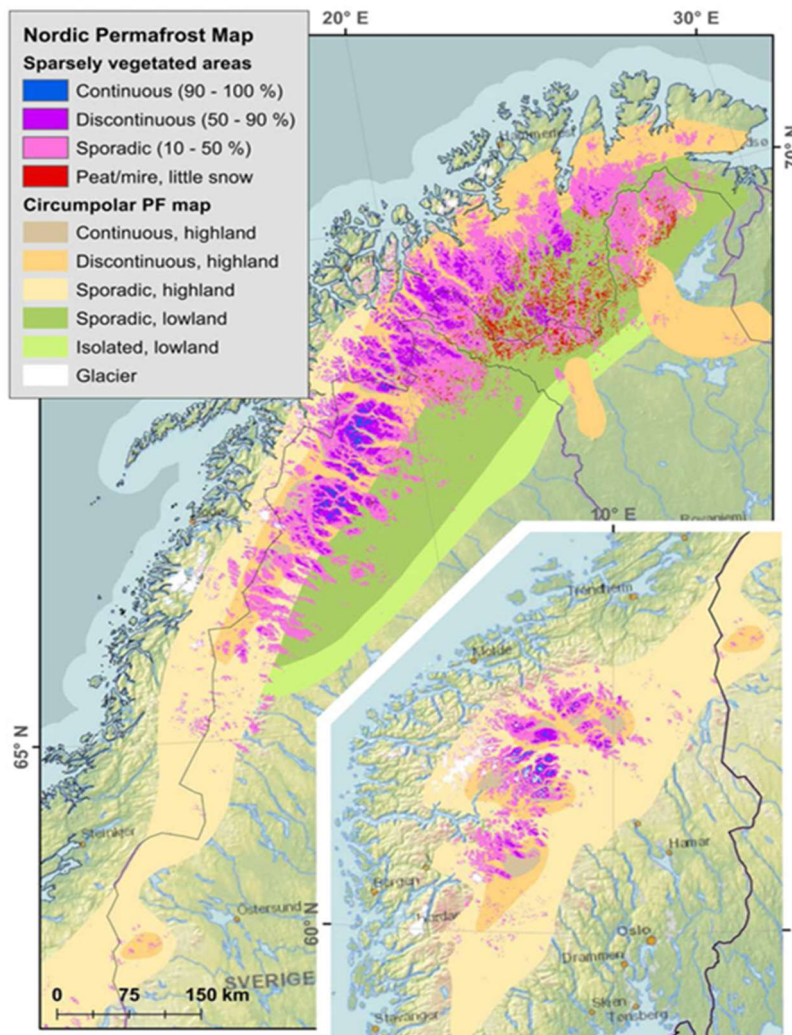
Brown ym. (1997) laativat ensimmäisen ikiroutakartan pohjoisen pallonpuoliskon alueelta. Kartta perustuu tutkijoiden kokemuksiin ja kenttähavaintoihin, jotka antoivat tietoa ikiroudan alueellisesta jakautumisesta ja mahdollisesta pohjajään pitoisuudesta. Tietoja on käytetty laajalti perustana mallinnetun ikiroudan validoinnissa pohjoisella pallonpuoliskolla (Gisnås ym. 2017). Gisnåsin ym. (2017) mukaan suurmittakaavainen (1:10 000 000) kartta on vain rajoitetusti sovellettavissa Skandinavian niemimaan kaltaisilla alueilla. Siellä on Gisnåsin ym. (2017) mukaan tehty kenttätutkimuksia jo 1980-luvulta lähtien, mukaan lukien vuosien 2007–2009 aikana perustetut 30 kairausreikää (kuva 4). Tällainen tieto antaa uuden käsityksen ikiroudan levinneisyydestä Suomen, Ruotsin ja Norjan alueella (Gisnås ym. 2017).



Kuva 4 Kairausreiät (BH) merkattuina Skandinavian karttaan. Violetit pisteet edustavat ikiroutaan porattuja reikiä ja keltaiset kausittaiseen routaan porattuja reikiä. Siniset (BTS) pisteet edustavat lumen peruslämpötilan tutkimuspisteitä. Mustat (GTS) pisteet edustavat maan lämpötilan tutkimuspisteitä. Ikiroutan kenttätutkimuksen pääpaikat on merkitty kirjaimin: A = Varangerhalvoya; B = Vaisjeaggi; C = Iskoras; D = Kilpisjärvi; E = Tavvavuoma; F = Abisko; G = Tarfalaryggen; H = Dovrefjell; I = Elgähogna; J = Solen; K = Juvvasshoe ja Keski-Jotunheimen; L = Finse; ja M = Gaustatoppen. Ikiroutan alakorkeusrajat vastaaville paikoille on esitetty suluissa kirjainten jälkeen (Gisnås ym. 2017).

