

HELSINGIN YLIOPISTO
HELSINGFORS UNIVERSITET
UNIVERSITY OF HELSINKI

Pro gradu -tutkielma
Maantiede
Luonnonmaantiede

MAAPERÄN KOSTEUS ARKTISESSA MAISEMASSA

Julia Kemppinen

2016

Ohjaajat:
Professori Miska Luoto
FM Pekka Niittynen

HELSINGIN YLIOPISTO
MATEMAATTIS-LUONNONTIETEELLINEN TIEDEKUNTA
GEOTIETEIDEN JA MAANTIETEEN LAITOS
MAANTIETIEDE

PL 64 (Gustaf Hällströmin katu 2)
00014 Helsingin yliopisto



Tiedekunta/Osasto Fakultet/Sektion – Faculty		Laitos/Institution – Department			
Matemaattis-luonnontieteellinen tiedekunta		Geotieteiden ja maantieteen laitos			
Tekijä/Författare – Author					
Julia Kemppinen					
Työn nimi / Arbetets titel – Title					
Maaperän kosteus arktisessa maisemassa					
Oppiaine / Läroämne – Subject					
Maantiede					
Työn laji/Arbetets art – Level		Aika/Datum – Month and year		Sivumäärä/ Sidoantal – Number of pages	
Pro gradu		Toukokuu 2016		94	
Tiivistelmä/Referat – Abstract					
<p>Maaperän kosteuden alueellinen ja ajallinen vaihtelu on voimakasta, ja kosteuden ääritilat aiheuttavat sekä kuivuusjaksoja että tulvia. Kosteutta ja sitä sääteleviä ympäristötekijöitä on tutkittu verrattain vähän ilmastomuutostutkimuksen yhteydessä, vaikka maaperän kosteus on keskeinen osa arktisen ympäristön ekosysteemiprosesseja ja toimintoja. Tutkimuksen kohteena kosteus on verrattain yksinkertainen ja nopea mitata, mutta kosteutta ei kuitenkaan ole kattavasti tutkittu, etenkin ajallista kosteuden vaihtelua ja muutosta arktisilla alueilla. Erityisesti niukkaresurssisilla arktis-alpiinisilla alueilla, eli karulla metsänrajan ylipuolisella paljakalla, kosteus on merkittävä kasvillisuutta rajoittava resurssi. Tämän tutkimuksen tavoitteena on selvittää, mitkä ympäristötekijät säätelevät maaperän kosteuden alueellista vaihtelua ja ajallista muutosta arktisessa ympäristössä, minkä lisäksi tarkastellaan kosteuden merkitystä putkilokasvien levinneisyydelle maisematasolla.</p> <p>Maaperä- ja kasvillisuusaineisto kerättiin 945 neliömetrin tutkimusruudulta, 130 km² tutkimusalueelta Pohjois-Norjasta, missä suhteellista korkeuseroa on lähes kilometri. Vaihteleva korkokuva kattaa lyhyilläkin etäisyyksillä laajan kirjon voimakkaita ympäristögradientteja: kosteusgradientin kuivilta paahderinteiltä vettyneille turvemaille ja kasvillisuusgradientin karuilta tunturihuipuilta lajirikaille sulamisvesieniityille. Tutkimusaineisto koostuu maastosta kerätystä mittaus- ja havainnointiaineistosta sekä topografiaan, kaukokartoitukseen ja ilmastomalliin pohjautuvista aineistoista. Kosteuden alueellista vaihtelua ja ajallista muutosta selittävien ympäristötekijöiden tutkimiseen käytettiin kahta monimuuttujamenetelmää (GLM: Generalized linear model ja GAM: Generalized additive model) eri mittakaavatasoilla ja kosteuden merkitystä kasvillisuuden levinneisyydelle tarkasteltiin BIOMOD-menetelmäkokonaisuuden neljällä menetelmällä (GLM, GAM, GBM: Generalized boosted model ja RF: Random forest).</p> <p>Maaperän kosteuteen vaikuttavat useat ympäristötekijät, mutta monimuuttujamallinnuksen tuloksena maaperän ominaisuudet osoittautuivat tärkeimmiksi alueellisen vaihtelun selittäjiksi ja ilmaston ohella tärkeimmiksi ajallisen muutoksen selittäjiksi. Maaperän ominaisuuksien lisäksi kaikilla mittakaavatasoilla alueellista vaihtelua selittävät kasvillisuus, topografia, ilmasto ja lumi. Ajallista muutosta selittävät maaperän ominaisuuksien ja ilmaston lisäksi topografia ja lumi. Putkilokasvien levinneisyyden selittäjänä kosteus osoittautui muita ympäristötekijöitä merkittävämmäksi ja kosteusmalli ennustekyvyltään paremmaksi kuin topografiaan pohjautuva kosteusindeksimalli (SWI: Saga wetness index). Kosteuden lisäksi myös muut maaperän ominaisuudet ja säteily selittävät putkilokasvien levinneisyyttä, kun taas vähäisin merkitys on SWI:llä, mikä korostaa kentällä kerättyjen kosteusmittausten tärkeyttä.</p> <p>Kosteuden voimakas vaihtelu on seurausta erilaisista ympäristöolosuhteista, mutta kosteus myös luo erilaisia ympäristöjä. Kosteuden ja ympäristötekijöiden yhteisvaikutukset ja takaisinkytkennät ovat merkittävässä osassa tarkasteltaessa kosteutta. Tässä tutkimuksessa löydettiin aikaisemmin todettuja teoreettisen viitekehityksen osoittamia yhteyksiä sekä kosteuden ja sitä säätelevien ympäristötekijöiden väliltä että kosteuden ja kasvillisuuden väliltä, mutta tutkimuksessa tuotiin myös uusia lähestymistapoja kosteuden tutkimukseen yhdistämällä hienonmittakaavan tuloksia laajan maisematason tarkasteluun. Maaperän kosteus on ennen kaikkea paikallisten olosuhteiden säätelemää, mutta siihen vaikuttavat lukuisat ympäristötekijät eri mittakaavatasoilla.</p>					
Avainsanat – Nyckelord – Keywords					
Maaperän kosteus – alueellinen vaihtelu – ajallinen muutos – monimuuttujamallinnus – arktinen – lajilevinneisyysmallinnus – kasvit Säilytyspaikka – Förvaringsställe – Where deposited					
HELDA					
Muita tietoja – Övriga uppgifter – Additional information					



Tiedekunta/Osasto Fakultet/Sektion – Faculty		Laitos/Institution – Department	
Faculty of science		Department of Geosciences and Geography	
Tekijä/Författare – Author			
Julia Kemppinen			
Työn nimi / Arbetets titel – Title			
Soil moisture in an arctic landscape			
Oppiaine /Läroämne – Subject			
Geography			
Työn laji/Arbetets art – Level	Aika/Datum – Month and year	Sivumäärä/ Sidoantal – Number of pages	
Master's thesis	May 2016	94	
Tiivistelmä/Referat – Abstract			
<p>The spatial and temporal variations in soil moisture can cause natural hazards, such as droughts and floods. Soil moisture and its mediating environmental factors are fairly unknown from the point of view of climate change, even though climate is a major controlling factor. A significant feedback loop between climate and soil moisture affects various ecosystem processes, especially in the Arctic. Soil moisture is fairly fast and simple to measure in the field, but even so it has not been the subject of comprehensive research. Especially the temporal changes in soil moisture in the Arctic are poorly understood. In low-energy systems, such as Arctic-alpine regions, soil moisture is an important limiting factor for vegetation. This study aims to understand which factors mediate soil moistures spatial variation and temporal change. In addition, one of the objectives of this study is to determine the importance of soil moisture for vascular plant distribution at the landscape scale.</p> <p>The data comprehends 945 individual square meter plots from a 130 km² research area in northern Norway, where relative elevation reaches almost 1000 meters. The variable relief covers a vast range of extreme environmental gradients over short distances, such as a moisture gradient from dry, sun-baked slopes to water-logged peatlands and a vegetation gradient from rugged mountain tops to flood-meadows rich in species. The data consists of <i>in situ</i> field measurements and observations as well as data based on topography, remote sensing and climate models. Factors controlling the spatial variation and temporal change of soil moisture are studied with multivariate models (GLM: Generalized linear model and GAM: Generalizes additive model) at different scales. The importance of soil moisture for vegetation is examined by using four modelling techniques (GLM, GAM, GBM: Generalized boosted regression model, and RF: Random forest) within BIOMOD, an ensemble platform for species distribution modelling.</p> <p>Soil moisture is mediated by various factors, but this research stresses soil properties as the most important variable for the spatial variation in soil moisture conditions. Temporal changes in moisture are mainly controlled by climate factors along with soil properties. Throughout all scales, vegetation, topography, and snow were also proven to be important factors. Vegetation distribution is controlled by soil moisture, as several previous studies have shown. Moisture models based on field measurements as opposed to wetness indices based on topography (SWI: Saga wetness index) turned out to have higher coefficient values. In addition to soil moisture, other soil properties and radiation also control vegetation distribution. The least meaningful factor was shown to be SWI, emphasizing the irreplaceability of field measurements.</p> <p>There are several positive and negative feedbacks between soil moisture and its controlling factors, which need to be addressed when investigating soil moisture. The results of this study are in line with previous studies concerning both moisture controlling factors and soil moisture as a limiting resource for vegetation. The novelty of this study lies in its approach: bringing various spatiotemporal scales together in order to find factors controlling moisture an Arctic landscape. After all, soil moisture is first and foremost controlled by soil properties, but it is also mediated by various factors at different scales.</p>			
Avainsanat – Nyckelord – Keywords			
Soil moisture – spatial variation – temporal change – statistical modeling – arctic – species distribution modelling – plants			
Säilytyspaikka – Förvaringställe – Where deposited			
HELDA			
Muita tietoja – Övriga uppgifter – Additional information			

Sisällysluettelo

1. Johdanto	1
2. Tutkimuskysymykset	2
3. Teoreettinen viitekehys	3
3.1 Maaperän kosteus arktis-alpiinisessa ympäristössä	3
3.2 Maaperän kosteutta säätelevät tekijät	4
3.2.1 Maaperän ominaisuudet	5
3.2.2 Ilmasto	6
3.2.3 Topografia	8
3.2.4. Lumi	9
3.2.5 Kasvillisuus	10
3.3 Maaperän kosteus kasvillisuuden säätelijänä	11
3.4 Mittakaavan merkitys	12
4. Tutkimusalue	13
5. Aineisto	15
5.1 Maastosta kerätty mittaus- ja havaintoaineisto	17
5.2 Topografiasta, kaukokartoituksesta ja ilmastomallista johdetut aineistot	19
6. Analyysi- ja mallinnusmenetelmät	22
6.1 Spatiaalinen autokorrelaatio	22
6.2 Ympäristömuuttujien väliset korrelaatiot	22
6.3 Yleistetty lineaarinen malli	23
6.4 Yleistetty additiivinen malli	24
6.5 Maaperän kosteuden mallinnussovellus	24
6.5.1 Yleistetty luokittelupuumenetelmä	25
6.5.2 Satumetsä	26
6.6 Ympäristömuuttujien suhteellinen tärkeys	26
6.7 Mallien arviointi	27
7. Tulokset	28
7.1 Spatiaalinen autokorrelaatio	28
7.2 Tunnusluvut ja muuttujien väliset yhteydet	28
7.2.1 Alueellisen vaihtelun muuttujat	28
7.2.2 Ajallisen muutoksen muuttujat	31
7.2.3 Mallinnussovelluksen muuttujat	32
7.3 Maaperän kosteus ja yksittäiset ympäristömuuttujat	33

7.4 Maaperän kosteuden alueellinen vaihtelu	33
7.4.1 Mikrotaso	34
7.4.2 Meso- ja makrotasot	35
7.5 Maaperän kosteuden ajallinen muutos	36
7.5.1 Mikrotaso	37
7.5.2 Makrotaso	38
7.6 Maaperän kosteuden mallinnussovellus	39
8. Tulosten tarkastelu	41
8.1 Maaperän kosteuden alueellinen vaihtelu	42
8.2 Maaperän kosteuden ajallinen muutos	48
8.3. Maaperän kosteuden merkitys putkilokasvien levinneisyydelle	52
8.4 Tulosten luotettavuus	55
8.4.1 Aineiston luotettavuus	55
8.4.2 Menetelmien luotettavuus	57
8.5 Jatkotutkimus	58
9. Johtopäätökset	59
Kiitokset	61
Lähteet	62
Liitteet	76

1. Johdanto

Ääriolosuhteet ja häiriöille herkkä ympäristö tekevät arktisista alueista erityisen alttiita ilmastonmuutokselle (Billings 1973; French 2007; AMAP 2012). Pohjoisilla alueilla lämpötilat nousevat ja sadanta lisääntyy, eikä näiden muutosten kokonaisvaltaisia vaikutuksia arktiselle ympäristölle täysin tunnetta (IPCC 2014; Seddon et al. 2016). Seuraukset heijastuvat ilmakehän ja maan rajapintaan: maaperän kosteuteen (Blankinship et al. 2014; Harpold & Molotch 2015; Natali et al. 2015). Kosteuden alueellinen ja ajallinen vaihtelu on voimakasta ja äärimmäiset säätilat aiheuttavat sekä kuivuusjaksoja että tulvia (Liancourt et al. 2012; Garcia-Estringana et al. 2013; Korres et al. 2015). Kosteutta ja sitä sääteleviä ympäristötekijöitä on tutkittu verrattain vähän ilmastonmuutostutkimuksen yhteydessä, vaikka kosteuden ja ilmastonmuutoksen välillä on selviä takaisinkytkentöjä (Kim et al. 2014; Herndon et al. 2015; Schuur et al. 2015).

Ilmaston säätelemä kosteus on keskeinen osa arktisen ympäristön ekosysteemiprosesseja ja toimintoja (Hinzman et al. 2005; Löffler 2005; Winkler 2016). Erityisesti arktis-alpiinisilla alueilla, eli karulla metsänrajan ylipuolisella paljakalla, kosteus on merkittävä kasvillisuutta rajoittava resurssi (Billings & Bliss 1959; Darmody et al. 2004; Barrett et al. 2015). Arktisen ympäristön vihertyminen kytkeytyy takaisin ilmastonmuutokseen säätelemällä hiilitasetta ja muuttamalla albedoja eli maanpinnan heijastuskykyä (Cahoon et al. 2012; Pearson et al. 2013; Myers-Smith et al. 2015). Kosteus on osoittautunut lämpötilaa tärkeämmäksi ja sadantaa kuvaavammaksi ympäristötekijäksi kasvillisuudelle (Taylor & Seastedt 1994; Crimmins et al. 2011; le Roux et al. 2013). Kosteuden kytkös lumen ja kasvillisuuden vedensaannin välillä korostuu lämpenemisen aikaistaessa lumensulamista (Williams et al. 2009; Luus et al. 2013). Kosteustutkimus tuottaa uutta tietoa arktisiin ja alpiinisiin olosuhteisiin erikoistuneen kasvillisuuden nykytilasta ja tulevaisuudesta muuttuvassa ilmastossa (Billings & Mooney 1968; Chapin et al. 2000).

Holistinen ympäristöntutkimus vaatii kokonaisvaltaista ymmärrystä kosteudesta (Pastor & Post 1986; Seneviratne et al. 2006; Post et al. 2009). Tässä tutkimuksessa selvitetään, mitkä tekijät säätelevät maaperän kosteutta arktisessa ympäristössä, minkä lisäksi tarkastellaan, kuinka merkittävä ympäristötekijä kosteus on arktisen kasvillisuuden levinneisyydelle. Tämä tuottaa arvokasta tietoa, jota voidaan hyödyntää kosteustietojen soveltamisessa ja kosteussuunnitelmien laatimisessa (Western & Bloeschl 1999; Engstrom et al. 2005), sillä kosteuden alueellista vaihtelua ja erityisesti ajallista muutosta on tutkittu verrattain vähän arktisessa ympäristössä erimittakaavatasoja hyödyntäen (Penna et al. 2009; Aalto et al. 2013; Moeslund et al. 2013).

2. Tutkimuskysymykset

1. Mitkä ympäristötekijät säätelevät maaperän kosteuden alueellista vaihtelua arktisessa ympäristössä?

Hypoteesi: Maaperän ominaisuudet asettavat rajat kosteudensitomiskyvylle, lisäksi kosteuden alueellista vaihtelua säätelevät vaihteleva korkokuva, ilmasto, lumi ja kasvillisuus (Billings 1973; Engstrom et al. 2005; Aalto et al. 2013). Monipuolinen korkokuva lisää kosteuden heterogeeniaa ja alueellista vaihtelua (Engstrom et al. 2005). Voimakasta paikallista vaihtelua voi aiheuttaa lumi ja sen sulaminen (Jaesche et al. 2003; Williams et al. 2009; Blankinship et al. 2014). Arktisen kasvillisuuden maanmyötäinen kasvutapa vähentää haihtumista suojaamalla maaperää säteilyltä ja tuulelta (Billings & Mooney 1968). Maaperän huokoisuus ja koostumus vaikuttavat maan vedenläpäisykykyyn, minkä seurauksena turvemaat sitovat tehokkaasti kosteutta (Cosby et al. 1984; Williams et al. 2009; Legates et al. 2011).

2. Mitkä ympäristötekijät säätelevät maaperän kosteuden ajallista muutosta kasvukaudella?

Hypoteesi: Maaperän kosteuden temporaalista eli ajallista muutosta säätelee ennen kaikkea ilmasto ja sen vuodenaikaisuus (Wilson et al. 2004; Williams et al. 2009; Garcia-Estringana et al. 2013). Paikalliset ilmastotekijät vaikuttavat kasvukauden kosteusvaihteluihin, minkä vuoksi erityisesti sadannan ja haihdunnan vaikutukset näkyvät kosteuden ajallisessa muutoksessa (Wilson et al. 2004). Arktis-alpiinisilla alueilla erityisesti lumen sulaminen säätelee paikallisesti kosteuden ajallista vaihtelua (Billings & Bliss 1959; Williams et al. 2009; Blankinship et al. 2014).

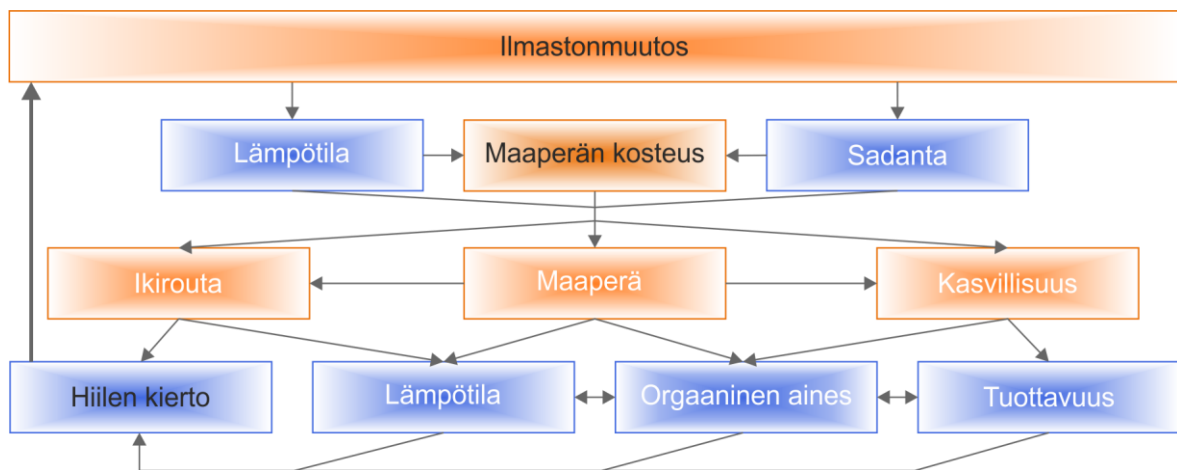
3. Mikä merkitys maaperän kosteudella on putkilokasvien levinneisyydelle arktisessa maisemassa?

Hypoteesi: Maaperän kosteuden on havaittu olevan sadantaa keskeisempi ympäristötekijä, sillä alpiinisilla alueilla kasvupaikat voivat lyhyelläkin välimatkalla vaihettua kosteikoista kuiviksi tuulenpieksemiksi (Taylor & Seastedt 1994). Kosteuden suuri alueellinen vaihtelu aiheuttaa arktis-alpiiniselle kasvillisuudelle tyypillisen mosaiikkimaisuuden (le Roux et al. 2013). Kasvukaudella kasvillisuutta säätelee enemmän maaperän kosteus kuin maaperän lämpötila (Crimmins et al. 2011; le Roux et al. 2013; Winkler 2016).