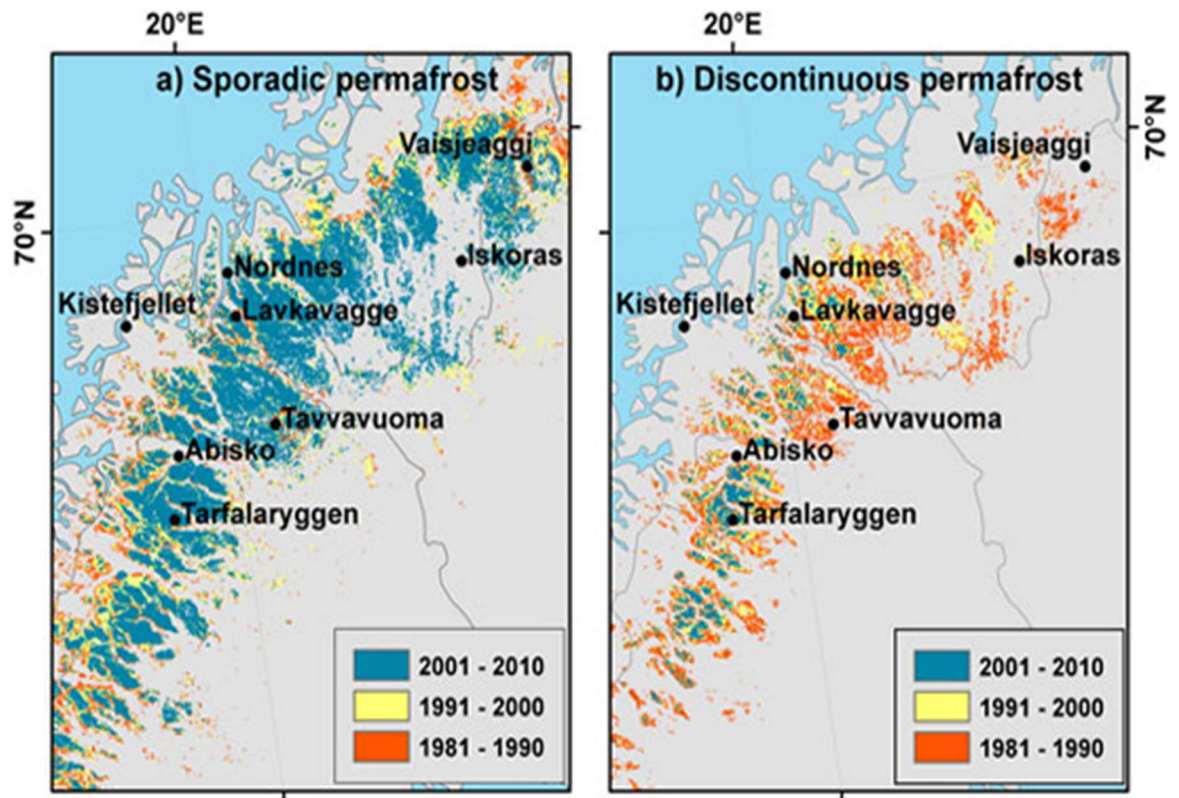
Gisnås ym. (2017) esittivät uuden ja yksityiskohtaisemman kartan (kuva 5) ikiroutan jakautumiselle Suomen, Ruotsin ja Norjan alueella. Kartta luotiin soveltamalla yksinkertaista numeerista tasapainomallia, CryoGRID1. Mallissa hyödynnettiin tutkimusalueen 1 km² suuruisiin alueisiin jaettua tietokantaa päivittäisestä ilman lämpötilasta ja lumipeitteestä ajanjaksolta 1981–2010. Tietokanta pohjautuu

Pohjoismaiseen ilmastoaineistoon, Nordic Gridded Climate Dataset (NGCD). CryoGRID1- malli kuvaa pääasiassa maan, maanpinnan ja ilman lämpötilapoikkeamia.



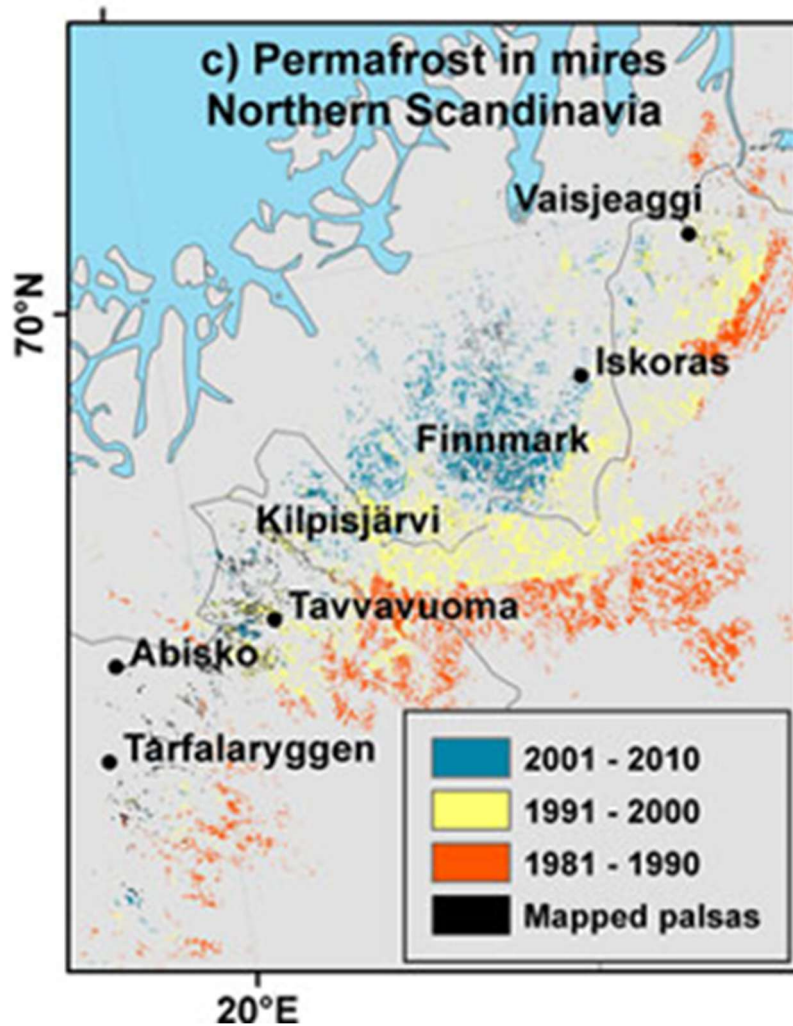
Kuva 5 Skandinavian niemimaan uuden ikiroutakartan (Gisnäs ym. 2016) ja Kansainvälisen ikiroutayhdistyksen (IPA) ikiroutakartan (Brown ym. 1997) vertailu. Kuva oikealla alhaalla on pääkartan jatkumoa etelään (Gisnäs ym. 2017).

Gisnäs ym. (2017) mukaan uusi malli osoittaa, että ikiroudan pinta-ala alueella, lukuun ottamatta palsoja, on noin 23 400 km², joka on tasapainossa vuosien 1981–2010 ilmaston kanssa. Pinta-alasta 56 % esiintyy Norjassa, 35 % Ruotsissa ja 9 % Suomessa. Tutkimus osoittaa ikiroudan määrän vähentyneen 60 % koko Skandinavian alueella (lukuun ottamatta suoalueita) vuosien 1981–2010 aikana (Gisnäs ym. 2017). Seuraavissa kuvissa (kuvat 6 ja 7) esitetään CryoGRID1 -mallin mukaiset havainnot ikiroudan muutoksille ajanjaksolla 1981–2010. Kuvassa 6 havainnoidaan erikseen a) satunnaisen ja b) epäjatkuvan ikiroudan muutokset. Kuvat on valikoitu edustamaan ainoastaan Skandinavian pohjoisosaa (Gisnäs ym. 2017).



Kuva 6 Ikiroutan levinneisyyden muutos Skandinavian niemimaan pohjoisosassa vuosina 1981–2010. Kuvassa a) satunnaisen ja b) epäjatkuvan ikiroutan muutokset (Gisnås ym. 2017, mukailten).

Suomen ikirouta-alueet kattavat noin 2100 km² alueen ja suurin osa siitä sijaitsee Käsivarren alueella (Gisnås ym. 2017). ”Käsivarren alueella esiintyy edelleen monin paikoin palsasoita, joiden palsakummut ovat ikiroutaa.” (Näkkäljärvi ym. 2020). Yksinomaan palsojen levinneisyys koko Skandinavian alueella käsittää 1510 km² suuruisen alueen. Alueesta 55 % esiintyy Norjassa, 32 % Ruotsissa ja 13 % Suomessa (Gisnås ym. 2017). Seuraavassa kuvassa (kuva 7) on havainnointu potentiaaliset ikiroutaesiintymät ja muutokset palsasoilla vuosien 1981–2010 aikana (Gisnås ym. 2017). Borgen ym. (2017) mukaan pelkästään Pohjois-Norjassa palsojen ja turvetasankojen pinta-ala on pienentynyt jopa 70 % 1950-luvulta lähtien (Borge ym. 2017).



Kuva 7 Potentiaalisen ikeiroudan levinneisyyden muutos palsasoilla vuosien 1981–2010 aikana (Gisnås ym. 2017).

3.2 Vuoristoikeirouta Etelä-Norjassa

Hipp ym. (2012) ovat tutkineet Etelä-Norjan vuoristoikeiroudan muutosta suhteessa ilmaston lämpenemiseen vuosien 1860–2100 välillä. He arvioivat ilmaston lämmenneen noin 1,5 °C vuosien 1860–2010 aikana sekä noin 2,8 °C lämpötilan nousun vuoteen 2100 mennessä. Tutkimukset osoittavat, että ikeiroudan alaraja vuonna 1860 oli noin 200 metriä alempana kuin nykyään ja aktiivikerroksen paksuus on kasvanut keskimäärin 0,5–5 metriä, paikoitellen jopa yli 10 metriä (Hipp ym. 2012). Aktiivikerros paksuus kasvoi voimakkaimmin (20–430 %) kahden viime vuosikymmenen aikana vuodesta 1990 lähtien (Hipp ym. 2012). Hipp ym. (2012) arvioivat, että 55–75 % todennäköisyydellä Etelä-Norjan vuoristoikeiroudan raja nousee 1900 metrin korkeuteen vuoteen 2100 mennessä.

4. Ilmaston lämpeneminen ja vaikutukset ikiroutaan

Ikirouta on nykyisen ilmaston sekä satojen tuhansien vuosien aikana vallinneiden kylmien ja lämpimien ilmasto-olosuhteiden tuotosta (Péwé 1975, Shur ja Jorgenson 2007 mukaan). Shurin ja Jorgensonin (2007) mukaan viimeaikaiset mallinnukset ilmastonmuutoksen vaikutuksista ikiroudan stabiilisuuteen ovat useimmiten epäsuoria, koska ikirouta on osa monimutkaista geoekologista järjestelmää, jossa kasvillisuuden sukkessioon ja maaperän ominaisuuksien muuttumiseen liittyy sekä positiivisia että negatiivisia takaisinkytkentöjä. Lisäksi ilmaston ja ekosysteemien vuorovaikutus eroavat jatkuvien, epäjatkuvien ja satunnaisten ikiroutavyöhykkeiden välillä (Shur ja Jorgenson 2007). Geomorfisia piirteitä koskevan alueellisen yksityiskohtaisen tiedon puute rajoittaa ilmastonmuutoksen vaikutusten arviointia ikiroutaympäristöissä (Karjalainen ym. 2020). Geokryologisten prosessien kehittymisen yksityiskohtainen seuranta globaalien ilmastonmuutoksen aikana edellyttää kasvillisuuden, lumipeitteen ja maaperäprosessien vuorovaikutusmallien parantamista (Anisimov ym. 2002).

Shur ja Jorgenson (2007) esittävät viisi erilaista mallia ikiroudan esiintymiselle. Nämä ovat kaikki tärkeitä tunnistaa, koska kaikki reagoivat ilmastonmuutokseen eri tavoin. Malleissa otetaan huomioon ilmasto- ja ympäristötekijöiden vaikutus maaperän ominaisuuksiin ja lämpötilaan. Nämä mallit ovat 1) ilmastovetoinen, 2) ilmastovetoinen ekosysteemin muokkaama, 3) ilmastovetoinen ekosysteemin suojelema, 4) ekosysteemivetoinen, sekä 5) ekosysteemin suojaama ikirouta. Näistä kaksi ensimmäistä esiintyvät jatkuvalla ikiroutavyöhykkeellä ja kolme viimeistä epäjatkuvalla sekä satunnaisella vyöhykkeellä. Esimerkkeinä Shur ja Jorgenson (2007) esittävät, että ilmaston lämpenemisen edetessä, muun muassa ilmastovetoista (1) jatkuvan vyöhykkeen ikiroutaa voi esiintyä pitkään ekosysteemin suojaamana (5) epäjatkuvalla vyöhykkeellä. Ilmastovetoinen ekosysteemin suojelema (3) ikirouta ei voi palautua epäjatkuvalla vyöhykkeelle kerran hajottuaan. Samoin ekosysteemin suojaama (5) ikirouta, jota esiintyy satunnaisella vyöhykkeellä, on myös palautumaton (Shur ja Jorgenson 2007).

4.1 Orgaaninen hiili

Arktisen alueen lämpeneminen on ollut 2–3 kertaa nopeampaa globaaliin ilmastoon lämpenemiseen verrattuna. Ikiroudan lämpötilat ovat nousseet viimeisen 40 vuoden aikana ja ovat nyt ennätyskorkealla. Ikiroudassa oleva maaperä sisältää kaksi kertaa enemmän hiiltä verrattuna ilmakehään (Schuur ym. 2022). Schuurin ym. (2022) mukaan arktisen alueen nopean ympäristömuutoksen myötä ilmakehään vapautuvat kasvihuonekaasut vaikuttavat koko maapallon ilmastoon. Lämpötila, maajää ja orgaaninen hiili ovat keskeisessä asemassa määrittäessä ikiroutaekosysteemien vaikutusta globaaliin hiilen kiertoon (Schuur ym. 2022). Nykyinen arvio maaperässä olevasta orgaanisen hiilen kokonaismäärästä ikiroutavyöhykkeellä on 1460 – 1600 petagrammaa (Pg) (1 Pg = miljardi tonnia) (Schuur ja Mack, 2018).