3. Teoreettinen viitekehys

3.1 Maaperän kosteus arktis-alpiinisessa ympäristössä

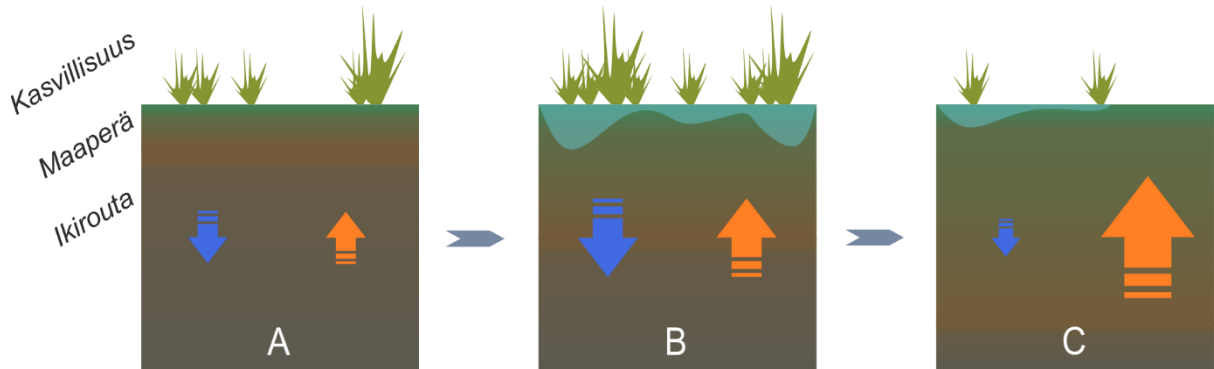
Maaperän kosteus on keskeinen ympäristötekijä niukkaressurssisessa ympäristössä, minkä vuoksi arktis-alpiinisten alueiden kokonaisvaltainen ymmärrys edellyttää kosteuden tutkimista (Billings & Bliss 1959; le Roux et al. 2013). Kosteus toimii aine- ja energiavirtojen välittäjänä ilmakehän ja maan välisessä rajapinnassa (Koster et al. 2004; Seneviratne et al. 2006). Kosteutta tutkimalla voidaan parantaa arktisten alueiden ilmastoennusteita, sillä kosteus vaikuttaa paikallisiin säätiloihin ja vesitaseeseen, joka kertoo sadannan ja haihdunnan erotuksen (Chapin et al. 2000; Jung et al. 2010; Seneviratne et al. 2010). Laajemmin tarkasteltuna kosteus kytkeytyy myös globaaliin ilmastonmuutokseen monella tapaa (Lookingbill & Urban 2004; Hinzman et al. 2005; Legates et al. 2011; Kuva 1).



Kuva 1. Maaperän kosteuden keskeinen rooli ilmastonmuutoksessa. Arktinen ilmasto muuttuu, mikä vaikuttaa kosteutta sääteleviin ympäristötekijöihin, kuten lämpötilaan ja sadantaan. Muutokset kosteudessa heijastuvat mm. ikiroutaan, maaperään ja kasvillisuuteen, jolloin monien ympäristötekijöiden summa, hiilen kierto, muuttuu. Hiilen kierron muutokset, positiiviset ja negatiiviset, voivat joko entisestään kiihdyttää tai hidastaa globaalia ilmastonmuutosta, jolla puolestaan voi olla kauaskantoisia seurauksia mm. maaperän kosteuden tilaan. Tämän työn kaikki kuvat ovat tekijän laatimia, ellei toisin mainita. (Seneviratne et al. 2006; Legates et al. 2011; Smith et al. 2012)

Kosteus kytkeytyy merkittävästi globaaliin ilmastonmuutokseen turvemaiden ja sulavan ikiroudan vapauttamien hiilidioksidi- ja metaanipäästöjen kautta (Christensen et al. 2004; Smith et al. 2012; Natali et al. 2015). Ikiroudan sulaminen johtaa ensin maaperän vettymiseen, mutta pintamaa lopulta kuivuu kosteuden valuessa alempiin maakerrokseen, minkä seurauksena mikrobinen aktiivisuus lisääntyy ja maaperään sitoutunut hiili vapautuu kaasuna ilmakehään (Christiansen et al. 2010; McCalley et al. 2014; Schuur et al. 2015; Kuva 2). Kosteus myös säätelee kasvillisuuden biomassaa, joka on merkittävä hiilinielu (Engstrom et al. 2005; Myers-Smith et al. 2015; Winkler 2016). Kohoavien lämpötilojen ja lisääntyvien sateiden myötä

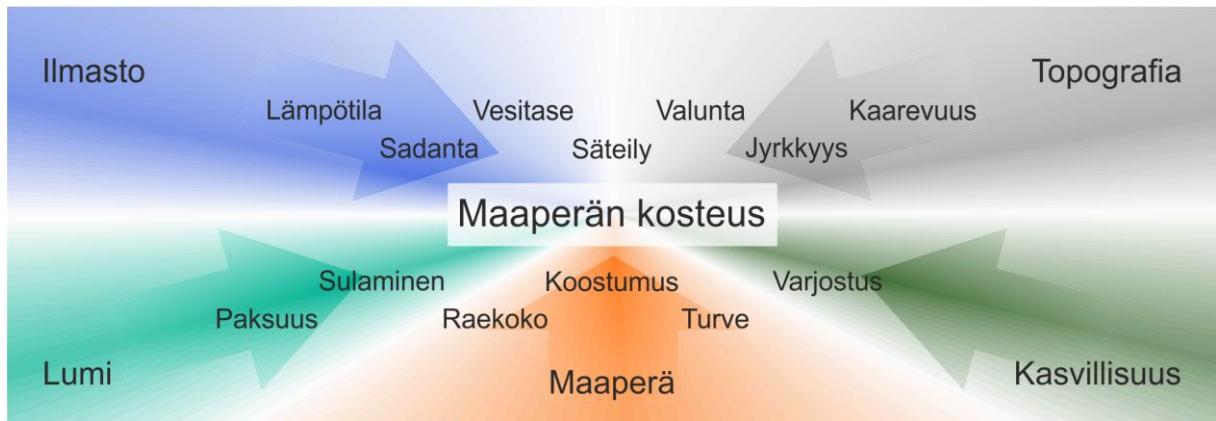
arktinen ympäristö vihertyy ja sen lyhyt kasvillisuus joutuu kilpailemaan elintilasta ja resursseista korkeavartisempien pensaiden levitessä (Harte & Shaw 1995; Elmendorf et al. 2012; Pearson et al. 2013). Kosteus on kuitenkin osoittautunut lämpötilaakin merkittävämmäksi ympäristötekijäksi, sillä kosteuden alueellinen vaihtelu muokkaa kasvillisuustyyppien esiintymisen mosaiikkimaiseksi arktis-alpiinisessa maisemassa (Crimmins et al. 2011; le Roux et al. 2013).



Kuva 2. Maaperän kosteuden kytkös arktisen ympäristön hiilitaseeseen. A: Ikiroutainen maaperä ja kasvillisuus toimivat tehokkaina hiilinieluinä. Kasvillisuus sitoo hiiltä, joka siirtyy maaperään kuolleen kasvibiomassan mukana. B: Sulaessaan ikiroutainen maa vapauttaa kosteutta ja muita resursseja, minkä seurauksena kasvillisuus runsastuu, mikä lisää maaperään sitoutuvan hiilen määrää. Hiiltä myös vapautuu enemmän, sillä sulavassa maaperässä myös hajotustoiminta kiihtyy. C: Lämpötilan noustessa haihdunta lisääntyy ja sulava maa läpäisee vettä aiempaa paremmin, jolloin pintamaan kuivuus rajoittaa kasvillisuutta. Tämän seurauksena hiiltä sitoutuu maaperään yhä vähemmän, mutta hiiltä vapautuu yhä tehokkaammin kuivuneesta maaperästä. Kuva mukailtu: AMAP 2012. (Christiansen et al. 2010; McCalley et al. 2014; Schuur et al. 2015)

3.2 Maaperän kosteutta säätelevät tekijät

Maaperän kosteudella on keskeinen rooli arktis-alpiinisessa ympäristössä, sillä kosteus tärkeimpien ympäristötekijöiden ilmentymä (Kuva 3). Nämä ympäristötekijät ovat ilmasto, topografia, kasvillisuus, maaperä ja lumi, joiden eri ilmiöt, kuten lumen sulaminen tai kasvillisuuden varjostus, vaikuttavat kosteuden alueelliseen vaihteluun sekä ajalliseen muutokseen ja siten koko arktis-alpiiniseen maisemaan (Engstrom et al. 2005; Aalto et al. 2013; Korres et al. 2015).



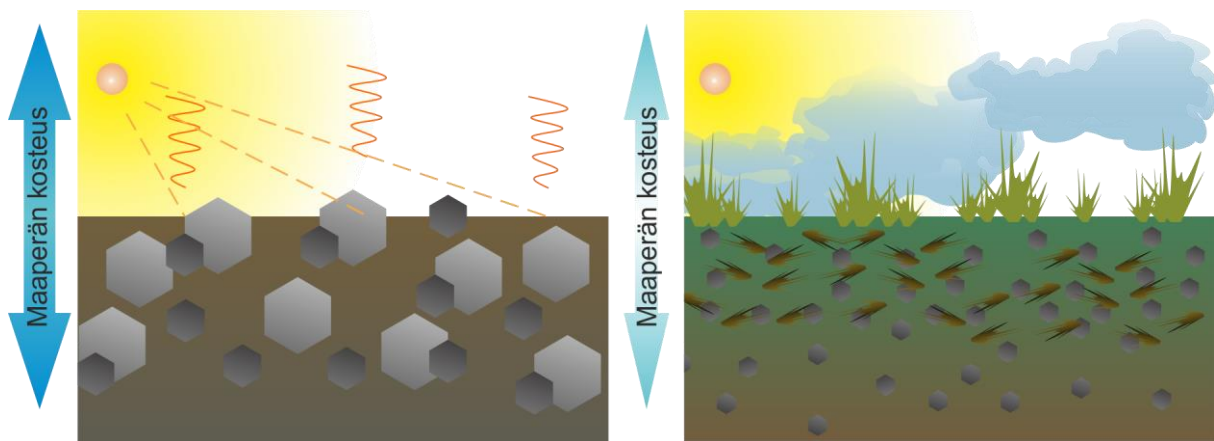
Kuva 3. Maaperän kosteus ja sitä säätelevät ympäristötekijät. Ilmasto, topografia, kasvillisuus, maaperä ja lumi vaikuttavat maaperän kosteuden alueelliseen vaihteluun ja ajalliseen muutokseen. Esimerkiksi säteily, joka on leveyspiirin, ilmaston ja topografian säätelemä ilmiö, vaikuttaa olennaisesti arktis-alpiinisen ympäristön haihduntaan ja siten kosteuden alueelliseen vaihteluun. Myös turve on useamman ympäristötekijän säätelemä ilmiö: turve on osa maaperän koostumusta, jota runsaan kasvillisuuden painanteet kerryttävät erityisen paljon. (Engstrom et al. 2005; Williams et al. 2009; Aalto et al. 2013)

3.2.1 Maaperän ominaisuudet

Maaperä on yhdistelmä vettä, mineraaleja, kaasuja ja eloperäistä aineista (Western et al. 2002). Maaperän ominaisuudet, kuten raekoko, vaikuttaa sitoutuvan kosteuden määrään erityisesti pintamaassa (Crave & Gascuel-Odoux 1997; Teuling & Troch 2005; Williams et al. 2009). Lajittunut, hienojakoinen maaperä pidättää kosteuden pintamaassa, kun taas karkeasta aineksestä koostuva maaperä suodattaa kosteutta tehokkaammin alempiin maakerroksiin (Hinkel et al. 2001; Western et al. 2002; Kuva 4). Mitä paremmin maaperä pidättää kosteutta, sitä vähemmän esiintyy kosteuden alueellista ja ajallista vaihtelua (Penna et al. 2009; Korres et al. 2015).

Maaperän koostumus säätelee vedenpidätyskykyä ja siten vaikuttaa kosteuden alueelliseen vaihteluun ja ajalliseen muutokseen (Cosby et al. 1984; Legates et al. 2011; Moeslund et al. 2013). Turpeinen maaperä sitoo kosteutta tehokkaammin kuin vähäturpeinen maa (Cosby et al. 1984; Darmody et al. 2004; Legates et al. 2011; Kuva 4). Arktis-alpiinisessa ympäristössä täysin vettynyt maa ja matalat lämpötilat hidastavat eloperäisen aineksen hajotusta, minkä seurauksena painanteisiin kertyy paikoittain paksuja turvekerroksia, mikä puolestaan lisää kosteuden pidättymistä entisestään. Turpeen esiintyminen voi olla hyvinkin laikuittaista, mikä aiheuttaa suurta vaihtelua maaperän kosteudessa (Smith et al. 2012). Myös mineraalimaan maalaji vaikuttaa maaperän kosteuteen, sillä eri maalajeilla on yksilöllinen omanaislämpökapasiteetti ja lämmönjohtokyky, mikä vaikuttaa maaperän lämpötilaan ja sitä kautta kosteuteen (Graham et al. 2012; Dong et al. 2015).

Maaperän lämpötilan ja kosteuden välillä vallitsee voimakas negatiivinen yhteys: kosteuden tiivistyminen on voimakkainta maaperän viileissä osissa ja haihdunta voimakkainta lämpimissä osissa (Humphreys 1907; le Roux et al. 2013; Kuva 4). Vaihteleva korkokuva ohjaa tuulta ja vaikuttaa paikallisiin säteilyolosuhteisiin, mikä säätelee maaperän lämpötilaa ja kosteutta (Scherrer & Körner 2010). Maaperän kosteuden tutkimuksessa ilman lämpötilaa ei tulisi käyttää maaperän lämpötilan sijaan paikallisten ympäristötekijöiden voimakkaan vaikutuksen vuoksi. Kuten maaperän lämpötila, myös kosteus vaihtelee pintamaassa enemmän kuin maaperän syvemmissä osissa: pintamaassa näkyy välittömämmin ilmaston ja säätilan vaikutus, sillä vesitase säätelee voimakkaasti maaperän kosteutta (Teuling & Troch 2005; Manfreda et al. 2007; Penna et al. 2009).

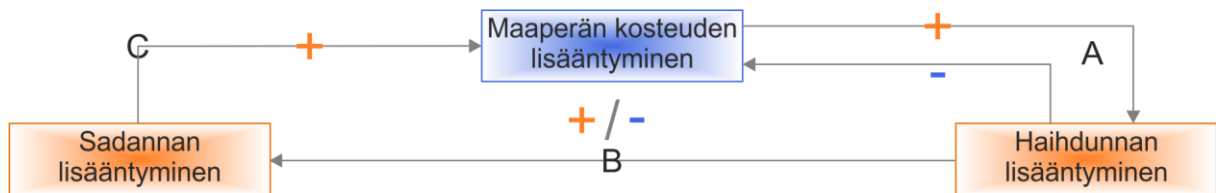


Kuva 4. Maaperän ominaisuudet säätelevät voimakkaasti kosteutta. Vasemmassa kuvassa karkea raekoko, pääasiassa mineraalimaata sisältävä koostumus ja voimakkaasta säteilystä kohennut maaperän lämpötila sekä voimistavat kosteuden haihtumista että tehostavat kosteuden valumista syvempiin maakerroksiin. Oikeassa kuvassa lajittunut ja hienojakoinen raekoko, turpeinen koostumus ja matalampi maaperän lämpötila (johtuen mm. vähäisemmästä säteilystä ja kasvillisuuden varjostuksesta) vähentävät kosteuden haihduntaa ja suodattumista. (Western et al. 2002; Darmody et al. 2004; le Roux et al. 2013)

3.2.2 Ilmasto

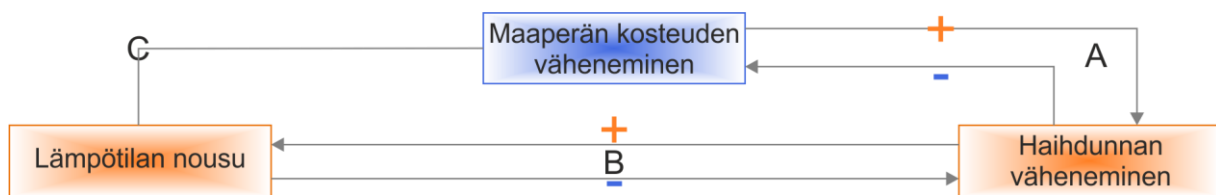
Vesitaseen on oltava positiivinen eli sadannan on ylitettävä haihdunnan määrä, jotta maaperään kertyisi kosteutta (Humphreys 1907; Grayson & Western 2001; Dai et al. 2004; Kuva 5). Vuosittaisen sademäärän ja maaperän kosteuden välillä on voimakas positiivinen yhteys ja sadanta voi paikallisesti lisätä maaperän kosteutta, mutta kohoavat pintalämpötilat tehostavat haihduntaa (Taylor & Seastedt 1994; Hinkel et al. 2001; Hinzman et al. 2005). Arktisen alueen sadannan odotetaan lisääntyvän enemmän kuin muualla maailmassa, mutta alueellinen vaihtelu on suurta myös arktisen alueen sisällä ja erityisesti talviaikaisessa sadannassa on odotettavissa suuria alueellisia eroja (IPCC 2014). Talvinen sadanta sataa arktisilla alueilla pääosin lumena, mutta erityisesti talviaikaisten vesisateiden odotetaan lisääntyvän (AMAP 2012). Tämä tulee

muuttamaan suuresti lumipeitteen paksuutta ja kestoja ja näin ollen maaperän kosteuden alueellista ja ajallista vaihtelua (Williams et al. 2009). Myös ajallisessa vaihtelussa on tapahtumassa merkittäviä muutoksia, sillä kesäsateet saattavat jopa vähentyä joillain arktisilla alueilla (AMAP 2012).



Kuva 5. Maaperän kosteuden ja sadannan positiivinen takaisinkytkentä. A: Maaperän kosteuden lisääntyminen lisää myös haihduntaa. Tehostunut haihdunta toisaalta kytkeytyy takaisin kosteuteen negatiivisesti, sillä haihdunta vähentää kosteutta. B: Haihdunnan lisääntyminen vaikuttaa eri tavoin sadantaan: toisaalta se lisää sadantaa, mutta lopulta se myös vähentää sitä kosteuden vähetessä tehokkaasti haihdunnan seurauksena. C: Lisääntynyt sadanta kytkeytyy takaisin kosteuteen positiivisesti, sillä sadanta lisää kosteutta. Kuva mukailtu: Seneviratne et al. 2010.

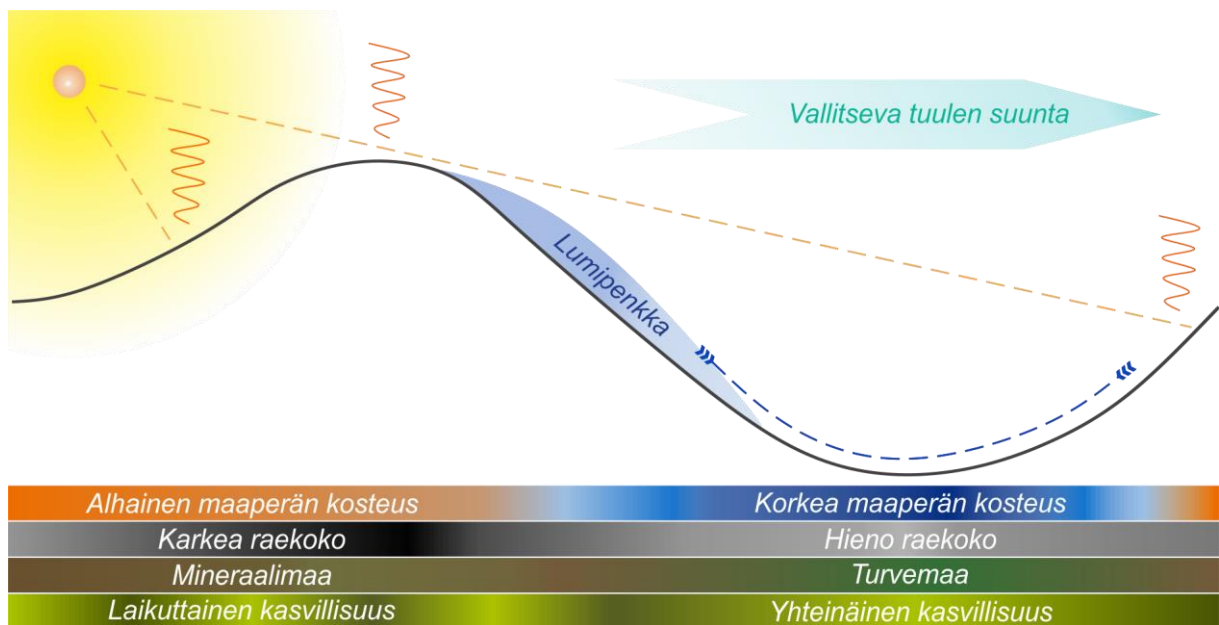
Lisääntyvästä sadannasta huolimatta ilmaston lämpeneminen voi johtaa arktisen alueen maaperän kuivumiseen nousevien pintalämpötilojen myötä, sillä voimistuva haihdunta tulee muuttamaan kosteuden alueellista ja ajallista vaihtelua (Koster et al. 2004; IPCC 2014; Kuva 6). Etenkin talvilämpötilojen odotetaan nousevan huomattavasti lähes koko arktisella alueella, mikä tulee muuttamaan ennen kaikkea lumidynamiikkaa ja sen myötä maaperän kosteutta (AMAP 2012). Kosteuden ajallisessa vaihtelussa voimakkain ympäristötekijä on arktisten alueiden voimakas vuodenaikaisyykli (Wilson et al. 2004; Williams et al. 2009; Garcia-Estringana et al. 2013). Vuodenaikaisuudesta seuraavat kosteuden muutokset ovat sidottu ennen kaikkea paikallisiin ympäristötekijöihin, kuten topografiseen vaihteluun (Wilson et al. 2004).