Hugeliuksen 2020 mukaan pohjoisen turvemaat kattavat tällä hetkellä noin 3,7 miljoonaa km² ja varastoivat noin 415 Pg hiiltä. Lähes puolet tästä alueesta on ikiroudassa (Hugelius ym. 2020). Hjortin mukaan (2025) kolmasosa maapallon maaperän hiilivarastosta on ikiroudassa. Tutkimukset ikiroudan sulamisen vaikutuksesta turvemaihin osoittavat, että ilmastoon lämpeneminen todennäköisesti muuttaa pohjoisten soiden kasvihuonekaasutasapainoa (Hugelius ym. 2020). Tällä hetkellä suot toimivat hiilinieluinä ja viilentävät ilmastoa, mutta ihmisen aiheuttama ilmastoon lämpeneminen voi muuttaa ne hiilenlähteeksi (Hugelius ym. 2020). Steinin ja Allenin (2024) mukaan arktinen tundra on jo, metsäpalot huomioon ottaen, siirtynyt hiilen varastoinnista hiilidioksidipäästöjen lähteeksi. Myös Hjort (2025) toteaa että: ”Vaikka arktinen meri on vielä hiilinielu, arktiset maa-alueet on jo todettu lieväksi päästölähteeksi.”

4.2 Metaani

Metaani on yksi voimakkaimmista kasvihuonekaasuista maapallon ilmakehässä (Myhre ym. 2013, Hyvärinen 2023 mukaan). Ikirouta saattaa, tietyissä edullisissa sedimenttikerrostumissa, sisältää suuria kaasukertymiä, valtaosin kiinteässä metaanihydraattimuodossa esiintyvää metaania. Metaanihydraatit (tai metaaniklatraatit) muodostuvat, kun metaania sisältävät kaasumolekyylit muodostavat hilarakenteen

yhdessä vesimolekyylien kanssa (Ahonen 2001). Nämä kaasuhdraatit ovat stabiileja erityisissä matalan lämpötilan ($< 0\text{ }^{\circ}\text{C}$) ja/tai korkean paineen ($>20\text{ bar}$) olosuhteissa (Lachenbruch 1994). Näin ilmakehään voi purkautua metaanikaasuja lämpötilan kohotessa sekä paineen laskiessa riittävästi, esimerkiksi termokarstiympäristöissä. Jääkausien päättymiseen on aina liittynyt ilmakehän nopea metaanipitoisuuden kasvu. Syyksi on epäilty klatraattipurkauksia (Raynaud ym. 2000).

4.3 Ikirouta sulaa

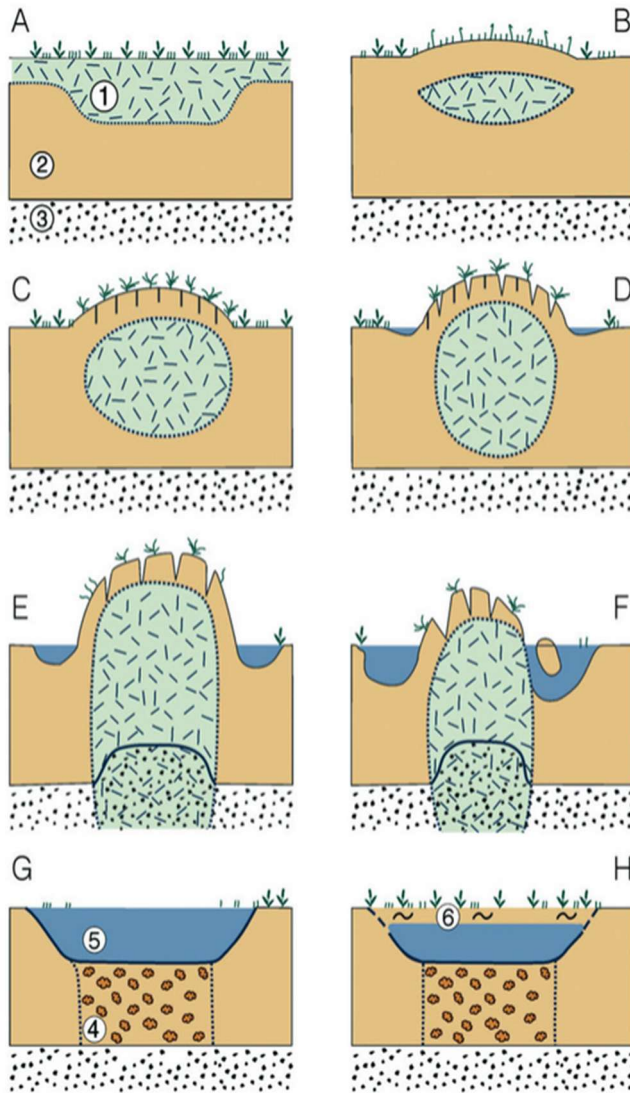
Koska suurin osa ikirouta-alueiden maajäästä on kerääntynyt ikiroudan pinta osiin, se on herkkä ilmakehän olosuhteiden vaihtelulle. Tyypillisiä ja paikoin laajalle levinneitä periglasiaalisia ilmiöitä ovat muun muassa termokarsti, palsatasangot, pingot ja palsakummut (mineraalikummut) sekä jääkiilapolygonit (Luoto ja Seppälä 2003, Karjalainen ym. 2020). Venäjällä, Jamalin ja Gydanin niemimaalla sekä Barentsin meren pohjalla on havaittu myös ikiroudan sulamiseen liittyviä metaanihydraattikraattereita (Andreassen ym. 2017).

Termokarstia syntyy, kun maajää sulaa ja sen tilavuus maaperässä pienenee, jolloin maanpinnalle syntyy painaumia (Jorgensson ym. 2010, Keränen 2020 mukaan). Termokarstilammet syntyvät usein, kun pingot tai palsakummut sulavat kokonaan. Pingot vaativat syvää ikiroutaa muodostuakseen ja esiintyvät usein jatkuvan ikiroudan vyöhykkeellä (Pissart 1985). Jäätymisen sisältävät pingot (kuva 8) muodostuvat paineistetun veden jäätymisen seurauksena maaperässä, ja ne johtavat massiivisen jään muodostumiseen ja kohoamiseen (Mackay 1988, Karjalainen 2020 mukaan). Pingot ovat metristä jopa 50 metriä korkeita (Pissart 1985) ja halkaisijaltaan 60–600 metriä (Mackay 1962, Pissart 1985 mukaan).



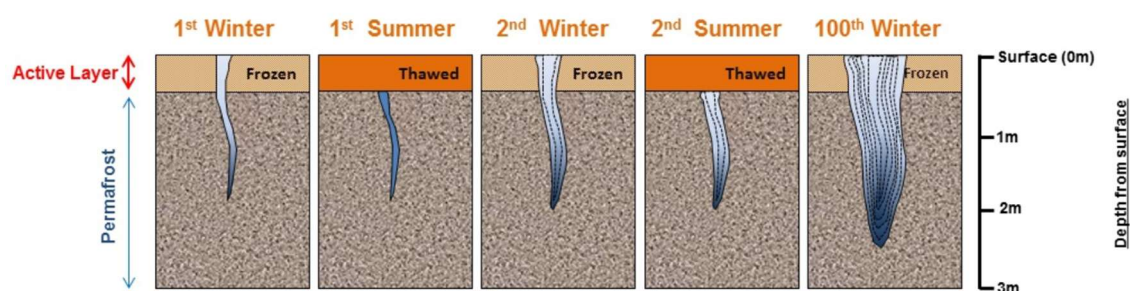
Kuva 8. Ibyuk pingo Canadassa kohoaa 49 metrin korkeuteen (Vieira ym. 2019, Tait ja Westerweld 2023 mukailten)

Kaikki palsat liittyvät turvesoihin, ja turvepiteen katsotaan olevan yksi palsojen perusominaisuuksista (Lundquist 1965, Friedmann ym. 1971, Seppälä 1972, Pissart 1985 mukaan). Seppälä (1972) ehdottaa turvepiteen esiintymistä jopa kriteerinä erottamaan palsat pingoista. Lisäksi palsakummut eroavat pingoista esiintymisalueen sekä syntymekanismien mukaan (kuva 9). Palsoja esiintyy vain ikirouta-alueen reunoilla ja ne indikoivat paikallista, satunnaisen tai epäjatkuvan ikiroudan vyöhykettä (Dionne 1978, Pissart 1985 mukaan). Palsat ovat pienempiä kuin pingot ja muodostuvat päällekkäin kertyvistä, horisontaalisista, jäälinseistä turpeen alla (Pissart 1985).



Kuva 9. Palsan (1) muodostuminen suolla (2). Silttimoreeni pohjalla (3). A. Sulamisjakson alussa. B. Ensimmäisen sulamiskauden päätyttyä. C. Palsa alkio D. Nuori palsa. E. Valmis palsa. F. Vanha, veden ympäröimä, romahtava palsa. G. Täysin sulanut palsa muodostaa ympyrän muotoisen lammen (5). H. Sulanut turve maatuu (4). H. Uutta turvetta muodostuu lampeen (Seppälä 1982).

Jääkiilat ovat kaikkialla ikirouta-alueilla läsnä olevia piirteitä (Campbell-Heaton ym. 2021). Jääkiilojen koko vaihtelee leveydeltään muutamasta senttimetristä kolmeen metriin ja syvyydeltään ne ovat yleensä 1–10 m. Jääkiila muodostuu, kun ikirouta halkeaa nopean jäätyksen takia. Kuvassa 8 esitetään yksinkertainen esimerkki jääkiilan synty- ja kasvuprosessista. Halkeama täyttyy keväällä sulamisvesistä ja jäätyy seuraavana talvena. Jäinen kiila säilyy hyvin ikiroudassa ja on otollinen uusille talvikausien halkeamille.

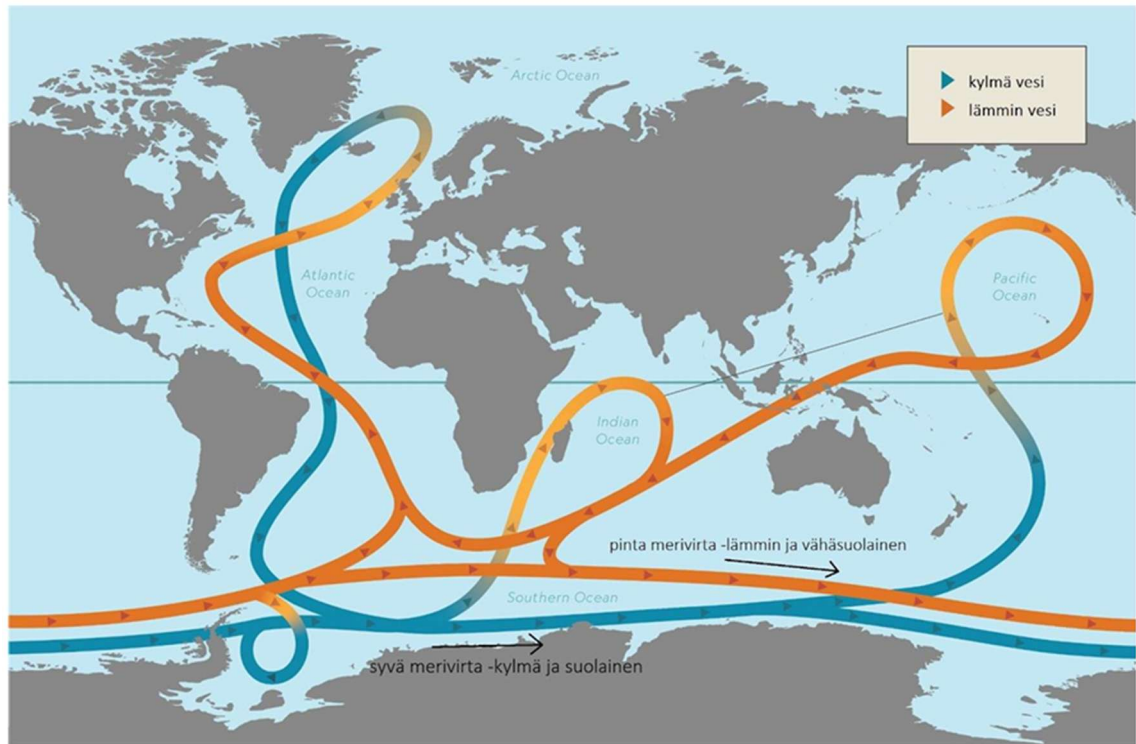


Kuva 10. Jääkiilan muodostuminen (Gamesby 2025)

Jääkiilat voivat yhdistyä ja leikata toisiaan maaperässä. Tällöin syntyy niin kutsuttuja jääkiila polygoneja eli maan pinnalla havaittavia monikulmioita. Niiden koko voi vaihdella muutamasta millimetristä jopa 50 metriin. Jääkiilamonikulmioiden yhdistyessä syntyvä verkosto on merkittävä ikiroudasta vapautuvien kasvihuonekaasujen lähde (Christiansen ym. 2016).