Kuva 6. Maaperän kosteuden ja lämpötilan negatiivinen takaisinkytkentä. A: Maaperän kosteuden väheneminen vähentää myös haihduntaa. Mitä vähemmän kosteutta on maaperässä, sitä tehostomammin kosteutta haihtuu, jolloin haihdunnan merkitys vähenee. B: Haihdunnan väheneminen tehostaa lämpövuota, joka nostaa ilman lämpötilaa. Lämpötilan nousu kytkeytyy takaisin haihdunnan vähenemiseen negatiivisesti, toisin sanoen lämpötilan nousu lisää haihduntaa. C: Haihdunnan kautta lämpötilan nousun ja maaperän kosteuden vähenemisen välillä vallitsee selvä kausaalisuhte, mutta myös monimutkainen takaisinkytkentä. Kuva mukailtu: Seneviratne et al. 2010.

3.2.3 Topografia

Maaperän kosteus vaihtelee alueellisesti korkokovaltaan tasaisessakin maastossa, mutta monipuolisen topografian seurauksena alueiden väliset erot voivat olla suuria arktis-alpiinisessa ympäristössä (Billings 1973; Moeslund et al. 2013). Mitä vaihtelevampi korkokuva, sitä voimakkaammin topografia vaikuttaa kosteuden alueelliseen vaihteluun (Engstrom et al. 2005; Williams et al. 2009). Topografian suorat ja epäsuorat vaikutukset maaperän kosteuteen sekä muiden ilmiöiden kanssa muodostamat yhteisvaikutukset ja takaisinkytkennät tekevät siitä merkittävän kosteutta säätelevän ympäristötekijän (Beven & Kirkby 1979; Isard 1986; Aalto et al. 2013). Topografian vaikutus kosteuteen on vahvasti kytköksissä muihin ympäristötekijöihin, sillä niiden yhteisvaikutuksella on lukuisia seurauksia kosteuden alueelliseen vaihteluun sekä useita välillisiä vaikutuksia ajalliseen muutokseen (Isard 1986; Penna et al. 2009; Kuva 7).



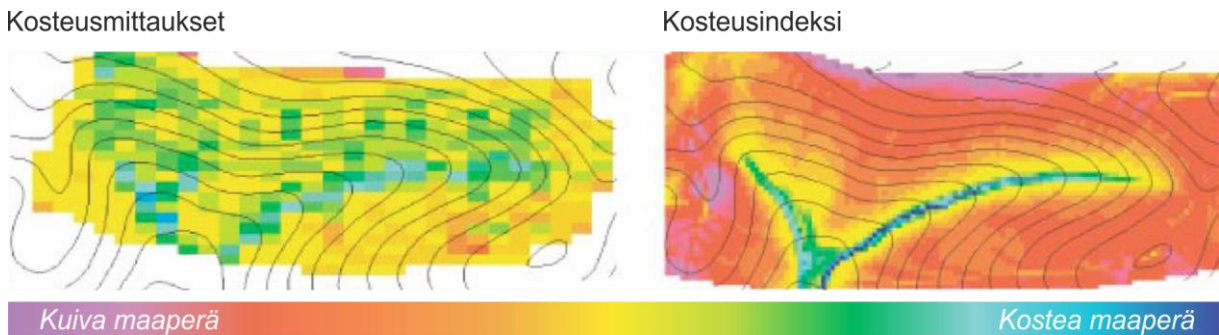
Kuva 7. Arktis-alpiininen topografia kytkeytyy lukuisiin muihin kosteutta sääteleviin ympäristötekijöihin. Harjanteilla kosteus on vähäisintä valunnan lisäksi myös voimakkaan säteilyn ja tuulen tehostaman haihdunnan vuoksi. Myös maaperän karkea raekoko ja vähäinen turpeisuus edistävät kosteuden suodattumista syvempiin maakerroksiin ja virtaamista alemmille rinteille. Painanteet ovat kosteimpia ympäristöjä, sillä mm-lumenviipymien sulamisvedet valuvat niihin. Tuuli kuljettaa ja kasaa lunta rinteiden suojapuolille, mikä aiheuttaa alueellista vaihtelua maaperän kosteudessa. Kosteat painanteet kerryttävät myös tehokkaasti kosteutta pidättävää turvetta, sillä painanteissa orgaanisen aineksen hajotus hidastuu maaperän vettyneisyyden vuoksi. Tällöin turpeudesta maaperästä hyötyvää kasvillisuutta saattaa esiintyä muuta ympäristöä runsaammin. Kuva mukailtu: Billings 1973.

Topografian pohjalta voidaan mallintaa maaperän kosteutta karkealla mittakaavatasolla (Beven & Kirkby 1979; Kaava 1), mutta lukuisten yhteisvaikutusten seurauksena pienipiirteinen vaihtelu jää topografiapohjaisissa malleissa huomioimatta (le Roux et al. 2013; Kuva 8). Säteilyn ja topografian yhteisvaikutuksen seurauksena maaperän lämpötilan vaihtelu rinteenviettosuunnan- ja viettävyuden mukaan vaikuttaa kosteuden alueelliseen vaihteluun

merkittävästi (Isard 1986; Loffler 2005). Pintavaluntaan vaikuttaa topografian lisäksi pintamaan tiiviys ja vedenläpäisevyys (Hinkel et al. 2001; Darmody et al. 2004). Tuulensuunnan mukaisesti siirtyä lämpöä ja kosteutta, mutta arktis-alpiinisessa ympäristössä merkittävin seuraus topografian ja tuulen yhteisvaikutuksesta on lumen kulkeutuminen ja kasautuminen suojaisille rinteille ja painaumiin (Billings & Bliss 1959; Williams et al. 2009; Ayres et al. 2010).

$$TWI = \ln \frac{A_s}{\tan \alpha}$$

Kaava 1. Topografisen kosteusindeksin, TWI (Topografic wetness index), kaava. Indeksi kuvaa ylärinteen veden kerääntymisalueen kokoon (A_s) ja rinteiden kulman ($\tan \alpha$) suhdetta. (Beven & Kirkby 1979)



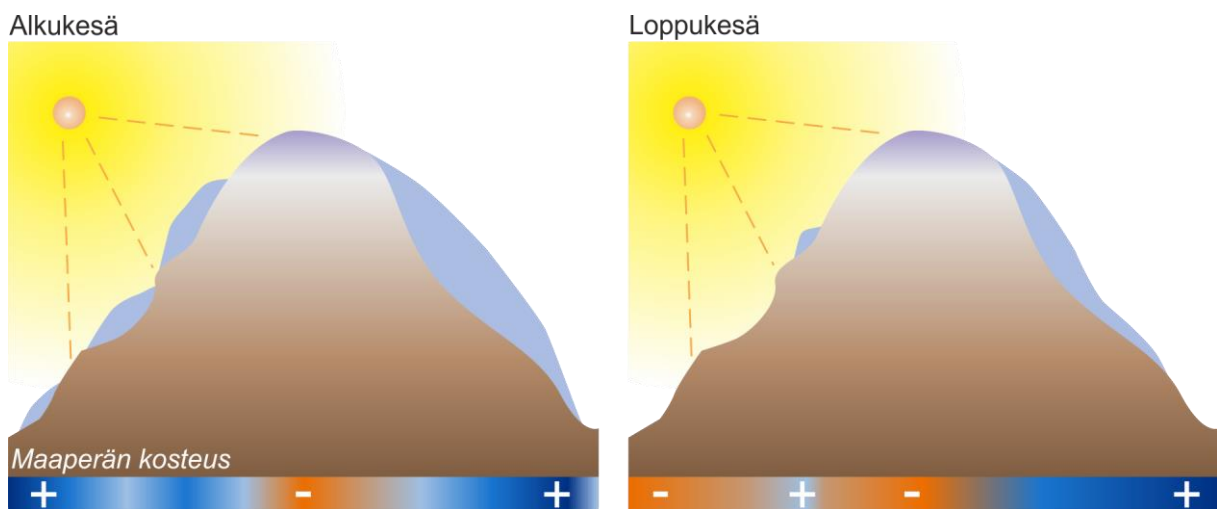
Kuva 8. Maaperän kosteuden alueellinen vaihtelu. Vasemmanpuoleinen kuva pohjautuu kentällä mitattuihin kosteusarvoihin ja oikeanpuoleinen kuva topografiseen kosteusindeksiin (Virhe. Viitteen lähde ei löytynyt.). Molemmista kuvista erottuu kahden puro muodostama kosteampi verkosto. Mittauksilla saadaan esille kosteuden pienipiirteinen heterogenia ja todenmukaisempi alueellinen esitys, kun taas topografisella kosteusindeksillä nähdään yleisempi kosteusvaihtelu. Kosteusindeksin tuottamaa karkeaa yleiskuvaa voidaan täydentää kosteusmittauksilla. (Western et al. 2002)

3.2.4. Lumi

Arktisilla alueilla lumi ja jää peittävät maata suuren osan vuodesta, osassa alueita jopa ympäri vuoden (Callaghan et al. 2011). Lumipeite vaikuttaa maaperään ja sen toimintaan eri tavoin: talvisin se suojaa pakkaselta ja tuulelta, kun taas kesällä sulava lumi vapauttaa kosteutta (Taylor & Seastedt 1994; Jaesche et al. 2003; Ayres et al. 2010). Arktis-alpiinisen ympäristön vaihtelevassa korkokuvassa lumi ja sen sulaminen säätelevät kosteuden alueellista ja ajallista vaihtelua, mikä tulee arktisen ilmaston lämpenemisen ja lisääntyvien vesisateiden myötä muuttumaan (Blankinship et al. 2014; IPCC 2014).

Pitkälle kesään säilyvät lumenviipymät vapauttavat sullessaan tasaisesti kosteutta lumipenkkojen alapuolisille alueille (Williams et al. 2009; Blankinship et al. 2014; Kuva 9). Tämän seurauksena sulamisvesivaikutteiset alueet pysyvät kuivuusjaksoinakin kosteina. Mitä

enemmän lunta on kasautunut talven aikana, sitä suurempi sulamisvesien vaikutus on muuhun ympäristöön nähden ja sitä pidempään vaikutus kestää (Luus et al. 2013). Sulamisvesien vaikutus maaperän kosteuteen korostuu etenkin suhteellisen kuivilla alueilla (Ayres et al. 2010; Blankinship et al. 2014). Ilmastonmuutoksen myötä lumipeitteen kesto lyhenee ja siten sulamisajankohta aikaistuu, mikä aiheuttaa kosteusvajeen maaperässä myöhemmin kesällä (Chapin et al. 2005; IPCC 2014). Kuivina kausina kasvillisuuden tarvitsema kosteus on paikoin etenkin lumenviipymien ja niiden hitaasti vapautuvien sulamisvesien varassa (Billings & Mooney 1968).



Kuva 9. Lumenviipymien vaikutus maaperän kosteuteen paiste- ja varjorinteillä. Vasemmanpuoleisessa kuvassa näkyy alkukesän tilanne: lumenviipymiä on eripuolilla tunturia, vain huippu on täysin lumesta vapaa. Maaperä on erityisen kuiva tunturin huipulla, kun taas rinteiden alaosat pysyvät kosteina hiljalleen sulavan lumen seurauksena. Oikeanpuoleisessa kuvassa sama tunturi on kuvattu loppukesästä: lumenviipymät ovat sulaneet pois etenkin enemmän säteilyä vastaanottavalla rinteellä. Varjorinteellä lunta on vielä paljon ja maaperä pysyy myöhään loppukesästä vielä kosteana lumenviipymän alapuoleisilla alueilla. Paisterinteellä maaperä kärsii kuivuudesta. (Williams et al. 2009; Blankinship et al. 2014)

3.2.5 Kasvillisuus

Arktis-alpiinisessä ympäristössä maaperän kosteuden ja kasvillisuuden välillä vallitsee monimutkainen vuorovaikutussuhde (le Roux et al. 2013). Kosteus säätelee monella tapaa kasvillisuutta, mutta myös kasvillisuus vaikuttaa eri tavoin kosteuteen etenkin hienolla mittakaavatasolla (Graham et al. 2012; Aalto et al. 2013). Kasvillisuuden vaikutus kosteuteen kytkeytyy voimakkaasti maaperän muihin ominaisuuksiin, kuten lämpötilaan, maanpeitteeseen ja orgaanisen aineksen määrään. Kasvillisuus kytkeytyy lisäksi myös topografiaan ja lumeen, mikä hankaloittaa selkeiden kosteuden ja kasvillisuuden kausaalisuhteiden löytämistä. Painanteet kerryttävät tehokkaasti kosteutta, minkä seurauksena niissä orgaanisen aineksen hajotus hidastuu maaperän vettyneisyyden vuoksi. Tällöin turpeisesta, kosteammassa ja

ravinteikkaammasta maaperästä hyötyvää kasvillisuutta saattaa esiintyä muuta ympäristöä runsaammin.

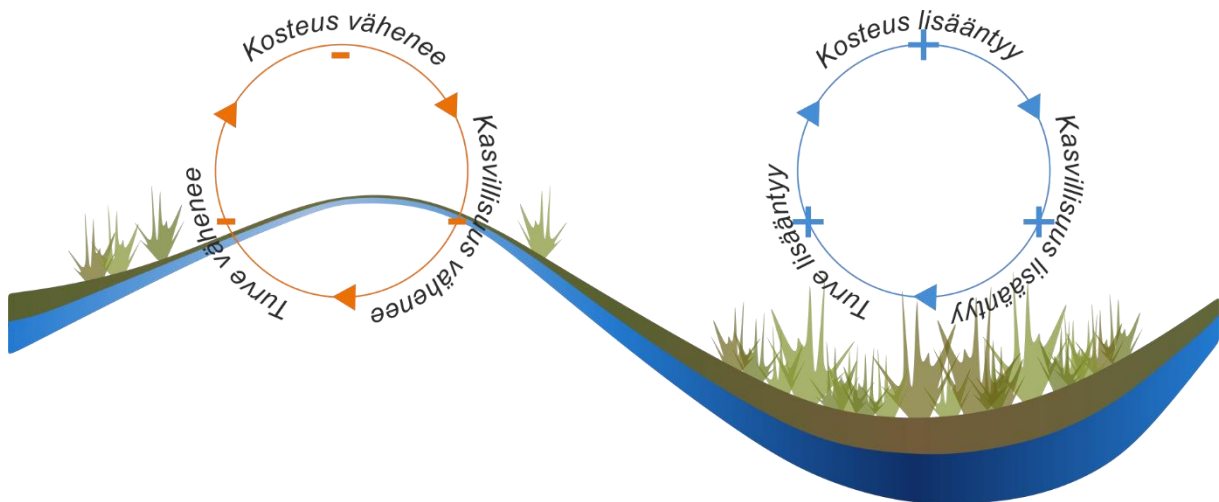
Kasvillisuuden varjostus vähentää kosteuden haihduntaa (Graham et al. 2012). Toisaalta kiivaimpana kasvukautena, heinäkuussa, kasvillisuus saattaa vaikuttaa tehokkaan transpiraation eli hengityksen kautta negatiivisesti kosteuteen (Liancourt et al. 2012). Arktiselle kasvillisuudelle tyypillinen maanmyötäinen kasvutapa myös vähentää haihtumista suojaamalla maaperää tuulelta (Billings & Mooney 1968). Lisäksi kasvillisuuden tuottama karike ja turve edistävät maaperän kosteudensitomiskykyä (Aalto et al. 2013). Tuulenpieksemät, eli kuivat harjanteet, näkyvät maisemassa karuina, kasvittomina paljastumina, kun taas painanteet tarjoavat kasvillisuudelle tuulensuojaa ja ennen kaikkea riittävän kostean maaperän (Billings 1973).

3.3 Maaperän kosteus kasvillisuuden säätelijänä

Arktis-alpiininen kasvillisuus on erityisen herkkä muuttuvalle ilmastolle: elintila vähenee lämpötilan noustessa, minkä lisäksi kilpailukykyisemmät lajit levittäytyvät yhä pohjoisemmaksi (Chapin et al. 2005; Myers-Smith et al. 2015; Seddon et al. 2016). Maaperän kosteus on osoittautunut kuitenkin lämpötilaa tärkeämmäksi kasvillisuutta sääteleväksi ympäristötekijäksi (Crimmins et al. 2011; le Roux et al. 2013). Lämpötilan noustessa nimenomaan kosteuden määrä ratkaisee, vaikuttaako lämmön nousu positiivisesti kasvillisuuteen (Winkler 2016). Kosteudella on tärkeä rooli kasvin elintoimintojen ylläpitämisessä, ravinteiden otossa ja lisääntymisessä (Billings & Bliss 1959; Billings & Mooney 1968). Kosteus myös säätelee kasvillisuuden tuottavuutta, lajirunsautta ja ennen kaikkea kasvillisuustyyppien levinneisyyttä (Darmody et al. 2004; le Roux et al. 2013; Myers-Smith et al. 2015). Maaperän kosteus on sadantaa tärkeämpi ympäristötekijä paikallisen kasvillisuuden kannalta, sillä toisin kuin sadanta, maaperän kosteus voi vaihdella lyhyelläkin etäisyydellä suuresti (Taylor & Seastedt 1994; Aalto et al. 2013).

Arktis-alpiinisessa ympäristössä kosteuden voimakas alueellinen vaihtelu näkyy kasvillisuuden mosaiikkimaisessa esiintymisessä, joka on kytkeytynyt takaisin kosteuteen turpeen muodostumisen kautta (le Roux et al. 2013; Kuva 10). Esimerkiksi lumenviipymien alapuolisten, alavien alueiden maaperä pysyy kosteana läpi kasvukauden sulamisvesien vaikutuksesta, mikä tekee alueen kasvillisuudesta usein poikkeavan muuhun ympäristöön nähden (Ryvarden 1969; Williams et al. 2009). Ilmastonmuutoksen myötä lumenviipymät voivat sulaa aiempaa aikaisemmin, mikä voi aiheuttaa kuivuusstressiä sulamisvesistä

riippuvaisille kasviyhteisöille, sillä yhä aikaisempi sulaminen voi johtaa maaperän kuivumiseen loppukasvukaudesta (IPCC 2014; Winkler 2016). Lämpeneminen vaikuttaa positiivisesti kasvillisuuteen vain, jos kosteutta on riittävästi, sillä jo lyhyetkin kuivuusjaksot voivat vaikuttaa kasvillisuuteen negatiivisesti (Billings & Bliss 1959). Tarkasteltaessa kosteutta kasvillisuuden säätelijänä on huomioitava lajien yksilöllinen kosteuden tarve, joka vaihtelee voimakkaasti lajien välillä (Myers-Smith et al. 2015; Winkler 2016).



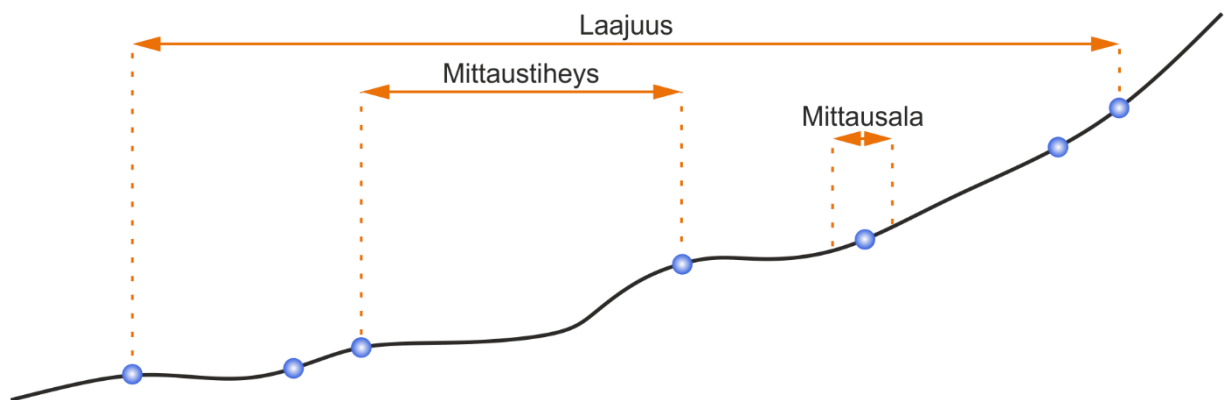
Kuva 10. Maaperän kosteuden, kasvillisuuden tuottavuuden ja turpeen muodostumisen väliset takaisinkytkennät. Kosteus (kuvassa sininen kerros) on kytkeytynyt kasvillisuuden tuottavuuteen ja turpeen muodostumiseen (ruskea kerros) sekä negatiivisesti että positiivisesti. Mitä vähemmän kosteutta on maaperässä, sitä heikommin sitä on kasvillisuuden saatavilla, mikä heikentää turpeen muodostumista, joka edistää kosteuden sitoutumista. Runsaampi kosteus edistää kasvillisuuden tuottavuutta, jolloin turvetta muodostuu runsaammin, mikä tehostaa kosteuden sitoutumista maaperään. (Billings 1973; Aalto et al. 2013)

3.4 Mittakaavan merkitys

Kosteuden alueellista ja ajallista vaihtelua tarkasteltaessa on huomioitava mittakaava (Western et al. 2002; Engstrom et al. 2005; Korres et al. 2015). Myös kosteuteen vaikuttavat ympäristötekijät ovat mittakaavasidonnaisia, eli niiden merkitys voi korostua tai vähentyä toisella mittakaavatasolla tarkasteltuna (Crave & Gascuel-Odoux 1997; Famiglietti et al. 2008). Kosteuden ja sitä säätelevien ilmiöiden mittakaavasidonnaisuus tulee huomioida erityisesti, jos kosteustietoja käytetään ja johdetaan eri mittakaavatasolle kuin jolta kosteustiedot on kerätty (Callaghan et al. 2011).

Maaperän kosteustietojen mittakaavassa on kiinnitettävä huomiota kolmeen seikkaan: laajuuteen, mittaustiheyteen ja mittausalaan (Kuva 11). Laajuus kuvaa tutkimusalueen kokoa eli äärimmäisten mittauspisteiden välistä aluetta. Jos alueen laajuus ei ole riittävän suuri, suuripiirteinen vaihtelu karsiutuu pois aineistosta eikä suurimpia ilmiöitä havaita (Korres et al. 2015). Suhteellisen pienen alueen kosteustietoja ei voida yleistää suurelle alueelle tulosten

harhaisuuden vuoksi. Mittaustiheys kuvaa yksittäisten mittauspisteiden välistä matkaa. Jos pisteiden välinen etäisyys on suuri, hienopiirteinen vaihtelu karsiutuu pois aineistosta, mikä on huomioitava erityisesti topografisesti vaihtelevassa maisemassa (Western et al. 2002). Mittausala kertoo mitattua arvoa vastaavan alueen koon. Suuri mittausala antaa tutkittavasta alueesta hyvin karkean kuvan (Western et al. 2002; Korres et al. 2015). Pistemittaukset kuvaavat vain yhden paikan sen hetkistä kosteutta, minkä vuoksi on harkittava tarkkaan minkä suuruista alaa yksittäinen mittaustulos kuvaa. Kaikkia kolme ulottuvuutta voidaan tarkastella myös ajallisina ulottuvuuksina. Tällöin laajuus kuvaa mittauskampanjaan kulunutta aikaa, mittaustiheys mittausten välillä kulunutta aikaa ja mittausala ajanhetkeä, jota yksittäinen mittausta kuvastaa.

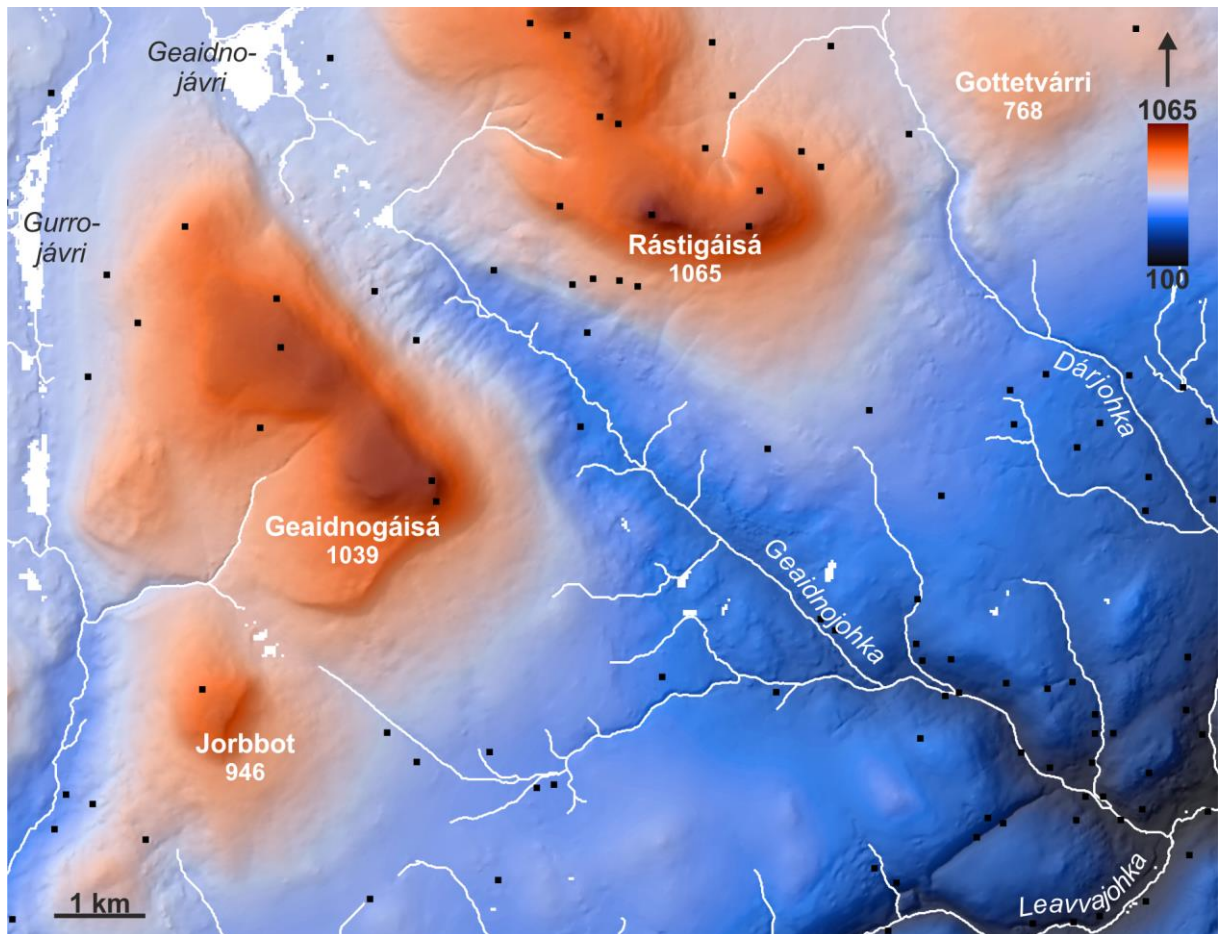


Kuva 11. Maaperän kosteuden tutkiminen vaatii mittakaavan sekä kosteutta säätelevien ympäristötekijöiden mittakaavasidonnaisuuden huomioimisen. Laajuus kuvaa tutkimusalueen kokoa, mittaustiheys yksittäisten mittauspisteiden välistä matkaa ja mittausala yksittäistä mittaustulosta vastaavaa aluetta. Näitä kolmea käsitettä voidaan tarkastella myös ajallisesta näkökulmasta. (Western et al. 2002)

4. Tutkimusalue

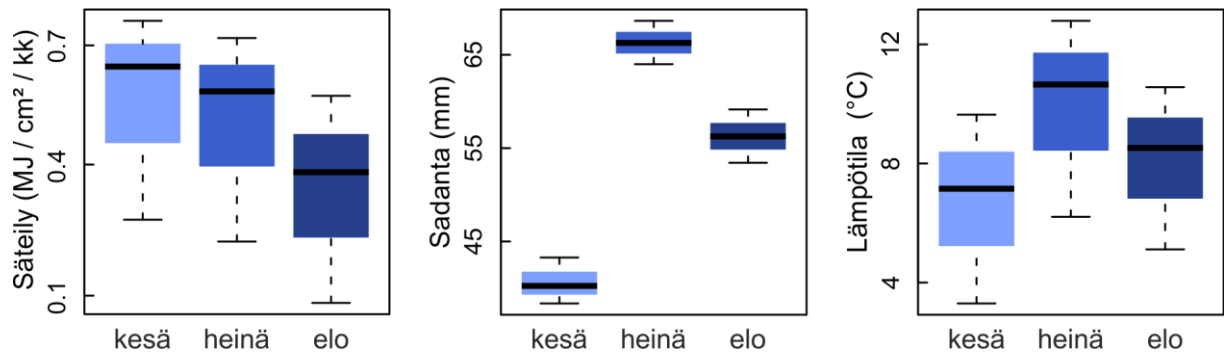
Tutkimusalue sijaitsee Skandien vuoriston itäosassa, Pohjois-Norjan Gaissane-tunturialueella, noin 40 km Pohjoisen jäämeren rannikolta (N 69° 58' E 26° 15'). Tutkimusalue on laajuudeltaan 130 km² ja suhteellista korkeuseroa on lähes kilometri (Kuva 12). Vaihteleva korkokuva kattaa lyhyilläkin etäisyyksillä laajan kirjon voimakkaita ympäristögradientteja: kosteusgradientin kuivilta paahderinteiltä vettyneille turvemaille ja kasvillisuusgradientin karuilta tunturihuipuilta lajirikkaille sulamisvesiniityille. Maisemaa hallitsevat kaksi tunturimassiivaa, Rástigáisá ja Geaidnogáisá, sekä niiden väliin jäävä rehevä jokilaakso, johon tuntureiden sulamisvedet juoksevat. Laaksoa halkoo Geiadnojojha, joka tavoittaa alueen kaakkoisosassa Leavvajohkan tämän alajuoksulla ennen Tenojokeen laskemista. Alue on vedenjakaja-alueita, sillä luoteisosan isot järvet, Geaidnojávri ja Gurrojávri, laskevat puolestaan pohjoiseen, Stuurrajohkaan.

Ihmistoiminta on tutkimusalueella vähäistä. Gottetvállilla sijaitsee miehittämätön tutka-asema ja Geaidnojávrin rannalla erämökki. Lisäksi Leavvajohkan alajuoksulta Rástigáisán ja Gottetvállin huipuille kulkevat merkityt polut.



Kuva 12. Tutkimusalueen korkokuva digitaalisen korkeusmallin pohjalta. Yli kilometriin kohoavat Rástigáisá ja Geaidnogáisá, joiden rinteille jää nivaatioita, eli lumenviipymiä, pitkälle loppukesään. Matalammat Jorbbot ja Gottetváll ovat puuttomia tuntureita. Mustat pisteet kertovat tutkimusalojen sijainnin. Nimistö noudattaa Norjan kansallisen maanmittauslaitoksen nimistöä (Norge i bilder 2015).

Arktiselle alueelle on tyypillistä viileä ja lyhyt kesä (Kuva 13). Lumi sulaa aikaisimmillaan huhtikuun viimeisellä viikolla, kun taas tunturirinteiden varjoiset lumenviipymät katoavat vasta syyskuun lopulla (Kuva 16). Vuosittainen vesitase vaihtelee jokilaaksosta tuntureiden huipuille 200 – 350 mm välillä. Lisäksi alueen kesäkuukausien säteily- ja sademäärä sekä lämpötila vaihtelevat läpi kasvukauden (0.39 – 0.65 MJ/cm²/kk; 40 – 66 mm; 7 – 10.5 °C; Aalto et al. 2016). Alkukesästä on valoisinta, mutta myös keskimäärin vähäsateisinta ja kylmintä. Keskikesä on sateisin (65 mm) ja lämpimin ajankohta (11 °C). Loppukesästä säteilyn ja sadannan määrä vähenee ja lämpötila laskee.



Kuva 13. Säteilyn, sadannan ja lämpötilan vaihtelu tutkimusalueella kesäkuukausina. Vasemmanpuoleiset pylväät kuvaavat kesäkuuta, keskimmäiset heinäkuuta ja oikeanpuoleiset elokuuta. Musta poikkiviiva kuvaa mediaania, katkoviivat osoittavat minimi- ja maksimiarvojen vaihteluvälin.

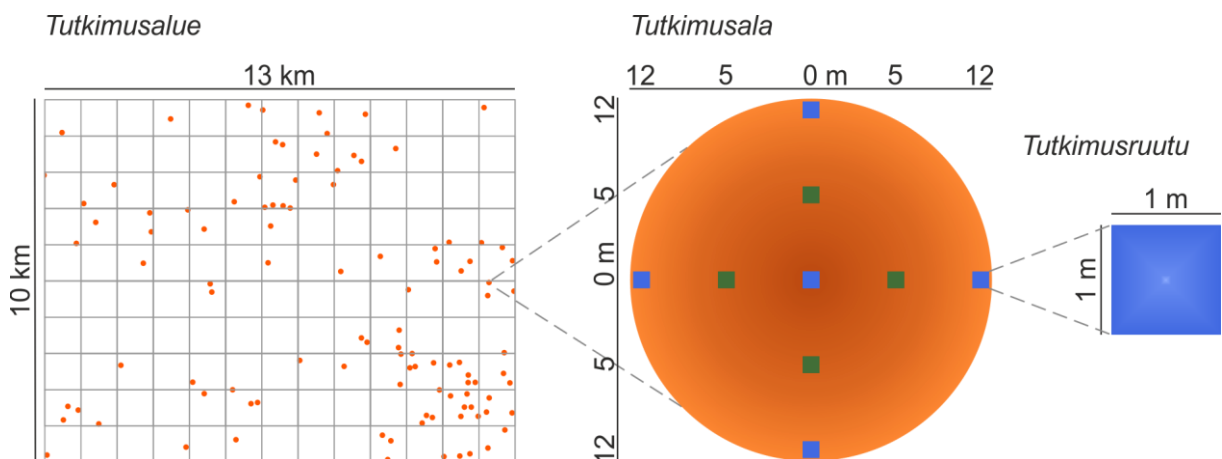
Kallioperä on pääosin prekambrista granuliittia (Føyn 1967). Granuliitin päällä lepäävä Hyolithus-vyöhyke muodostaa tunturimassiivien keskirinteille ravinteikkaan vyöhykkeen, joka on pääosin koostunut saviliuskeesta ja hiekkakivestä, toiselta nimeltään Dividal-ryhmä (Holtedahl 1930; Føyn 1967). Herkästi rapautuvaa Hyolithus-vyöhykettä peittää pinnastaan rakkakivikoiksi rapautunut Porsangerin hiekkakivilaatta (Føyn 1967). Emäksinen Hyolithus-vyöhyke tarjoaa hyvän kasvualustan kalkinvaatijalajeille, kun taas Porsangerin hiekkakivi on useimmille lajeille liian hapan (Ryvarden 1969).

Tunturikoivun (*Betula pubescens* ssp. *czerepanovii*) muodostama rikkonainen puuraja kulkee n. 400 metrissä. Kasvillisuus on runsaimmillaan jokilaaksoissa, missä valtalajeja ovat lukuisat pensasmaiset pajut (*Salix*), kun taas kuivempaa ja tuulisempaa subalpiinista paljakkaa hallitsevat maanmyötäisenä kasvavat varvut: vaivaiskoivu (*Betula nana*), pohjanvariksenmarja (*Empetrum nigrum* ssp. *hermaphroditum*), kurjenkanerva (*Phyllodoce caerulea*) sekä puolukat (*Vaccinium*-suvun lajit; Liite 1; Ryvarden 1969). Ympäristöään lajirikkaampia ovat erityisesti tunturirinteiden sulavesiniityt, joilla tavataan mm. lukuisia leinikkejä (*Ranunculus*) ja rikkoja (*Saxifraga*). Läpi maiseman heinistä, saroista ja vihvilöistä tyypillisimpiä ovat tunturisara, (*Carex bigelowii*), metsälauha (*Deschampsia flexuosa*) ja tunturivihvilä (*Juncus trifidus*). Karuimmilla kasvupaikoilla eli tunturien lakiosissa putkilokasveja ei juuri tavata satunnaisten tankeapiippon (*Luzula confusa*) ja ketunliekojen (*Huperzia selago*) lisäksi. Nimistö noudattaa Suomen tunturikasviota (Väre & Partanen 2012).

5. Aineisto

Tutkimusaineisto koostuu maastosta kerätystä mittaus- ja havainnointiaineistosta sekä topografiaan, kaukokartoitukseen ja ilmastomalliin pohjautuvista aineistoista. Tutkimusaloja on 105 ja jokainen niistä koostuu yhdeksästä neliömetrin kokoisesta tutkimusruudusta, täten

yksittäisiä ruutuja on 945 (Kuva 14). Tutkimusalojen ja lämpötilalokien sijainnit valittiin ositetulla otannalla, jotta alat kattoivat mahdollisimman monipuolisesti keskeisimmät abioottiset ja bioottiset ympäristögradientit koko tutkimusalueen laajuudelta. Otanta suoritettiin seuraavasti valikoidusta pistejoukosta: mukana oli kesällä 2014 kasvillisuuden osalta kartoitetut tutkimusalat (429 alaa 72 km² alueelta), joihin lisättiin 30 alaa, kattaamaan kaikkein kosteimpia, tuottavimpia ja myöhään sulavimpia alueita. Kesällä 2015 kartoitetuilta alueilta arvottiin alueen kokoon suhteutettuna vastaava määrä lisäalaja kuin edellisenä kesänä kartoitetulta alueelta: 370 alaa 50 km² alueelta. Tälle, yhteensä 829 tutkimusalan, joukolle suoritettiin ositettu otanta (*stratified sampling*). Otannalla valittiin tätä tutkimusta varten 100 alaa ja samalla varmistettiin, että ne kattavat edustavasti tärkeimmät ympäristögradientit: habitaattiluokka (metsä, metsänraja ja paljakka), säteily ja maaperän kosteus (perustuen SWI:hin; Saga wetness index). Ilmastogradientin kattamiseksi lisättiin vielä kolme tutkimusalaa: tutkimusalueen matalimpaan kohtaan sekä suurimpien tuntureiden, Rástigáisán ja Geaidnogáisán huipuille. Maastotöissä oli mukana kaksi varalokia (alat 104 ja 105; Liite 2), jotka päätettiin asentaa tutkimusalueen itäreunalle.



Kuva 14. Tutkimusasetelman rakenne. Eri puolilla aluetta sijaitsevat tutkimusalat kattavat tutkimusalueen 130 km² laajuuden ja koostuvat yhdeksästä tutkimusruudusta: keskustasta sekä kahdeksasta muusta ruudusta, jotka sijaitsevat 5 ja 12 metrin etäisyydellä keskustasta, neljässä pääilmansuunnassa. Vihreistä ruuduista on kartoitettu myös kasvilajit.

Mittakaavan vaikutus kosteuteen ja sitä sääteleviin ympäristötekijöihin huomioidaan tässä tutkimuksessa seuraavasti:

- i. Mikromittakaavatasolla tarkastellaan yksittäisten tutkimusruutujen (1 m x 1 m mittauala; kolme mittausta/ala) keskiarvolla kosteuden alueellista vaihtelua ja ajallista muutosta.

- ii. Mesomittakaavatasolla tarkastellaan yksittäisten tutkimusalojen (12 m x 12 m mittaussala) kosteuden sisäistä vaihteluväliä ja sen alueellista vaihtelua.
- iii. Makromittakaavatasolla tarkastellaan yksittäisten tutkimusalojen (12 m x 12 m mittaussala) keskiarvolla kosteuden alueellista vaihtelua ja ajallista muutosta.