4.4 Atlantin termohaliinikierto

Terhaarin ym. (2025) mukaan Atlantin termohaliinikierto (The Atlantic Meridional Overturning Circulation; AMOC) on olennainen osa maailmanlaajuisista valtamerien kiertokulkua ja määrittää laajalti sään ja ilmaston Pohjois-Atlantin ympäristössä. Se perustuu meriveden tiheyseroihin eli veden lämpötilan ja suolaisuuden vaihteluun (Terhaar ym. 2025). Etelästä pohjoiseen suuntautuva merivirta kuljettaa lämmintä ja suolaista pintavettä pohjoiseen, jossa vesi jäähtyy, tiivistyy ja vajoaa pohjaan. Kylmän ja suolaisen veden vajotessa pohjaan se tekee tilaa uudelle lämpimälle merivirrälle. Jatkuva veden vajoaminen luo etelään suuntautuvan kylmän ja suolaisen merivirran meren pohjaan. Tätä kutsutaan termohaliinikierroksi (kuva 11). Terhaarin ym. (2025) mukaan termohaliinikierto kattaa noin 20–30 % lämmönsiirrosta pohjoisille leveysasteille. Se ylläpitää Länsi-Euroopan leutoa ilmastoa ja säätelee voimakkaasti globaaleja ilmastomalleja (Smolders ym. 2024).



Kuva 11 Maapallon termohaliinikierto. Nuolet ja kolmiot osoittavat merivirtojen kulkusuunnan. (National Geographic, Tanninen 2023 mukailleen)

Jacksonin ym. (2023) mukaan ihmisten aiheuttaman kasvihuonepäästöjen lisääntymisen odotetaan heikentävän termohaliinikiertoa. Monet tutkimukset ovat osoittaneet, että termohaliinikierron heikentyminen vaikuttaisi merkittävästi ilmakehän ja valtamerien lämpötiloihin sekä myöhemmin myös muihin ilmaston osatekijöihin, kuten sademääriin, merenpinnan korkeuteen, myrskyjen kulkuun ja ilmakehän kiertoon (Jackson ym. 2023). Atlantin termohaliinikierrosta on tulossa yhä tutkitumpi osa ilmastojärjestelmää, koska ihmistoiminnan aiheuttama ilmastonmuutos uhkaa pysäyttää sen toiminnan (Armstrong McKay ym. 2022).

Lapin yliopiston tutkimusprofessori John Mooren (YLE 2024) mukaan todennäköisyys tällaiselle keikahduspisteelle, termohaliinikierron tyrehtymiselle, on 50 %. Hänen mukaansa: ”Esimerkiksi AMOC:in tapauksessa maapallon lämpeneminen voikin johtaa – ainakin tilapäisesti – Pohjois-Euroopan jäähtymiseen.” Lisäksi hän toteaa, että tässä tapauksessa Lapin ilmasto olisi mahdollisesti lähellä ilmastoa, joka vastaa Alaskan tai Itä-Siperian ilmastoa nykyään.

5. Yhteenveto

Ikirouta-alue kattaa noin neljäsosan pohjoisen pallonpuoliskon maa-alasta. Se sisältää arvioiden mukaan 1460–1600 miljardia tonnia orgaanista hiiltä, joka vastaa kolmasosaa maapallon maaperän hiilivarastosta. Ikirouta on herkkä ilmastonmuutokselle ja sen syntyyn ja esiintymiseen vaikuttavia tärkeimpiä tekijöitä ovat vuoden keskilämpötila sekä maanpinnan vuotuinen keskilämpötila. Ilmasto lämpenee kiihtyvää vauhtia ihmisen aiheuttamien kasvihuonepäästöjen vuoksi, jonka seurauksena ikirouta lämpenee ja sulaa. Ikiroudan sulaessa termokarstiympäristöt aiheuttavat muutoksia orgaanisen aineksen esiintymiseen ja kasvihuonekaasuja, kuten hiilidioksidia tai/ja metaania, pääsee vapautumaan ilmakehään. Tutkimusten mukaan arktiset maa-alueet on jo todettu lieväksi päästölähteeksi.

Fennoskandian alueella ikiroudan levinneisyyden muutoksissa on eroavaisuuksia. Skandinavian niemimaalla vuosien 1981–2010 välisenä aikana tehtyjen tutkimusten mukaan ikiroudan pinta-ala (lukuun ottamatta suoalueita) on vähentynyt 60 %. Pohjois-Norjassa palsojen ja turvetasankojen pinta-ala on pienentynyt jopa 70 % 1950-luvulta lähtien. Länsi-Venäjällä, Kuolan niemimaan eteläreunalla, palsojen ikirouta on pysynyt muuttumattomana 80 vuotta, vuosien 1920–2002 aikana. Etelä-Norjan vuoristoikiroudan alaraja on noussut noin 200 metriä korkeammalle verrattuna nykyiseen (2012) ja arvion mukaan alaraja saattaa nousta jopa 1900 metrin korkeuteen vuoteen 2100 mennessä. Etelä-Norjassa aktiivikerroksen paksuus on kasvanut paikoitellen jopa 10 metriä. Muutos aktiivikerroksessa on ollut voimakkainta vuosien 1990–2010 aikana.

Arktinen alue lämpenee ja sen takia myös jäätiköt sulavat. Suolattoman veden lisääntyminen Pohjois-Atlantin valtameren saattaa aiheuttaa valtameren termohaliinikiertohäiriön. Termohaliinikierto vastaa tutkitusti noin 20–30 % lämmönsiirrosta pohjoisille leveysasteille. Tämä voisi johtaa, Pohjois-Atlantin alueella, Skandinavian nopeaan ilmaston viilenemiseen, joka taas voisi johtaa ikiroudan levinneisyyden kasvuun Skandinavian niemimaan alueella.

On vaikea arvioida, katoaako ikirouta Fennoskandiasta kokonaan. Ilmastonmuutoksen vaikutusten seuranta ikiroutaympäristöissä on haasteellista alueellisten yksityiskohtaisten tietojen puutteessa. Edellytyksenä olisi muun muassa maaperäprosessien, lumipeitteen ja

kasvillisuuden vuorovaikutusmallien paikallinen ja ajallinen parantaminen. Keikahduspisteiden, kuten ikiroudan äkillisen sulamisen tai termohaliinikierron romahduksen vaikutuksia ei tunneta, mutta uusia ilmastomallinnuksia kehitellään koko ajan lisää.