5.1 Maastosta kerätty mittaus- ja havaintoaineisto

Suunnittelin ja johdin maaperäaineiston maastotyöt. Mittaajakohtaisten virheiden minimoimiseksi keräsin suurimman osan maaperäaineistosta. Maaperän kosteus ja lämpötila mitattiin kahtena mittausjaksona: kesä-heinäkuussa (17.–26.6.2015 ja 5.–10.7.2015) ja elokuussa (16.–25.8.2015). Tämän tutkimuksen kaikissa muissa analyyseissä, paitsi ajallisen vaihtelun tarkastelussa, käytetään elokuussa mitattuja kosteuslukemia. Maaperän vesipitoisuus suhteessa maaperän tilavuuteen mitattiin 7,5 cm syvyydeltä kolmesta kohtaa tutkimusruutua käyttäen maankosteusmittaria (FieldScout TDR 300; Spectrum Technologies, Plainfield, Inc., IL, Yhdysvallat). Lämpötila mitattiin 10 cm syvyydeltä mahdollisimman edustavasta kohdasta ruutua käyttäen lämpötilamittaria (TFX 392 SKW-T thermometer; Ebro Electronic, Ingolstadt, Saksa). Ruudusta ei otettu kosteus- tai lämpötilamittauksia, jos mittareita ei voitu asettaa tarvittavalle syvyydelle, esimerkiksi lumipeitteen tai maaston kivisyyden vuoksi.

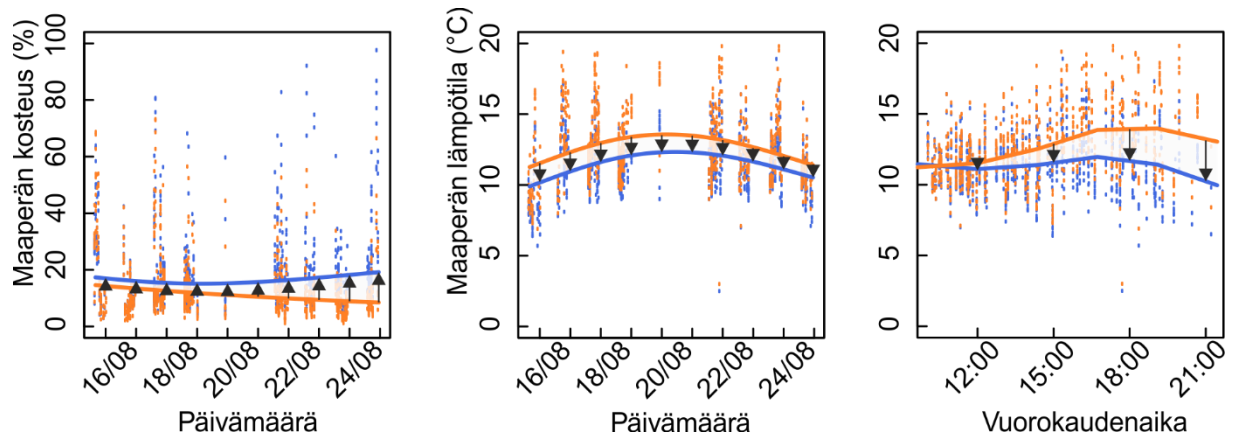
Maaperän orgaanisen aineksen paksuus mitattiin pistokairalla yhden senttimetrin tarkkuudella mahdollisimman edustavasta kohtaa ruutua, mukailien Aallon ym. menetelmää (2013). Yli 20 cm paksuiset turvekerrokset mitattiin viiden senttimetrin tarkkuudella ja yli 80 cm paksuiset turvekerrokset merkittiin aineistoon 80 cm paksuisiksi. Ruudun vallitseva raekoko arvioitiin viisiluokkaisella asteikolla mahdollisen turvekerroksen alapuolelta (Taulukko 1). Mesotopografia arvioitiin kymmenluokkaisella asteikolla, käyttäen Billingsin järjestelmään (1973) perustuvaa Aallon ym. menetelmää (2013). Ruudun mesotopografia saa arvon yksi painanteessa ja arvon 10 harjanteella. Putkilokasvipeittävyys ja lumipeite arvioitiin visuaalisesti. Alle prosentin peittävyudet arvioitiin 0,25 prosenttiyksikön tarkkuudella, alle 10 % peittävyudet yhden prosenttiyksikön tarkkuudella ja yli 10 % arvioitiin viiden prosenttiyksikön tarkkuudella. Tutkimuksessa käytetään kesäkuussa havainnoitua lumipeitteen läsnäoloa.

Taulukko 1. Tutkimusaineistossa käytetty raekokoluokitus.

Maalaji	Siltti	Hiekka	Sora	Kivi	Lohkare
Raekokoluokka	1	2	3	4	5
Maksimikoko (mm)	0,2	2,0	20,0	200,0	-
Minimikoko (mm)	-	0,2	2,0	20,0	200,0

Kasvilajiaineisto kerättiin kahtena kesänä (2014 & 2015). Osallistuin molempina kesinä putkilokasvien lajikartoitukseen. Tässä työssä aineistosta käytetään putkilokasvien läsnäolotietoa (Liite 1). Kartoitettujen ruutujen lukumäärä on 420, sillä lajisto kartoitettiin ruuduista, jotka ovat viiden metrin etäisyydellä tutkimusalan keskustasta (Kuva 14). Tunturikoivikossa myös mahdollinen latvuspeittävyys otettiin huomioon.

Kesäkuussa asensin työparini kanssa 105 lämpötilalokia mittaamaan ilman lämpötilavaihteluita läpi kesän (Thermo-Chron iButtons, San Jose, CA, Yhdysvallat). Lämpötilaloki asennettiin tutkimusalan keskustaan metrin korkeudelle maanpinnasta. Elokuun mittausjakson ajaksi asennettiin kolme kannettavaa sääasemaa mittaamaan maaperän kosteuden vaihtelua (WatchDog 2800 Weather Station; Spectrum Technologies, Inc., Plainfield, IL, Yhdysvallat). Sääasemat asennettiin tunturikoivikkoon, tuulenpieksemälle harjanteelle ja rinteiselle puronvarrelle paljakalle (tutkimusalat 34, 36 ja 51; Liite 2). Lämpötilalokien ja sääasemien aineistolla korjattiin mittausjakson pituuden aiheuttamat vaikutukset elokuun kosteus- ja lämpötila-arvoihin (Kuva 15; Liite 3). Lisäksi lämpötila-arvoista korjattiin vuorokaudenajankohdan vaikutus. Korjaus tehtiin luomalla lämpötilalokien ja sääasemien mittauksissa tapahtuneista muutoksista ennusteet GAM-mallinnusmenetelmällä käyttämällä gaussilaista virhejakaumaa (kts. luku 6.4). Sääasemien mittaamille kosteusarvoille tehtiin logaritmuunnos, jotta aineistoa voitiin käsitellä normaalijakautuneena. Selittäväenä muuttujana käytettiin mittausajankohtaa tunnin tarkkuudella. Mallin tasoitusfunktion vapausasteen annettiin vaihdella yhden ja neljän välillä ($k = 4$). Kertaalleen korjatut lämpötila-arvot mallinnettiin toistamiseen käyttämällä gaussilaista virhejakaumaa, selittäjänä mittaushetken vuorokaudenaika minuutin tarkkuudella ja vapausasteena arvoa 4 ($k = 4$). Korjattuja kosteus- ja lämpötila-arvoja käytetään kosteuden alueellisen vaihtelun tutkimiseen sekä mallinnussovelluksessa, jossa tarkastellaan kosteuden merkitystä putkilokasvilajien levinneisyydelle.



Kuva 15. Maaperän kosteus- ja lämpötilamittausten korjaus. Jotta mitattujen ruutujen kosteus- ja lämpötilamittauksia voidaan verrata toisiinsa, on aineisto korjattava eli ajankulumisen vaikutus on minimoitava. Vasemmalla mitattujen kosteusarvojen korjaus, keskellä lämpötila-arvojen mittausjakson pituuden korjaus ja oikealla lämpötila-arvojen vuorokaudenajankohdan korjaus. Mitatut arvot ovat oranssilla, korjatut arvot sinisellä. GAM-mallinnusmenetelmällä tuotettu ennusteet kuvaavat mitattuja arvoja oranssilla viivalla, korjattuja arvoja sinisellä viivalla. Vapausasteen annettiin vaihdella yhden ja neljän välillä ($k = 4$). Nuolet kuvaavat korjauksen suuntaa.

Mikrotason, eli yksittäisten tutkimusruutujen, kosteuden alueellista vaihtelua tutkitaan tarkastelemalla 584 yksittäisen ruudun kosteuden keskiarvoa. Tutkituista 945 ruuduista jätettiin pois 361 ruutua, joista ei saatu mitattua kosteutta (esim. kivisyyden ja/tai ohuen maaperän vuoksi) sekä ne, joilla ei käyty kesäkuussa havainnoimassa lumipeitteen läsnäoloa. Mesotason, eli tutkimusalojen sisäistä, alueellista kosteuden vaihtelua tutkitaan 103 yksittäisen alan kosteuden vaihteluvälillä. Tutkituista 105 alasta jätettiin pois alat nro. 79 ja 61, eli Rástigáisán ja Geaidnogáisán huippujen alat (Liite 2), joista ei ohuen tai puuttuvan maaperän vuoksi saatu kuin yksi kosteusmittaus Geiadnogáisán huipulta. Alueellisen makrotason, eli yksittäisten alojen, kosteutta tutkitaan 104 yksittäisen tutkimusalan kosteuden keskiarvolla, sillä tutkituista 105 alasta jätettiin pois vain ala nro. 79.

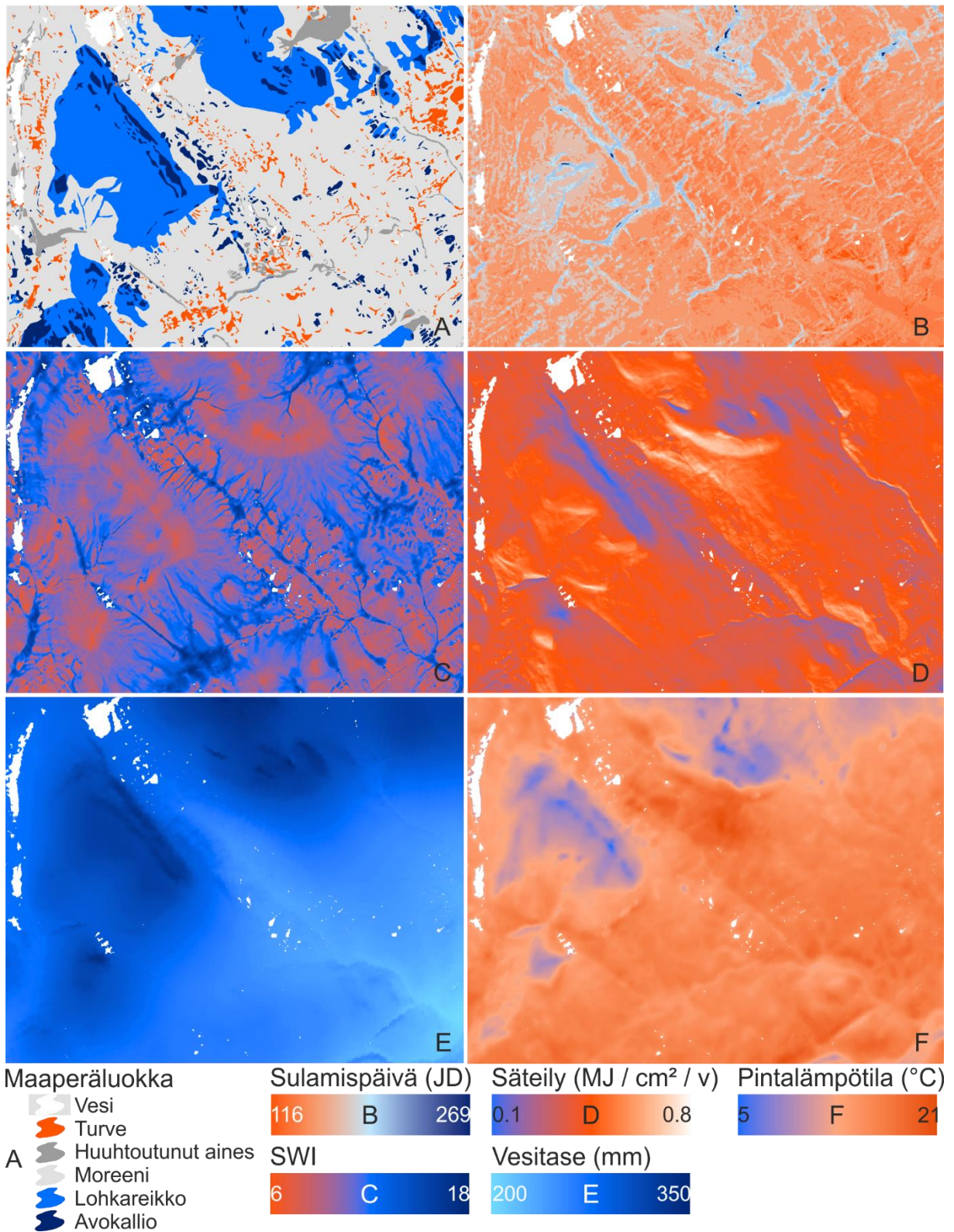
5.2 Topografiasta, kaukokartoituksesta ja ilmastomallista johdetut aineistot

Digitaalinen korkeusmalli (tästä lähin DEM, Digital elevation model) ladattiin Norjan kansallisen maanmittauslaitoksen paikkatietopalvelusta (Kartverket 2015). DEM:n resoluutio on 10 x 10 metriä. DEM:stä laskettiin ruudun absoluuttinen korkeus, minkä lisäksi siitä tuotettiin useita rasterikuvia: Saga-paikkatieto-ohjelmiston kosteusindeksi (tästä lähin SWI, Saga wetness index; Conrad et al. 2015), vuosittaisen säteilyn määrä ja kalkkisuusindeksi (Kuva 16). Rasterikuvista poimittiin tutkimusaloja vastaavien pikseleiden arvot käyttämällä Arc GIS -ohjelman *Extract multivalued to point* -työkalua (Esri 2012).

SWI perustuu Beven & Kirkbyn (1979) luomaan kosteusindeksiin (TWI, topographical wetness index; Kaava 1), mutta SWI on TWI:tä yksityiskohtaisempi (Böhner & Selige 2006). SWI ei oletta veden virtaavan tasaisesti ohuena kerroksena, vaan kaarevuudeltaan koverat alueet saavat realistisemmän indeksiarvon (Böhner & Selige 2006). Säteily laskettiin McCunen ja Koenin (2002) algoritmilla käyttäen rinteen viettosuunta- ja kaltevuustietoja sekä leveysastetta. Säteilyarvo kuvastaa maksimaalista vuosittain vastaanotettavan potentiaalisen säteilyn summaa olettaen pilvetöntä taivasta. Kalkkisuusindeksi perustuu DEM:n lisäksi Norjan kansallisen geologiantutkimuslaitoksen aineistopalvelusta ladattuun kallioperäkarttaan (1 : 250 000) (Berggrunn 2015). Kallioperäkartasta digitoitiin tunturimassiivien rinteitä kiertävä Hyolithusvyöhyke, eli Dividal-ryhmään kuuluva saviliuske- ja hiekkakivivyöhyke. Vyöhykkeestä laskettiin käänteisen DEM:n valuma-alueet Arc GIS -ohjelman *Spatial Analyst: Watershed -työkalulla* (Esri 2012). Indeksiarvo perustuu ruudun euklidiseen etäisyyteen hiekkakivivyöhykkeestä.

Kaukokartoitusmenetelmiä käytettiin maaperäluokitukseen sekä lumen sulamispäivän ja maanpinnan lämpötilan laskemiseen (Kuva 16). Viisiluokkainen maaperäluokitus tehtiin ilmakuvatulkinnan pohjalta käyttämällä Norjan kansallisen maanmittauslaitoksen palvelusta ladattuja hienoresoluutioisia ilmakuvavarastereita, joiden resoluutio on 1,4 x 1,4 metriä (Norge i bilder 2015). Digitoitu maaperäluokitus rasteroitiin 1 x 1 metrin resoluutioiseksi maaperäkartaksi (Niittyinen 2016). Keskimääräisen lumen sulamispäivän laskemiseen käytettiin Landsat-satelliittikuvia viimeisen 30 vuoden ajalta, mukaillen Macander et al. (2015) menetelmää (Niittyinen 2016). Pintalämpötila laskettiin Landsat-satelliitin TIRS-sensorin (Thermal infrared sensor, Landsat-kanava 10) tuottamasta infrapunakuvasta, joka on otettu elokuun mittausjakson ensimmäisenä päivänä (kuva: LC81930112015228LGN00, otettu 16/08/2015 klo 09:57). Landsat-kuvista johdettujen aineistojen resoluutio on 30 x 30 metriä.

GAM-mallinnusmenetelmällä (kts. 6.4) rakennettu ilmastomalli perustuu 791 sääaseman päivittäisiin tietoihin, jotka kattavat lähes koko Fennoskandian (Aalto et al. 2016). Ilmastomallissa käytettiin kuukausittaisia lämpötila-arvoja 30 vuoden ajalta (1981–2010), mistä laskettiin potentiaalinen evapotranspiraatio mukaillen Skov & Fennigia (2004). Vähentämällä potentiaalinen evapotranspiraatio vuosittaisesta sademäärästä saadaan erotuksena vesitase (Meteorologisk institutt 2016). Vesitaseaineiston resoluutio on 50 x 50 metriä.



Kuva 16. Maaperä-, sulamispäivä-, SWI-, säteily-, vesitase- ja pintalämpötilakuvat eli tutkimuksen meso- ja makrotason ympäristömuuttujat. Tutkimusalue kattaa monia intensiivisiä ympäristögradientteja, kuten kosteus-, säteily- ja lumigradientit. Valitut ympäristömuuttujat vaihtelevat voimakkaasti ja ne muodostavat merkittäviä yhteisvaikutuksia paikallisesti. Esimerkiksi lumenviipymät (tummansiniset alueet sulamispäivän rasterikuvassa) ovat säteilyn, vesitaseen ja pintalämpötilan säätelemiä. SWI:n mukaan kosteimmat alueet sijaitsevat painanteissa, jotka maaperäluokkansa puolesta ovat pääosin turvetta (oranssi).

6. Analyysi- ja mallinnusmenetelmät

Kaikki analyysit ja mallinnukset on tehty R-ohjelmointiympäristössä (tästä lähin R; R Development Core Team 2016). Kosteuden alueellista vaihtelua ja ajallista muutosta selittävien ympäristötekijöiden tutkimiseen käytettiin kahta monimuuttujamenetelmää: yleistettyä lineaarista mallia R-peruskirjastosta (tästä lähin GLM, Generalized linear model) ja mgcv-kirjaston yleistettyä additiivista mallia (tästä lähin GAM, Generalized additive model; Wood 2011). Molemmat menetelmät ovat enenevin määrin yleistyneet maaperän ominaisuuksien kvantitatiivisessa tutkimuksessa (McKenzie & Ryan 1999; McBratney et al. 2000). Mallinnussovelluksessa käytettiin biomod2-kirjaston (Thuiller et al. 2016) neljää mallinnusmenetelmää: GLM (Nelder & Wedderburn 1972), GAM (Hastie & Tibshirani 1987), yleistetty luokittelupuumenetelmä (tästä lähin GBM, Generalized boosted models / BRT, Boosted regression tree; Ridgeway 1999) ja satumetsä (tästä lähin RF, Random forest; Breiman 2001). Kosteuden mallinnuksessa ja mallinnussovelluksessa useamman menetelmän rinnakkainen käyttö tuo esiin menetelmien vahvuudet ja heikkoudet, sekä tuo luotettavuutta tuloksiin.

6.1 Spatiaalinen autokorrelaatio

Mikrotasolla mittausalojen lyhyin etäisyys toisiinsa on vain viisi metriä (Kuva 14), mikä voi aiheuttaa spatiaalista autokorrelaatiota (tästä lähin SAC, Spatial autocorrelation). SAC ilmenee kun mittauksia tehdään lähellä toisiaan, sillä lähellä sijaitsevat alueet muistuttavat enemmän toisiaan kuin kaukana toisistaan sijaitsevat alueet (Tobler 1970). SAC voi aiheuttaa harhaisuutta tuloksissa ja johtopäätöksissä, sillä mallinnusmenetelmät olettavat havaintojen itsenäisyyttä (Dormann et al. 2007). SAC:n tarkasteluun käytettiin ape-kirjaston Moranin indeksiä (Paradis et al. 2004). Moranin indeksillä testattiin mallien residuaalien eli jäännösvirheen SAC kaikkien maaperän kosteutta käsittelevien GLM- ja GAM-mallien osalta.

6.2 Ympäristömuuttujien väliset korrelaatiot

Multikollineaarisuuden varalta ympäristömuuttujien välisiä yhteyksiä tutkittiin testaamalla ne eri muuttujatyypeille sopivilla korrelaatiokertoimilla ja eri korrelaatiokertoimille sopivilla riippuvuustesteillä (Taulukko 2). Ympäristömuuttujien välisten korrelaatioiden ei tulisi ylittää arvoa $|0,70|$ mallien luotettavuuden ja tulkittavuuden varmistamiseksi (Dormann et al. 2007). Jatkuvien muuttujien keskinäisiä korrelaatioita tarkasteltiin R-peruskirjaston Spearmanin

korrelaatiokertoimen avulla. Jatkuvan ja luokkamuuttujan korrelaatio tutkittiin polycor-kirjaston (Fox 2015) polyseriaalisella korrelaatiokertoimella (Drasgow 1986). Pearsonin korrelaatiokertoimen erikoistapausta, ltm- kirjaston (Rizopoulos 2006) piste-biserialista korrelaatiokerrointa, käytettiin binäärisen ja jatkuvan muuttujan välisen korrelaation tarkasteluun (Lev 1949). Korrelaatioiden tilastollinen merkitsevyys arvioitiin tarkastelemalla niiden p-arvoa käyttäen Spearmanin korrelaatiotestiä, Kruskal-Wallis testiä ja khii²-testiä.

Taulukko 2. Ympäristömuuttujien keskinäisten yhteyksien testaamiseen käytetyt korrelaatiokertoimet (oranssilla) ja korrelaatioiden tilastollisen merkitsevyyden testaamiseen käytetyt korrelaatiotestit (sinisellä).

	Jatkuva muuttuja	Luokkamuuttuja	Binäärinen muuttuja
Jatkuva muuttuja	Spearman	Polyseriaalinen	Piste-biserialinen
Luokkamuuttuja	Polyseriaalinen		Polyseriaalinen
Binäärinen muuttuja	Piste-biserialinen	Polyseriaalinen	
Jatkuva muuttuja	Spearman	Kruskal-Wallis	Kruskal-Wallis
Luokkamuuttuja	Kruskal-Wallis		khii ²
Binäärinen muuttuja	Kruskal-Wallis	khii ²	

6.3 Yleistetty lineaarinen malli

Kahden muuttujan välistä riippuvuussuhdetta voidaan tarkastella yksinkertaisimmillaan lineaarisella mallilla (tästä lähin LM), joka perustuu suurimman todennäköisyyden arvioon (Nelder & Wedderburn 1972). LM sovittaa vastekäyrän havaintojen muodostamaan pisteparveen minimoiden summatun jäännösvirheen, eli havaintojen etäisyyden vastekäyrään. LM olettaa vastemuuttujan olevan normaalisti jakautunut ja selittävän muuttujan jatkuva (Franklin 2010). LM:iin perustuva GLM soveltuu myös muiden kuin normaalisti jakautuneiden aineistojen, kuten maaperäaineiston, mallintamiseen (Nelder & Wedderburn 1972). Tutkimuksessa ei-normaalisti jakautuneen vastemuuttujan jakaumaa korjataan virhefunktiolla, kosteuden tapauksessa logaritmisella muunnoksella. Tällöin voidaan käyttää normaalijakautuneelle aineistolle sopivaa gaussilaista virhejakaumaa (Franklin 2010). GLM:llä mallinnettaessa selittävä muuttuja voi olla jatkuvan muuttujan sijaan myös kategorinen tai binäärinen (esim. raekoko tai maaperäluokka), mikä on yleistä maaperäaineistojen mallinnuksessa (Nelder & Wedderburn 1972; Lane 2002). Muuttujista on kuitenkin oltava riittävä määrä havaintoja, muutoin tulos voi osoittautua epätodennäköiseksi. GLM-menetelmää käytettiin yksinomaan muuttujien välisten suhteiden minimalistiseen tarkasteluun, minkä vuoksi GLM-malleissa käytetään vain ensimmäisen asteen termejä. Minimalistisella tarkastelulla haluttiin tutkia, vallitseeko muuttujien välillä lineaarisia yhteyksiä.

6.4 Yleistetty additiivinen malli

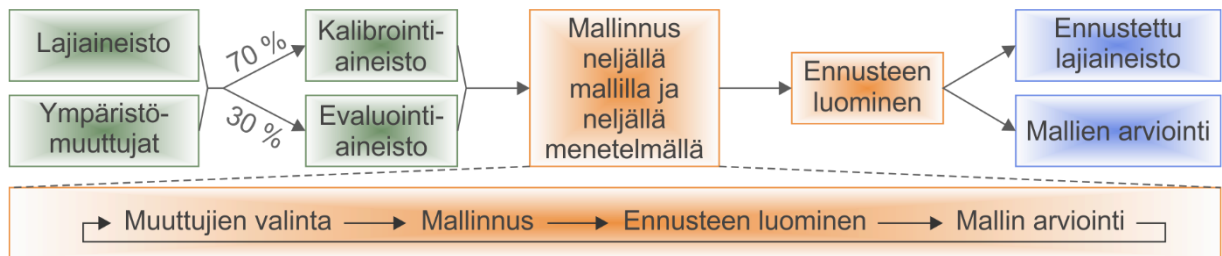
GAM on GLM:n kaltainen joustava monimuuttujamallinnukseen soveltuva menetelmä, jossa GLM:stä poiketen annetaan selittäjille vapausasteita. Vapausasteiden mukaan malli rakentaa tasoitusfunktion, joilla malli taivuttaa vastekäyrän sopimaan mallinnettavaan aineistoon (Hastie & Tibshirani 1987). Vastekäyrä ei tällöin ole lineaarinen, sillä GAM löytää annettujen vapausasteiden puitteissa aineiston eriosat ja vastekäyrä taipuu eri suuntiin löytäessään pisteparvesta keskenään erilaisia osia (Franklin 2010). GAM tunnistaa aineiston sisältä eri tavoin käyttäytyviä osia sen sijaan, että se kohtelisi koko aineistoa homogeenisena kokonaisuutena (Hastie & Tibshirani 1987). Korkeampi vapausaste voi näkyä sovittavampana vastekäyränä, minkä vaarana on ylisovittava malli, josta uupuu yleistettävyyttä (Franklin 2010). GAM on ikään kuin GLM:n joustavampi versio, mutta menetelmiä yhdistää se, että kummankin mallin parametreja voidaan muuttaa aineistoon mallintamiseen sopiviksi (Hastie & Tibshirani 1987; Lane 2002). GAM:ia suositetaan alueellisessa mallinnuksessa sen tuottamien ennusteiden tarkkuuden vuoksi (Franklin 2010). Kaikki tässä tutkimuksessa esitetyt kuvaajat ja ennustekartat on tuotettu käyttämällä GAM-menetelmää ja vapausasteen on annettu vaihdella yhden ja neljän välillä ($k = 4$).

6.5 Maaperän kosteuden mallinnussovellus

Mallinnussovelluksessa testataan maaperän kosteuden merkitystä putkilokasvien levinneisyyteen. BIOMOD (BIODiversity MODelling) on lajilevinneisyysmallinnukseen (tästä lähin SDM, Species distribution modelling) (Guisan & Thuiller 2005) kehitetty menetelmäkokoelma, joka käyttää useaa mallinnusmenetelmää suurimman ennustetarkkuuden saavuttamiseksi (Thuiller 2003). GLM:n ja GAM:n lisäksi biomod2-kirjaston kymmenestä mallinnusmenetelmästä tutkimuksessa käytetään GBM ja RF. BIOMOD:ssa vastemuuttuja annetaan binäärisenä aineistona, jolloin tuloksena saadaan tieto missä mallinnettava laji on läsnä ja missä ei (Thuiller et al. 2009).

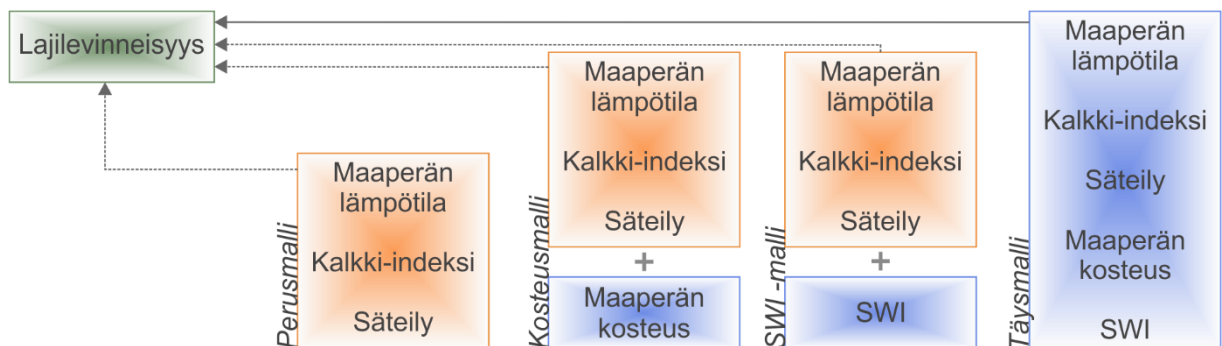
BIOMOD ristiinvalidoi eli jakaa aineiston satunnaisotannalla kahdeksi: kalibrointi- ja evaluointiaineistoiksi (Kuva 17). Ristiinvalidointikierrosten lukumääräksi asetettiin kymmenen. Tässä tutkimuksessa kalibrointiaineistolla luotiin neljä rinnakkaista mallia valituilla neljällä mallinnusmenetelmällä. Valituilla muuttujilla ja menetelmillä luotiin mallit ja näiden pohjalta ennusteet, joilla ennustettiin evaluointiaineistoon. BIOMOD:n lopputuotteena saadaan yksittäisten lajien ennusteiden lisäksi yksittäisten muuttujien suhteellinen tärkeys.

Muuttujien suhteellinen tärkeys lasketaan kaikkien neljän mallinnusmenetelmän keskiarvona ja tärkeys arvioitiin kymmenellä kierroksella. Lisäksi pakettiin sisältyy useita arviointimenetelmiä, joilla mitattiin mallien sopivuutta ja luotujen ennusteiden hyvyttä (kts. luku 6.7).



Kuva 17. BIOMOD-menetelmäkokoelman työjärjestys. Tässä tutkimuksessa kaavion kuvaamat askeleet toistettiin kymmenen kertaa, neljällä mallilla ja neljällä menetelmällä (GLM, GAM, GBM ja RF). Valituista mallinnusmenetelmistä GBM valitsee mallissa käytettävät muuttujat useaan otteeseen.

Kosteuden merkityksen tutkimiseksi mallinnussovellus sisältää neljä rinnakkaista mallia eri ympäristömuuttujakokoonpanoilla (Kuva 18). Mallinnussovellusta käytetään 54 yksittäisen lajin mallintamiseen, millä saadaan selville kosteuden merkitys putkilokasvilajiston levinneisyydelle. Perusmalli on niistä suppein, eikä siinä oteta huomioon kosteutta tai SWI:tä, kun taas täysmallissa molemmat muuttujat ovat mukana.



Kuva 18. Mallinnussovelluksen neljä rinnakkaista mallia. Mallit ajettiin neljällä eri mallinnusmenetelmällä kymmenellä toistokierroksella.

6.5.1 Yleistetty luokittelupuumenetelmä

GBM on ekologisessa mallinnuksessa yleisesti käytetty menetelmä, joka yhdistää luokittelupuu- ja koneoppimismenetelmiä (Ridgeway 1999; Elith et al. 2008; Franklin 2010). GBM on GLM:a ja GAM:a huomattavasti joustavampi, lisäksi GBM poikkeaa sillä, ettei aineistolle ole tarpeen tehdä muunnoksia (Elith et al. 2008). GBM valittiin tässä tutkimuksessa yhdeksi lajilevinneisyysmallinnuksen menetelmäksi, sillä se soveltuu trendien ja kynnysarvojen etsimiseen etenkin suurista, monitasoisista aineistoista (Franklin 2010).

Luokittelupuumenetelmässä aineisto jaetaan useaan kertaan ns. oksankohdista kahteen eri haaraan. Oksankohta syntyy, kun aineisto jaetaan mahdollisimman optimaalisesti jonkin selittävän muuttujan mukaan kahdeksi mahdollisimman yhtenäiseksi oksaksi. Aineistoa jaetaan oksankohdista, kunnes puuhun muodostuu oksien päihin lehdet, eli mahdollisimman homogeeninen joukko, joille lasketaan vastekäyrät (Ridgeway 1999; Franklin 2010). GBM valitsee mallissa käytettävät muuttujat, minkä se toistaa mallinnuksen aikana lukuisia kertoja (Elith et al. 2008). Koneoppimista GBM käyttää luomalla useita yksityiskohtaisia luokittelupuita, jotka se yhdistää yhdeksi yleistäväksi malliksi (Ridgeway 1999). Tässä tutkimuksessa käytettiin pääasiassa BIOMOD:n ennalta asetettuja parametreja: puiden lukumääränä 1000 (*n.trees*), interaktioiden määränä neljä (*interaction.depth*) ja koulutusaineiston havaintojen osuutena seuraavan puun koostumuksesta 0,75 (*bag.fraction*), minkä lisäksi aineisto ristiinvalidotiin (*perf.method* = 'cv').

6.5.2 Satumetsä

RF on tehokas koneoppimismenetelmä, jota käytetään kasvavin määrin ekologisessa mallinnuksessa, sillä menetelmä kokoaa yhteen tuhansien yksityiskohtaisten luokittelupuiden tulokset (Franklin 2010). RF:lla aineisto jaetaan satunnaisotannalla kahteen joukkoon: toinen joukko jaotellaan luokittelupuumenetelmällä, toista joukkoa käytetään testaamaan luotua puuta (Breiman 2001). RF jakaa aineiston jopa tuhansia kertoja, jolloin luokittelupuu ja testausjoukko muuttuvat joka jaolla. Jokaisen puun oksat luodaan sattumanvaraisella ympäristömuuttujien kokoonpanolla (Franklin 2010). Sattumanvarainen aineiston jakaminen ja muuttujien kokoonpano lisää yksittäisten havaintojen lopullisen luokittelun tarkkuutta. Sadoista toistoista RF laskee keskiarvon ja jokainen havainto ikään kuin äänestetään siihen luokkaan, johon se on toistojen aikana luokiteltu useimmin (Breiman 2001). Tässä tutkimuksessa käytettiin BIOMOD:n ennalta asetettuja parametreja, mm. puiden lukumääräksi asetettiin 500 (*n.tree*).

6.6 Ympäristömuuttujien suhteellinen tärkeys

GLM ja GAM-menetelmien osalta yksittäisten ympäristömuuttujien merkitys vastemuuttujalle arvioitiin laskemalla jokaisen ympäristömuuttujan suhteellinen tärkeys. Mallista otetaan testattavaksi yksittäinen ympäristömuuttuja kerrallaan, vaihtaen muuttujan arvojen järjestys satunnaiseksi. Satunnaistettua muuttujaa ja varsinaisia havaittuja arvoja käytetään rinnakkaisissa, muutoin identtisissä malleissa. Molemmilla malleilla luodaan ennusteet, joita verrataan toisiinsa Spearmanin korrelaatiokertoimen avulla. Verrattujen mallien ennusteiden

välinen korrelaatio pienenee, kun mallit poikkeavat toisistaan, eli jos testattava ympäristömuuttuja on suhteellisesti tärkeä. Lopullinen muuttujan suhteellinen tärkeys saadaan vähentämällä ennusteiden välinen korrelaatio luvusta 1, jolloin arvo skaalautuu nollan ja yhden välille ja kasvaa sen mukaan mitä tärkeämpi muuttuja on kyseessä. Tässä tutkimuksessa jokaisen mallin ympäristömuuttujien suhteellinen tärkeys testattiin sadalla toistokerralla ja esitetään GLM- ja GAM-menetelmien keskiarvona.

BIOMOD:iin on sisäänrakennettu ympäristömuuttujien suhteellisen tärkeyden arviointi. Menetelmäkokoelma laskee ympäristömuuttujien suhteellisen tärkeyden laji- ja mallikohtaisesti. Tässä tutkimuksessa esitetään koostettu suhteellinen tärkeys, joka koostuu laji- ja mallikohtaisen suhteellisen tärkeyden yhteenlasketusta keskiarvosta.

6.7 Mallien arviointi

GLM- ja GAM-menetelmillä luotuja malleja arvioitiin ristiinvalidointimenetelmällä. Aineisto jaettiin satunnaisotannalla kahdeksi aineistoksi: kalibrointi- (70 %) ja evaluointiaineistoiksi (30 %). Kalibrointiaineistolla malli sovitettiin aineistoon, minkä jälkeen mallilla ennustettiin evaluointiaineistoon. Ennustettuja arvoja vertailtiin havaittuihin arvoihin evaluointiaineistossa. Valitun mallin sopivuutta aineistoon tarkasteltiin laskemalla mallin selitysaste (D^2) ja luodun ennusteen hyvyttä tutkittiin käyttämällä ennustettujen ja havaittujen arvojen välistä Spearmanin korrelaatiokerrointa ja siitä saatua p-arvoa. Ristiinvalidointi toistettiin sata kertaa, minkä jälkeen eri mallinnusmenetelmien ennustekyvyn (sata kertaa toistetut korrelaatiokertoimet) erojen tilastollinen merkitsevyys testattiin käyttäen R-peruskirjaston Wilcoxonin parittaista testiä (Wilcoxon 1945).

Mallinnussovelluksen mallien sopivuutta ja ennusteiden hyvyttä arvioidaan kolmella SDM:ssä yleisesti käytettyä ja biomod2-kirjastoon sisällytettyä menetelmää: käyrän alle jäävä pinta-ala (tästä lähin AUC, Area under curve; Hanley & McNeil 1982), todellinen tilastollinen taito (tästä lähin TSS, True skill statistic; Allouche et al. 2006) ja Cohenin kappa (tästä lähin kappa, Cohen's kappa; Cohen 1960; Monserud & Leemans 1992). AUC perustuu oikein ennustettujen lajihavaintojen (*true positive*) ja väärin osuneiden ennustettujen esiintymien (*false positive*) suhteeseen. TSS sekä kappa ovat virhematriisiin pohjautuvia menetelmiä. AUC-, TSS- ja kappa-arvojen erojen tilastollista merkitsevyyttä eri muuttujajyhdistelmien välillä arvioitiin Wilcoxonin parittaisella testillä (Wilcoxon 1945). Kolmen menetelmän rinnakkainen käyttö mallien arvioinnissa antaa luotettavuutta tuloksiin.

7. Tulokset

7.1 Spatiaalinen autokorrelaatio

Mikrotason mallien jäännösvirheet ovat voimakkaimmin spatiaalisesti autokorreloituneita, lisäksi ne osoittautuivat myös tilastollisesti merkitseviksi (Taulukko 3). Meso- ja makrotason mallien jäännösvirheiden testaus ei osoittanut mallien tulosten olevan spatiaalisesti autokorreloituneita.