6 Lähdeluettelo

- Ahonen, L., 2001. Permafrost: occurrence and physicochemical processes. Posiva Oy, Helsinki.
- Andreassen, K., Hubbard, A., Winsborrow, M., Patton, H., Vadakkepuliambatta, S., Plaza-Faverola, A., Gudlaugsson, E., Serov, P., Deryabin, A., Mattingsdal, R., Mienert, J., Bünz, S., 2017. Massive blow-out craters formed by hydrate-controlled methane expulsion from the Arctic seafloor. *Science* 356, 948–953. <https://doi.org/10.1126/science.aal4500>
- Anisimov, O.A., Velichko, A.A., Demchenko, P.F., Eliseev, A.V., Mokhov, I.I., Nechaev, V.P., 2002. Effect of Climate Change on Permafrost in the Past, Present, and Future 38.
- Armstrong McKay, D.I., Staal, A., Abrams, J.F., Winkelmann, R., Sakschewski, B., Loriani, S., Fetzer, I., Cornell, S.E., Rockström, J., Lenton, T.M., 2022. Exceeding 1.5°C global warming could trigger multiple climate tipping points. *Science* 377, eabn7950. <https://doi.org/10.1126/science.abn7950>
- Barcan, V.Sh., 2010. Stability of palsa at the southern margin of its distribution on the Kola Peninsula. *Polar Science* 4, 489–495. <https://doi.org/10.1016/j.polar.2010.07.002>
- Borge, A.F., Westermann, S., Solheim, I., Etzelmüller, B., 2017. Strong degradation of palsas and peat plateaus in northern Norway during the last 60 years. *The Cryosphere* 11, 1–16. <https://doi.org/10.5194/tc-11-1-2017>
- Campbell-Heaton, K., Lacelle, D., Fisher, D., Pollard, W., 2021. Holocene ice wedge formation in the Eureka Sound Lowlands, high Arctic Canada. *Quat. res.* 102, 175–187. <https://doi.org/10.1017/qua.2020.126>
- Chadburn, S., Burke, E., Cox, P., Friedlingstein, P., Hugelius, G., Westermann, S., 2017. An observation-based constraint on permafrost loss as a function of global warming. *NATURE CLIMATE CHANGE* 7, 340–+. <https://doi.org/10.1038/NCLIMATE3262>
- Christiansen, H.H., Matsuoka, N., Watanabe, T., 2016. Progress in Understanding the Dynamics, Internal Structure and Palaeoenvironmental Potential of Ice Wedges and Sand Wedges. *Permafrost & Periglacial* 27, 365–376. <https://doi.org/10.1002/ppp.1920>
- Diak, M., Böttcher, M.E., Ehlert Von Ahn, C.M., Hong, W.-L., Kędra, M., Kotwicki, L., Koziorowska-Makuch, K., Kuliński, K., Lepland, A., Makuch, P., Sen, A., Winogradow, A., Silberberger, M.J., Szymczycha, B., 2023. Permafrost and groundwater interaction: current state and future perspective. *Front. Earth Sci.* 11, 1254309. <https://doi.org/10.3389/feart.2023.1254309>
- Dobinski, W., 2011. Permafrost. *Earth-Science Reviews* 108, 158–169. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.06.007>

- French, H., Shur, Y., 2010. The principles of cryostratigraphy. *Earth-Science Reviews* 101, 190–206. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.04.002>
- Gisnås, K., Etzelmüller, B., Lussana, C., Hjort, J., Sannel, A.B.K., Isaksen, K., Westermann, S., Kuhry, P., Christiansen, H.H., Frampton, A., Åkerman, J., 2017. Permafrost Map for Norway, Sweden and Finland: Permafrost map for Norway, Sweden and Finland. *Permafrost and Periglac. Process.* 28, 359–378. <https://doi.org/10.1002/ppp.1922>
- Hipp, T., Etzelmüller, B., Farbroth, H., Schuler, T.V., Westermann, S., 2012. Modelling borehole temperatures in Southern Norway – insights into permafrost dynamics during the 20th and 21st century. *The Cryosphere*.
- Hugelius, G., Loisel, J., Chadburn, S., Jackson, R.B., Jones, M., MacDonald, G., Marushchak, M., Olefeldt, D., Packalen, M., Siewert, M.B., Treat, C., Turetsky, M., Voigt, C., Yu, Z., 2020. Large stocks of peatland carbon and nitrogen are vulnerable to permafrost thaw. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.* 117, 20438–20446. <https://doi.org/10.1073/pnas.1916387117>
- Karjalainen, O., Luoto, M., Aalto, J., Etzelmüller, B., Grosse, G., Jones, B.M., Lilleøren, K.S., Hjort, J., 2020. High potential for loss of permafrost landforms in a changing climate. *Environ. Res. Lett.* 15, 104065. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/abafd5>
- Kokelj, S.V., Lantz, T.C., Tunnicliffe, J., Segal, R., Lacelle, D., 2017. Climate-driven thaw of permafrost preserved glacial landscapes, northwestern Canada. *Geology* 45, 371–374. <https://doi.org/10.1130/G38626.1>
- Lemke, P., Ren, Jiawen, Alley, Richard B, Allison, Ian, Carrasco, Jorge, Flato, Gregory, Fujii, Yoshiyuki, Kaser, Georg, Mote, Philip, Thomas, Robert H, Zhang, Tingjun, Box, J., Bromwich, D., Brown, R., Cogley, J.G., Comiso, J., Dyurgerov, M., Fitzharris, B., Hagen, J.O., Harris, C., Hinzman, L., Hock, R., Hoelzle, M., Huybrechts, P., Isaksen, K., Jansson, P., Jenkins, A., Joughin, I., Kottmeier, C., Kwok, R., Laxon, S., Liu, S., MacAyeal, D., Melling, H., Ohmura, A., Payne, A., Prowse, T., Raup, B.H., Raymond, C., Rignot, E., Rigor, I., Robinson, D., Rothrock, D., Scherrer, S.C., Smith, S., Solomina, O., Yamada, T., Zhao, L., Barry, R., Koike, T., Ren, J, Alley, R B, Allison, I, Carrasco, J, Flato, G, Fujii, Y, Kaser, G, Mote, P, Thomas, R H, Zhang, T., 2007. *Observations: Changes in Snow, Ice and Frozen Ground*.
- Luoto, M., Seppälä, M., 2003. Thermokarst ponds as indicators of the former distribution of palsas in Finnish Lapland. *Permafrost & Periglacial* 14, 19–27. <https://doi.org/10.1002/ppp.441>
- Majava, J., 2014. Ikiroidan mallintaminen Kilpisjärvellä BTS-metodilla.
- Mazhitova, G., Malkova (Ananjeva), G., Chestnykh, O., Zamolodchikov, D., 2004. Active-layer spatial and temporal variability at European Russian Circumpolar-Active-Layer-Monitoring (CALM) sites. *Permafrost & Periglacial* 15, 123–139. <https://doi.org/10.1002/ppp.484>