*Taulukko 3. Maaperän kosteuden mallien jäännösvirheiden spatiaalisen autokorrelaatiotestin tulokset. Tilastollinen merkitsevyys: p-arvo = *** < 0,001; ** < 0,01; * < 0,1; ns ≥ 0,1 (not significant; ei merkitsevä).*

	Alueellinen			Ajallinen	
	Mikrotaso	Mesotaso	Makrotaso	Mikrotaso	Makrotaso
Havaittu	0,259	0,010	0,015	0,261	- 0,025
Odotettu	- 0,002	- 0,010	- 0,010	- 0,002	- 0,014
p-arvo	***	ns	ns	***	ns

7.2 Tunnusluvut ja muuttujien väliset yhteydet

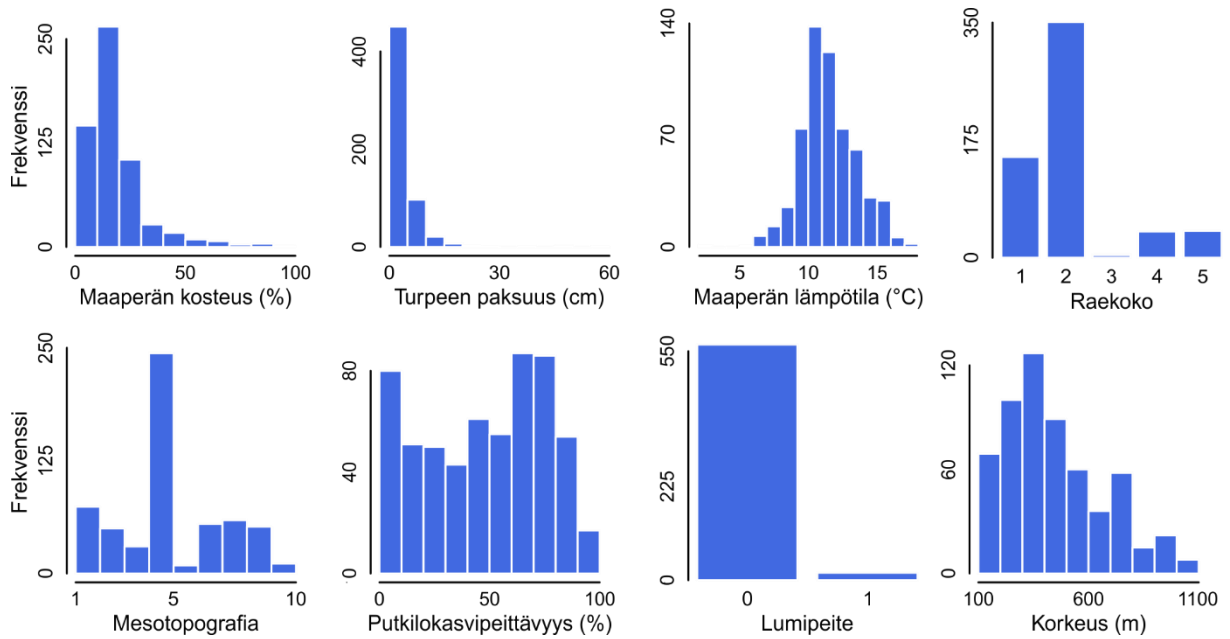
7.2.1 Alueellisen vaihtelun muuttujat

Mikrotasolla tarkastellaan yksittäisten tutkimusruutujen (n = 584, 1 m x 1 m) kosteuden alueellista vaihtelua ruudun kolmen mittauksen keskiarvolla, mesotasolla tutkimusalojen (n = 103, 12 m x 12 m) sisäistä vaihtelua alan kosteusmittausten vaihteluvälin pituudella ja makrotasolla yksittäisten tutkimusalojen (n = 104, 12 m x 12 m) kosteutta alan kaikkien mittausten keskiarvolla. Kosteus ja ympäristömuuttujat vaihtelevat voimakkaasti kaikilla mittakaavatasoilla (Taulukko 4). Mesotason ympäristömuuttujien lukuja ei esitellä erikseen, sillä ne ovat yhden tutkimusalan (ala nro. 60) lukuja vaille samat kuin makrotasolla. Luokkamuuttujien ja binäärisen muuttujan osalta keskeisiä tunnuslukuja ei voida esittää kuten jatkuvien muuttujien vastaavia (Taulukko 1; Kuva 16).

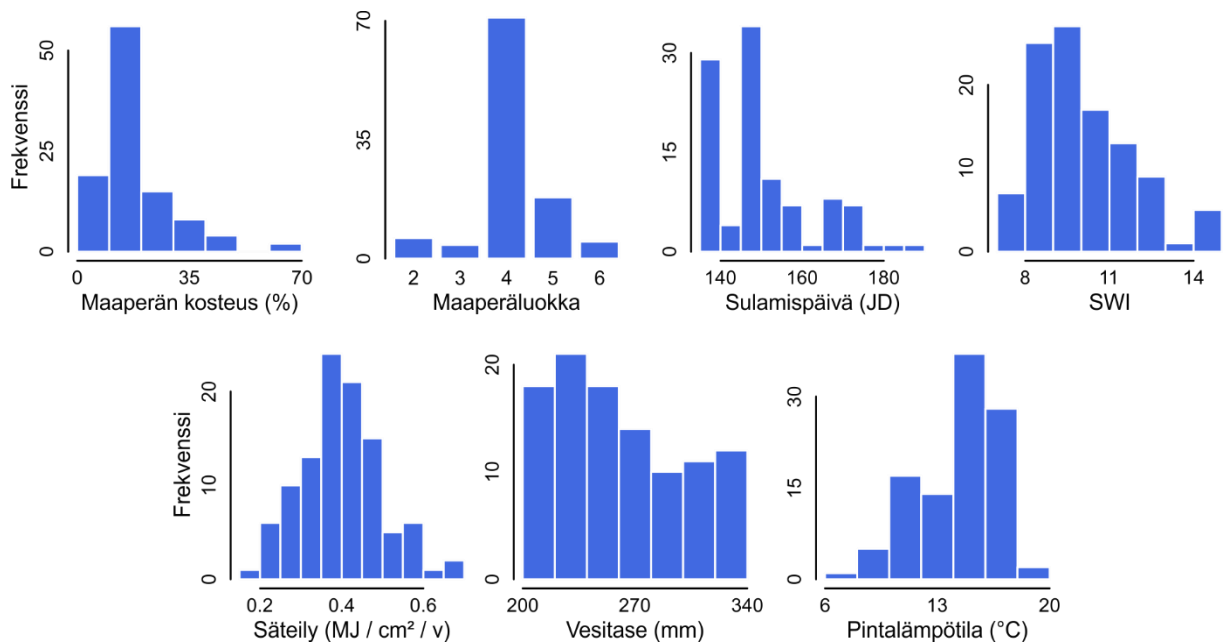
Taulukko 4. Kosteuden ja ympäristömuuttujien keskeiset tunnusluvut eri tarkastelutasoilla.

	n	Minimi	Maksimi	Vaihteluvälin pituus	Mediaani	Keskisarvo	Keskiahajonta
Mikrotason kosteus (%)	584	1,9	92,1	90,2	14,9	18,5	13,5
Turpeen paksuus (cm)	584	0	60	60	3	5	6
Maaperän lämpötila (°C)	584	2,5	17,3	14,8	11,3	11,5	2,0
Raekoko	584	-	-	-	-	-	-
Mesotopografia	584	1	10	9	5	5	2
Putkilokasvipeittävyys (%)	584	0	100	100	55	51	28
Lumipeite	584	-	-	-	-	-	-
Korkeus (m)	584	124	1035	911	393	448	220
Mesotason kosteus (%)	103	2,4	93,9	91,5	23,5	30,8	22,3
Makrotason kosteus (%)	104	3,4	67,8	64,4	15,8	18,5	11,5
Maaperäluokka	104	-	-	-	-	-	-
Sulamispäivä (JD)	104	137	185	49	150	151	12
SWI	104	7,2	14,6	7,4	9,8	10,1	1,7
Säteily (MJ / cm ² / v)	104	0,2	0,7	0,5	0,4	0,4	0,1
Vesitase (mm)	104	205,2	335,4	130,2	250,6	261,3	38,8
Pintalämpötila (°C)	104	7,8	19,1	11,3	15,1	14,4	2,5

Mikrotasolla etenkin korkeiden kosteusarvojen (> 70 %) vähäinen määrä on huomioitava (Kuva 19). Turpeen paksuuden mittauksista merkittävä osa on tehty alueilla, joilla turvetta on alle 10 cm syvyydeltä, vaikka paksuimmat turvekerrokset ovat jopa 60 cm. Myös mikrotason läsnäolohavainnot lumipeitteestä ovat aliedustettuina, kun niitä verrataan ei-läsnä -havaintoihin (17 ja 567). Meso- ja makrotason jakaumia tarkastellessa on otettava huomioon tutkittavien alojen vähäinen lukumäärä ja kosteusarvojen epätasainen jakauma (Liite 4; Kuva 20).



Kuva 19. Mikrotason kosteuden ja ympäristömuuttujien jakaumat. Kosteus, turpeen paksuus ja korkeus ovat voimakkaasti vinoutuneet, kun taas lämpötila on lähes normaalisti jakautunut. Luokkamuuttujissa (raekoko, mesotopografia ja lumipeite) yksi arvo on muita arvoja edustetumpi.



Kuva 20. Makrotason kosteuden ja ympäristömuuttujien jakaumat. Kuten mikrotasolla, myös makrotasolla kosteus on voimakkaasti vinoutunut.

Mikrotasolla suurin osa ympäristömuuttujien välisistä yhteyksistä on tilastollisesti merkitseviä, mutta korrelaatiokerroimet eivät kuitenkaan ylitä $|0,45|$ (Taulukko 5). Voimakkain positiivinen, tilastollisesti merkitsevä korrelaatio löydettiin mikrotasolla putkilokasvipeittävyuden ja turpeen paksuuden väliltä. Voimakkain negatiivinen, tilastollisesti merkitsevä korrelaatio havaittiin putkilokasvipeittävyuden ja korkeuden välillä. Myös turpeen ja korkeuden välillä on voimakas negatiivinen korrelaatio.

Taulukko 5. Mikrotason ympäristömuuttujien väliset korrelaatiot. Etumerkillä ±kirjatut korrelaatiokertoimet eivät ota korrelaation suuntaan kantaa, mutta kertovat mahdollisesta yhteydestä muuttujien välillä. Tilastollinen merkitsevyys: p-arvo = *** < 0,001; ** < 0,01; * < 0,1; ns ≥ 0,1 (not significant; ei merkitsevä).

	Turpeen paksuus	Maaperän lämpötila	Raekoko	Meso-topografia	Putkilokasvi-peittävyys	Lumipeite	Korkeus
Turpeen paksuus		-0,256	0,313	-0,062	0,428	±0,080	- 0,409
Maaperän lämpötila	***		0,024	0,185	-0,270	±0,000	0,152
Raekoko	***	***		-0,030	-0,067	±0,059	-0,066
Mesotopografia	ns	***	***		0,032	±0,286	-0,118
Putkilokasvi-peittävyys	***	***	*	ns		±0,145	- 0,425
Lumipeite	**	ns	***	ns	**		±0,195
Korkeus	***	***	ns	**	***	***	

Meso- ja makrotasojen ympäristömuuttujien välillä on huomattavasti voimakkaampia yhteyksiä, jotka kaikki ovat tilastollisesti merkitseviä (Taulukko 6). Sulamispäivän ja SWI:n sekä sulamispäivän ja vesitaseen väliset korrelaatiokertoimet ovat lähellä kriittistä arvoa |0,7|. Myös vesitaseen ja pintalämpötilan välinen yhteys on voimakas. Voimakkaista korrelaatioista huolimatta valitut ympäristömuuttujat pidettiin tutkimuksessa mukana, sillä ne vaikuttavat eri tavoin kosteuteen.

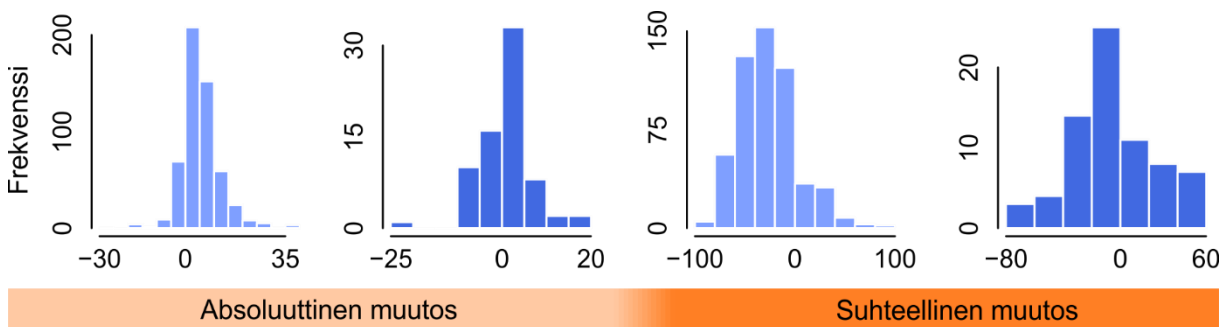
Taulukko 6. Meso- ja makrotason ympäristömuuttujien väliset korrelaatiot.

	Maaperäluokka	Sulamispäivä	SWI	Säteily	Vesitase	Pintalämpötila
Maaperäluokka		0,020	- 0,655	-0,091	0,251	-0,167
Sulamispäivä	***		0,153	-0,060	0,628	-0,335
SWI	***	ns		-0,042	0,038	-0,159
Säteily	ns	ns	ns		-0,095	0,479
Vesitase	***	***	ns	ns		- 0,586
Pintalämpötila	***	***	ns	***	***	

7.2.2 Ajallisen muutoksen muuttujat

Mikrotason, eli yksittäisten tutkimusruutujen, kosteuden ajallista muutosta tutkitaan 545 tutkimusruudulla (1 m x 1 m) käyttämällä korjaamatonta kosteusaineistoa. Tutkituista 945 ruudusta jätettiin pois 400 ruutua, joista ei kesäkuussa tai elokuussa saatu mitattua kosteutta (esim. jäisen maaperän, lumen tai sulamisveden peittämän tutkimusruudun vuoksi). Ympäristömuuttujista jätettiin pois lumipeite vähäisen läsnäolotiedon vuoksi (n = 13). Makrotason, eli yksittäisten tutkimusalojen, kosteuden ajallista muutosta tutkitaan 72 tutkimusalalla (12 m x 12 m). Tutkituista 105 alasta jätettiin pois sama ala, jota ei otettu mukaan makrotason alueellisen kosteuden tarkasteluun (ala nro. 79). Lisäksi jätettiin pois 32 alaa, joista ei ole kosteusmittauksia kesäkuun mittausjakson ajalta. Mikrotason lumipeitettä lukuun

ottamatta, mikro- ja makrotasolla käytettiin samoja muuttujia kuin alueellisen vaihtelun tarkastelussa, eikä laskenut ruutumäärä vaikuttanut oleellisesti ympäristömuuttujien välisiin yhteyksiin tai niiden tilastollisiin merkitsevyyksiin (Taulukko 5; Taulukko 6). Ajallisen muutoksen tarkastelussa käytettyjen muuttujien tunnusluvut ja jakaumat löytyvät liitteistä (Liite 5), lukuun ottamatta absoluuttisen ja suhteellisen muutoksen jakaumia (Kuva 21). Merkittävä osa muutoksesta on ollut absoluuttisilta arvoiltaan todella vähäistä, alle 10 % (VWC), mikä tulee huomioida tarkasteltaessa suhteellista muutosta. Negatiivinen muutos kertoo maaperän kuivumisesta, kun taas positiivinen muutos tarkoittaa kosteuden lisääntyneen.



Kuva 21. Maaperän kosteuden ajallisen muutoksen absoluuttisten ja suhteellisten arvojen jakaumat. Vaalean sinisellä kuvattu mikrotason jakauma, tummemmalla sinisellä makrotason jakaumat.

7.2.3 Mallinussovelluksen muuttujat

Mallinussovelluksella tutkitaan maastossa mitatun kosteustiedon vaikutusta putkilokasvien levinneisyydelle. Lajiaineistoon kertoo läsnäolotiedon putkilokasveista, joista on vähintään kahdeksan havaintoa (Liite 1). Yhteensä mallinnettavia lajeja tässä tutkimuksessa on 54. Mallinussovelluksessa käytetään tutkimusruutukohtaista kosteutta (1 m x 1 m), joka mitattiin elokuussa 374 kasvillisuuskartoitusruudusta (Kuva 14; Taulukko 7). Ruudut, joista ei saatu kosteutta mitattua (esim. kivisyyden ja/tai ohuen maaperän vuoksi), on jätetty pois (46 kpl). Mallinussovelluksessa käytettyjen muuttujien jakaumat löytyvät liitteistä (Liite 6).

Taulukko 7. Mallinussovelluksessa käytettävien muuttujien keskeisimmät tunnusluvut.

Lajisto	n	Minimi	Maksimi	Vaihteluvälin pituus	Mediaani	Keskiarvo	Keskijajonta
Maaperän lämpötila (°C)	374	6,4	17,3	10,9	11,2	11,5	1,9
Kalkki-indeksi	374	0	100	100	0	20	36
Säteily (MJ / cm ² / v)	374	0,2	0,7	0,5	0,4	0,4	0,1
Maaperäluokka	374	-	-	-	-	-	-
Maaperän kosteus	374	1,9	82,8	80,9	15,2	18,6	13,4
SWI	374	6,7	14,7	8,0	9,7	10,0	1,7

Ympäristömuuttujien välisistä tilastollisesti merkitsevistä yhteyksistä voimakkaimmat ovat kosteuden ja maaperäluokan sekä kosteuden ja lämpötilan väliset korrelaatiot, jotka ovat molemmat negatiivisia (Taulukko 8). Myös SWI:n ja maaperäluokan välillä on voimakas yhteys, joka ei kuitenkaan ole tilastollisesti merkitsevä.

Taulukko 8. Mallinussovelluksen ympäristömuuttujien väliset korrelaatiot

	Maaperän lämpötila	Kalkki-indeksi	Säteily (MJ / cm ² / v)	Maaperäluokka	Maaperän kosteus (%)	SWI
Maaperän lämpötila		0,020	0,241	0,161	-0,431	-0,072
Kalkki-indeksi	<i>ns</i>		-0,056	-0,340	0,067	0,353
Säteily (MJ / cm ² / v)	***	<i>ns</i>		-0,062	0,122	-0,060
Maaperäluokka	***	***	**		-0,432	-0,670
Maaperän kosteus (%)	***	<i>ns</i>	<i>ns</i>	***		0,201
SWI	<i>ns</i>	***	<i>ns</i>	***	***	

7.3 Maaperän kosteus ja yksittäiset ympäristömuuttujat

Maaperän kosteuden ja yksittäisten ympäristömuuttujien välisiä yhteyksiä tarkasteltiin GAM-mallinussuomenetelmällä ja siitä saadun selitysasteen (D^2) avulla. Yksittäisillä ympäristömuuttujilla mallinnettuna korkein selitysaste on turpeen paksuudella, joka selittää 20 % mikrotason kosteuden alueellisesta vaihtelusta, mikä on korkein yksittäisen selittäjän selitysaste (Liite 7). Maaperäluokka selittää 30 % ja 37 % meso- ja makrotason kosteuden alueellisesta vaihtelusta (Liite 7). Valitut ympäristömuuttujat selittävät yksittäin mallinnettuna heikosti (< 10 %) mikrotason kosteuden ajallista muutosta (Liite 8). Makrotasolla korkein selitysaste on vesitasella, joka selittää jopa 38 % kosteuden ajallisesta muutoksesta (Liite 8).

7.4 Maaperän kosteuden alueellinen vaihtelu

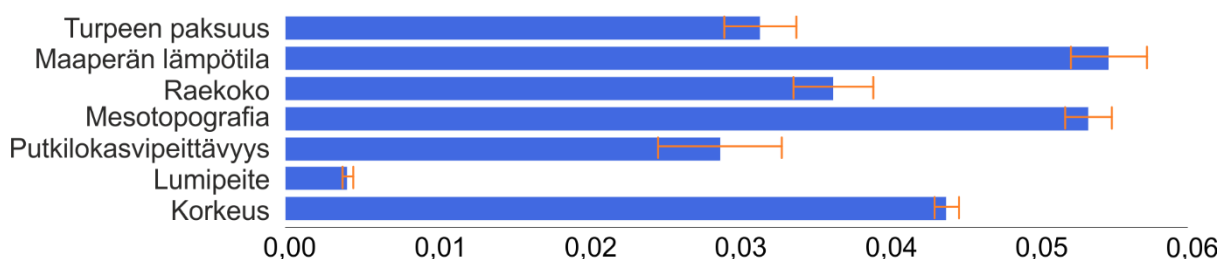
Kosteuden alueellista vaihtelua mallinnettiin GLM- ja GAM-monimuuttujamenetelmillä. Tulokset molemmilla mallinussuomenetelmillä ovat samansuuntaiset, mutta sata kertaa toistetun ristiinvalidoinnin lopputuloksena GAM-malli on tilastollisesti merkitsevästi parempi aineistoon sopivuuden ja ennustekyvyn osalta (p-arvo = ***; Taulukko 9). Tämän sekä menetelmän kuvaajien luettavuuden vuoksi tulokset esitetään vain GAM-menetelmän osalta.

Taulukko 9. GLM- ja GAM-menetelmillä mallinnetun maaperän kosteuden alueellisen vaihtelun mikro-, meso- ja makrotasojen istuvuus aineistoon ja ennustekyky. Mallinnusmenetelmien ennustekykyä testattiin Spearmanin korrelaatiokertoimella (R_s). Näytettävät tulokset ovat sadan toiston keskiarvoja. Malleja arvioitiin Wilcoxonin parittaisella testillä, minkä tuloksena kaikkien GAM-mallien istuvuus ja ennustekyky olivat tilastollisesti merkitsevästi parempia GLM:n vastaaviin verrattuna (p -arvo = ***).