- Näkkäljärvi, K., Juntunen, S., Jaakkola, J.J.K., 2020. SAAMI – Saamelaisten sopeutuminen ilmastonmuutokseen -hankkeen tieteellinen loppuraportti. Valtioneuvoston selvitys- ja tutkimustoiminnan julkaisusarja 2020: 25. 401 s.
- Oleg Anisimov, Svetlana Reneva, 2006. Permafrost and Changing Climate: The Russian Perspective. *AMBIO: A Journal of the Human Environment* 35, 169–175. [https://doi.org/10.1579/0044-7447\(2006\)35\[169:PACCTR\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1579/0044-7447(2006)35[169:PACCTR]2.0.CO;2)
- Osterkamp, T.E., Jorgenson, M.T., Schuur, E.A.G., Shur, Y.L., Kanevskiy, M.Z., Vogel, J.G., Tumskey, V.E., 2009. Physical and ecological changes associated with warming permafrost and thermokarst in Interior Alaska. *Permafrost & Periglacial* 20, 235–256. <https://doi.org/10.1002/ppp.656>
- Pissart, A., 1985. Pingos and palsas: A review of the present state of knowledge. *Polar Geography and Geology* 9, 171–195. <https://doi.org/10.1080/10889378509377249>
- Raynaud, D., Barnola, J.-M., Chappellaz, J., Blunier, T., Indermühle, A., Stauffer, B., 2000. The ice record of greenhouse gases: a view in the context of future changes. *Quaternary Science Reviews* 19, 9–17. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(99\)00082-7](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(99)00082-7)
- Schuur, E.A.G., Abbott, B.W., Commane, R., Ernakovich, J., Euskirchen, E., Hugelius, G., Grosse, G., Jones, M., Koven, C., Leshyk, V., Lawrence, D., Lorant, M.M., Mauritz, M., Olefeldt, D., Natali, S., Rodenhizer, H., Salmon, V., Schädel, C., Strauss, J., Treat, C., Turetsky, M., 2022. Permafrost and Climate Change: Carbon Cycle Feedbacks From the Warming Arctic. *Annual reviews of environment and resources*, Vol 47: 343-371.
- Schuur, E.A.G., Mack, M.C., 2018. Ecological Response to Permafrost Thaw and Consequences for Local and Global Ecosystem Services. *Annu. Rev. Ecol. Evol. Syst.* 49, 279–301. <https://doi.org/10.1146/annurev-ecolsys-121415-032349>
- Seppälä, M., 1982. An experimental study of the formation of palsas. 4TH CAN. PERMAFROST CONF. 36-42.
- Shur, Y., Hinkel, K.M., Nelson, F.E., 2005. The transient layer: implications for geocryology and climate-change science. *Permafrost & Periglacial* 16, 5–17. <https://doi.org/10.1002/ppp.518>
- Shur, Y.L., Jorgenson, M.T., 2007. Patterns of permafrost formation and degradation in relation to climate and ecosystems. *Permafrost & Periglacial* 18, 7–19. <https://doi.org/10.1002/ppp.582>
- Smolders, E.J.V., Westen, R.M. van, Dijkstra, H.A., 2024. Probability Estimates of a 21st Century AMOC Collapse. <https://doi.org/10.48550/arXiv.2406.11738>
- Strauss, J., Schirrmeister, L., Grosse, G., Wetterich, S., Ulrich, M., Herzschuh, U., Hubberten, H., 2013. The deep permafrost carbon pool of the Yedoma region in Siberia and Alaska. *Geophysical Research Letters* 40, 6165–6170. <https://doi.org/10.1002/2013GL058088>

- Sturm, M., Schimel, J., Michaelson, G., Welker, J.M., Oberbauer, S.F., Liston, G.E., Fahnestock, J., Romanovsky, V.E., 2005. Winter Biological Processes Could Help Convert Arctic Tundra to Shrubland. *BioScience* 55, 17. [https://doi.org/10.1641/0006-3568\(2005\)055\[0017:WBPCHC\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1641/0006-3568(2005)055[0017:WBPCHC]2.0.CO;2)
- Terhaar, J., Vogt, L., Foukal, N.P., 2025. Atlantic overturning inferred from air-sea heat fluxes indicates no decline since the 1960s. *Nat Commun* 16, 222. <https://doi.org/10.1038/s41467-024-55297-5>
- Walter, K.M., Edwards, M.E., Grosse, G., Zimov, S.A., Chapin, F.S., 2007. Thermokarst Lakes as a Source of Atmospheric CH₄ During the Last Deglaciation. *Science* 318, 633–636. <https://doi.org/10.1126/science.1142924>
- Wang, Q., Okadera, T., Watanabe, M., Wu, T., Ochirbat, B., 2022. Ground warming and permafrost degradation in various terrestrial ecosystems in northcentral Mongolia. *PERMAFROST AND PERIGLACIAL PROCESSES* 33, 406–424. <https://doi.org/10.1002/ppp.2161>
- Zhang, T., Barry, R.G., Knowles, K., Heginbottom, J.A., Brown, J., 1999. Statistics and characteristics of permafrost and ground-ice distribution in the Northern Hemisphere¹. *Polar Geography* 23, 132–154. <https://doi.org/10.1080/10889379909377670>

Internetlähteet:

- Bios. (20.2.2024) Keikahtavatko Atlantin merivirrat uuteen tilaan? <https://bios.fi/keikahtavatko-atlantin-merivirrat-uuteen-tilaan/> Luettu 11.4.2025
- Christiansen, H.H., Matsuoka, N. and Watanabe, T. (2016). Progress in understanding the dynamics, internal structure and palaeoenvironmental potential of ice wedges and sand wedges. *Permafrost and Periglacial Processes* 27(4), 365–376. <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/ppp.1920>. Luettu 16.4.2025
- Gamesby, R. (26.3.2025) <https://www.coolgeography.co.uk/A-level/AQA/Year%2012/Cold%20environs/Periglaciation/Periglacial%20landforms.htm> Luettu 17.3.2025
- Moore, J. (30.8.2024) *Hollantilaistutkimuksen johtopäätös: elintärkeä merivirta tyrehtyy 95 prosentin todennäköisyydellä tällä vuosisadalla.* Yle. <https://yle.fi/a/74-20107311> Luettu 21.3.2025
- Stein, T. and Allen, M. (2024). *2024 Arctic Report Card documents rapid, dramatic change.* 2024 NOAA ARCTIC REPORT CARD. (<https://www.climate.gov/news-features/understanding-climate/2024-arctic-report-card-documents-rapid-dramatic-change>) Luettu 18.4.2025