	Mikrotaso		Mesotaso		Makrotaso	
	GLM	GAM	GLM	GAM	GLM	GAM
Istuvuus (%)	39,6	48,8	36,4	42,5	48,9	54,2
Ennustekyky (R_s)	60,3	64,5	34,1	41,5	37,1	45,5

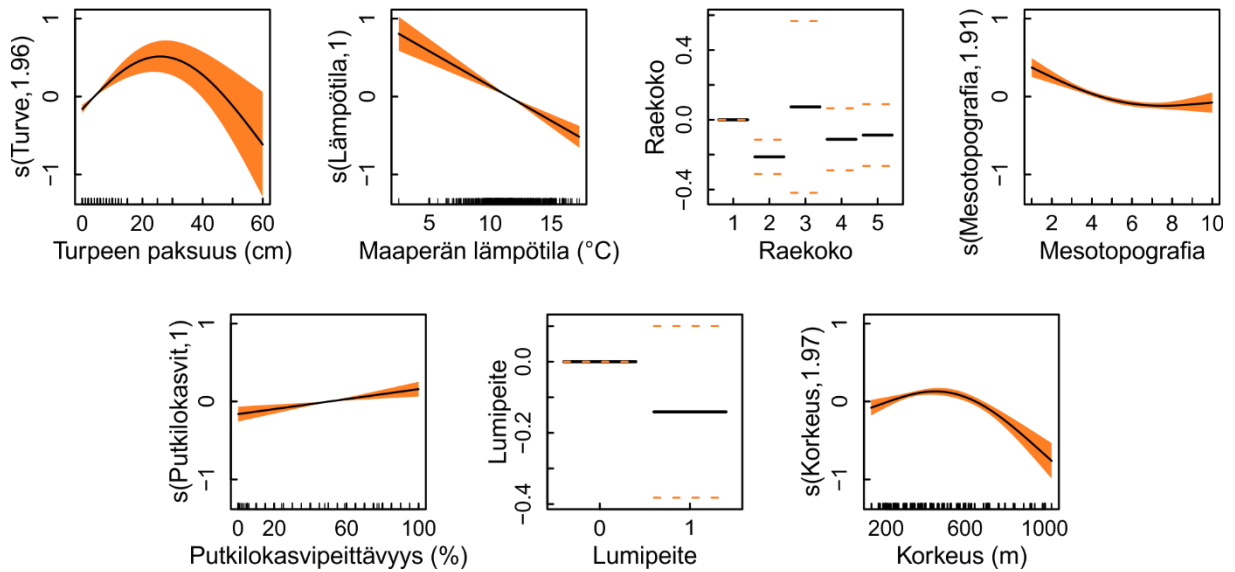
7.4.1 Mikrotaso

Mikrotason kosteuden alueelliselle vaihtelulle suhteellisesti tärkeimmät ympäristömuuttujat ovat maaperän lämpötila ja mesotopografia (Kuva 22). Tässä mallissa lumipeitteen läsnäolotieto ei ole suhteellisesti tärkeä kosteuden alueelliselle vaihtelulle.



Kuva 22. Ympäristömuuttujien suhteellinen tärkeys mikrotason kosteuden alueellisen vaihtelun selittäjinä GLM- ja GAM-menetelmien keskiarvona. Sinisissä palkeissa on muuttujien suhteellinen tärkeys (sadan toiston keskiarvo) ja oransseilla janoilla suhteellisen tärkeyden 95 %:n luottamusväli.

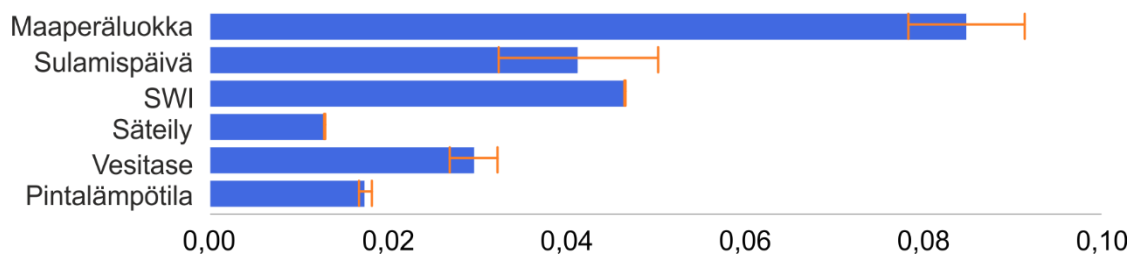
Vastekäyrät kuvaavat ympäristömuuttujien vaikutuksen suunnan ja muodon (Kuva 23). Turpeen paksuuden vastekäyrästä nähdään, että kosteus on korkeimmillaan alueilla, joilla turvetta on n. 25–30 cm. Maaperän lämpötilan vastekäyrä on voimakkaasti negatiivinen, eli kosteus laskee maaperän lämpötilan noustessa. Kosteus on korkeimmillaan siltti- ja sora-alueilla, alhaisimmillaan kosteus on hiekka-alueilla. Mesotopografian vastekäyrästä käy ilmi, että kosteus korkeimmillaan painanteissa, vähenee rinteissä ja muutos tasoittuu kohti harjanteita. Putkilokasvipeittävyden vastekäyrä kertoo peittävyuden vaikutuksen olevan positiivinen, eli peittävän kasvillisuuden alueilla kosteus on korkeammalla kuin vähäisen kasvillisuuden alueilla. Kosteus on matalampi alueilla, joita lumi on peittänyt kesäkuussa, kuin lumettomilla alueilla. Korkeuden negatiivinen vaikutus kosteuteen kasvaa korkeuden myötä.



Kuva 23. Mikrotason alueellisen vaihtelun ympäristömuuttujien vastekäyrät GAM-menetelmällä. Pystyakselilla kuvattuna mallisuure ja vaaka-akselilla ympäristömuuttujien havaitut arvot. Oranssi alue kertoo vastekäyrän epävarmuudesta. Luokkamuuttujan ja binäärisen muuttujan vastekäyriä tulkitaan seuraavasti: muiden luokkien kosteustasoa verrataan ensimmäiseen luokkaan, joka muodostaa vasteille nollatason. Raekoon tapauksessa vasteita verrataan 1-luokkaan ja lumipeitteen tapauksessa läsnäolotietoa (1) verrataan ei-läsnä-tietoon (0).

7.4.2 Meso- ja makrotasot

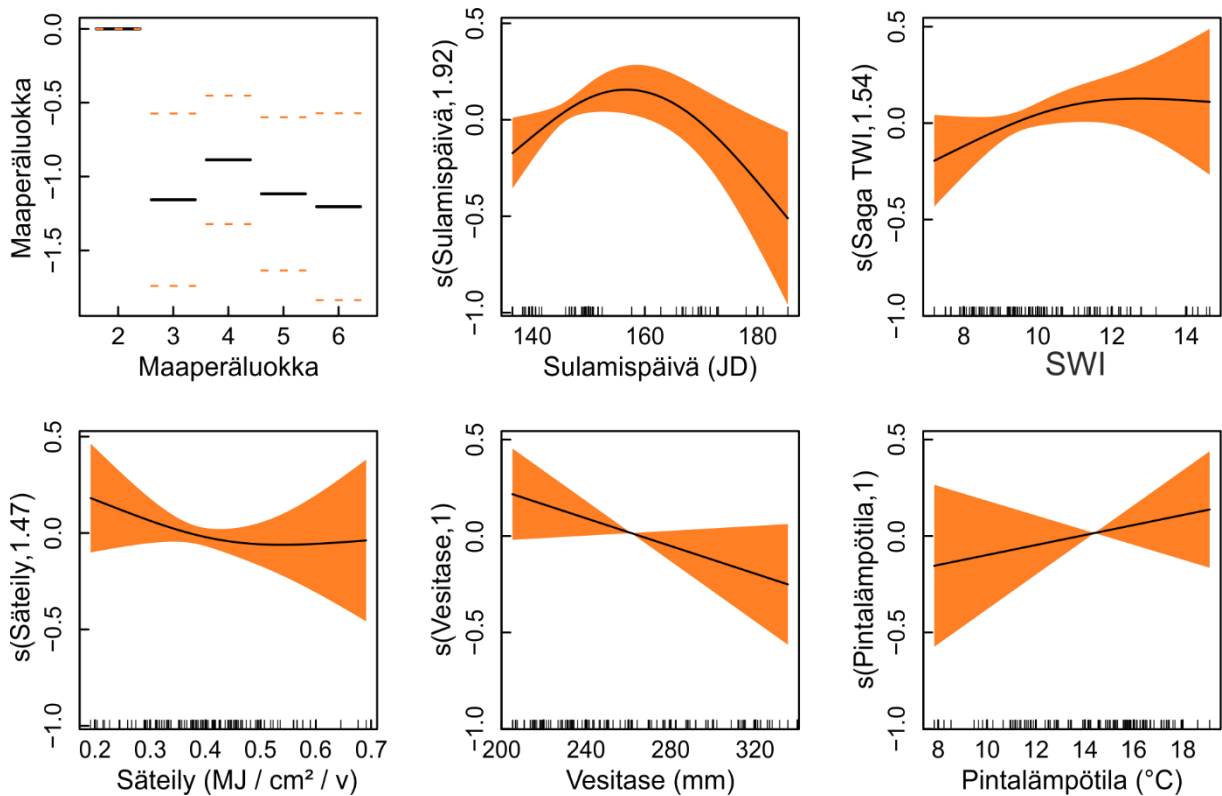
Meso- ja makrotasojen ympäristömuuttujien suhteelliset tärkeydet ovat jakaantuneet lähes samalla tavalla, joten suhteelliset tärkeydet esitetään vain mesotason kuvaajaa käyttäen (Kuva 24). Molempien mittakaavatasojen kosteuden alueellisille vaihteluille suhteellisesti tärkein ympäristömuuttuja on maaperäluokka. Kummallakin mittakaavatasolla muiden ympäristömuuttujien suhteellinen tärkeys on huomattavasti vähäisempi kuin maaperäluokan. Erityisesti makrotasolla muiden muuttujien vähäisempi tärkeys korostuu (Liite 9). Kummassakin mallissa vähäisin suhteellinen tärkeys on pintalämpötilalla ja säteilyllä.



Kuva 24. Ympäristömuuttujien suhteellinen tärkeys mesotason kosteuden alueellisen vaihtelun selittäjinä GLM- ja GAM-menetelmien keskiarvona. Sinisissä palkeissa on muuttujien suhteellinen tärkeys (sadan toiston keskiarvo) ja oransseilla janoilla suhteellisen tärkeyden 95 %:n luottamusväli.

Meso- ja makrotason ympäristömuuttujien vastekäyrät ovat lähes samanlaiset, joten vastekäyrät esitellään vain makrotason kuvaajaa käyttäen (Kuva 25). Mesotason vastekäyrien kuvaajat löytyvät liitteistä (Liite 10). Vastekäyristä näkee, kuinka mallien epävarmuus on huomattavasti

suurempaa kuin mikrotasolla. Maaperäluokituksestaan turpeiset alueet ovat selvästi kosteampia kuin muiden maaperäluokkien alueilla (Kuva 16). Kosteinta on alueilla, joilla lumi sulaa keskimäärin 150.–165. juliaanisenä päivänä (kesäkuun alku), sitä aikaisemmin tai myöhemmin sulavat alueet ovat huomattavasti kuivempia. Eniten vuosittaista säteilyä vastaanottavat alueet ovat kuivimpia. Mesotasolla säteilyn vastekäyrästä näkee, ettei säteilyllä ole mitattuun kosteuteen minkäänlaista vaikutusta, ei positiivista eikä negatiivista (Liite 10). Makrotasolla SWI:n mukaan kosteilla alueilla on korkeampi mitattu kosteus kuin SWI:n mukaan kuivemmilla alueilla. Vesitaseella on voimakas negatiivinen vaikutus kosteuteen: korkean vesitaseen alueilla on huomattavasti kuivempaa kuin matalamman vesitaseen alueilla. Pintalämpötilalla on päinvastainen trendi: korkean lämpötilan alueilla on kostein maaperä. Mesotason vastekäyristä nähdään, että kosteuden paikallinen heterogenia on suurimmillaan melko myöhään sulavilla, lämpimillä ja paljon säteilyä vastaanottavilla turvemailla.



Kuva 25. Makrotason alueellisen vaihtelun ympäristömuuttujien vastekäyrät GAM-menetelmällä.

7.5 Maaperän kosteuden ajallinen muutos

Kosteuden ajallista muutosta mallinnettiin GLM- ja GAM-monimuuttujamenetelmillä. Molemmilla mallinnusmenetelmillä tulokset olivat sadan ristiinvalidointitoiston jälkeen samansuuntaiset, minkä vuoksi vain GAM-menetelmän tulokset esitetään (Taulukko 10).

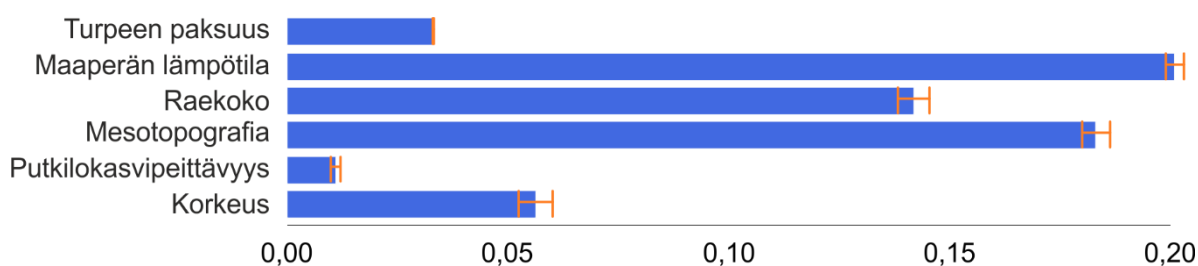
Poiketen alueellisen vaihtelun tarkastelusta, ajallisen muutoksen tutkimiseen käytettiin kalibroimattomia kosteusarvoja.

Taulukko 10. GLM- ja GAM-menetelmillä mallinnetun maaperän kosteuden ajallisen muutoksen mikro- ja makrotasojen istuvuus aineistoon ja ennustekyky. Mallinnusmenetelmien ennustekykyä testattiin Spearmanin korrelaatiokertoimella (R_s). Näytettävät tulokset ovat sadan toiston keskiarvoja. Mallien välisiä eroja arvioitiin Wilcoxonin parittaisella testillä, minkä tuloksena mikrotasolla GAM-mallien istuvuus ja ennustekyky ovat tilastollisesti merkitsevästi parempia GLM:n vastaaviin verrattuna, kun taas makrotasolla menetelmien aineistoon istuvuuden korrelaatiokertoimet ovat samat, mutta ennustekyvyyssä GLM on tilastollisesti merkitsevästi parempi.

	Mikrotaso		Makrotaso	
	GLM	GAM	GLM	GAM
Istuvuus (%)	11.6	16.7	59.7	59.7
Ennustekyky (R_s)	27.6	31.9	60.0	57.4
Tilastollinen merkitsevyys	<i>ns</i>	***	***	<i>ns</i>

7.5.1 Mikrotaso

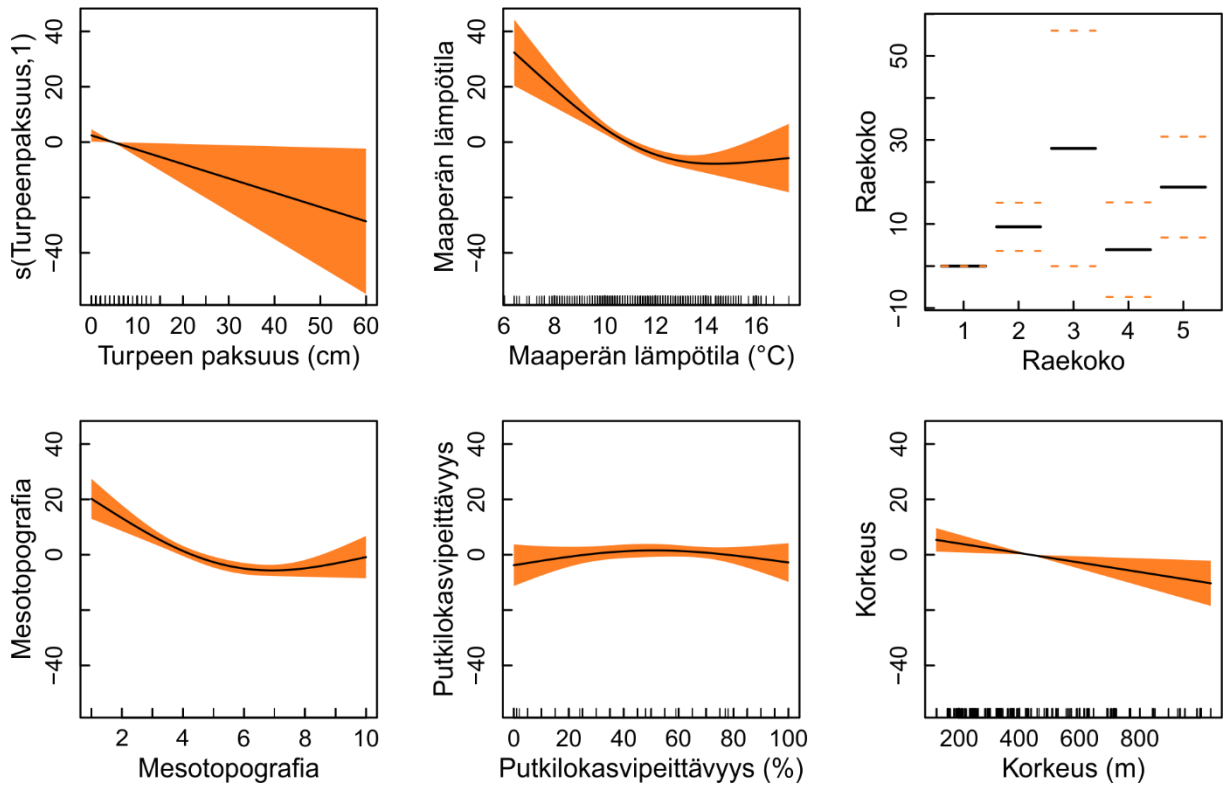
Mikrotason kosteuden ajalliselle muutokselle suhteellisesti tärkeimmät ympäristömuuttujat ovat samat kuin alueelliselle vaihtelulle: maaperän lämpötila ja mesotopografia (Kuva 26). Muiden ympäristömuuttujien keskinäiset suhteet ovat kuitenkin aivan toiset, sillä turpeen paksuuden suhteellinen tärkeys on toiseksi vähäisin, lisäksi korkeuden suhteellinen tärkeys kosteuden ajallisen muutoksen mallissa on huomattavasti vähäisempi kuin alueellisen vaihtelun mallissa (Kuva 9).



Kuva 26. Ympäristömuuttujien suhteellinen tärkeys mikrotason kosteuden ajallisen muutoksen selittäjinä GLM- ja GAM-menetelmien keskiarvona. Sinisissä palkeissa on muuttujien suhteellinen tärkeys (sadan toiston keskiarvo) ja oransseilla janoilla suhteellisen tärkeyden 95 %:n luottamusväli.

Turpeen paksuuden vaikutus kosteuden ajalliseen muutokseen on voimakkaasti negatiivinen: mitä paksumpi turvekerros sitä suurempi negatiivinen muutos eli kosteus on vähentynyt mittausten välillä (Kuva 27). Matalan maaperän lämpötilan alueilla kosteuden määrä on kasvanut, kun taas korkeamman lämpötilan alueilla kosteuden määrässä ei ole tapahtunut huomattavia muutoksia. Raekoon kuvaajasta nähdään, että ajallinen muutos on ollut merkittävintä sora-alueilla silttialueisiin nähden. Mesotopografian vastekäyrästä käy ilmi, että muutos on voimakkaasti negatiivinen painanteessa, lähes trenditön rinteessä ja kääntyy positiiviseksi kohti harjannetta. Putkilokasvipeittävyydellä on myös kaksisuuntainen vaikutus

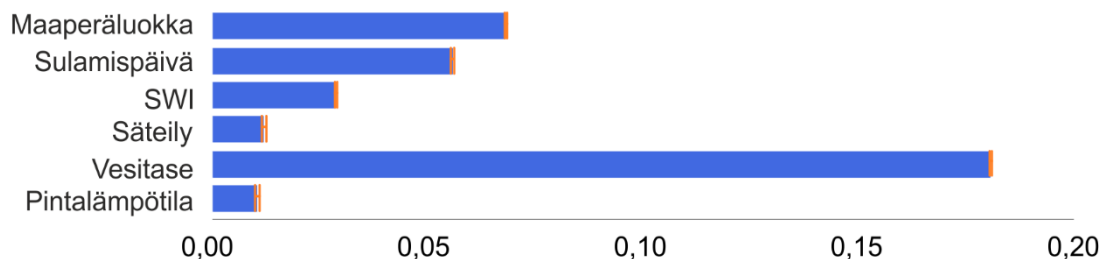
ajalliseen muutokseen: vähäisen peittävyden alueilla muutos on lievästi positiivinen ja korkean peittävyden alueilla muutos kääntyy lievästi negatiiviseksi. Korkeuden vaikutus muutokseen on heikosti negatiivinen eli korkeilla alueilla maaperän kosteuden ajallinen muutos on negatiivisin.



Kuva 27. Mikrotason ajallisen muutoksen ympäristömuuttujien vastekäyrät GAM-menetelmällä.

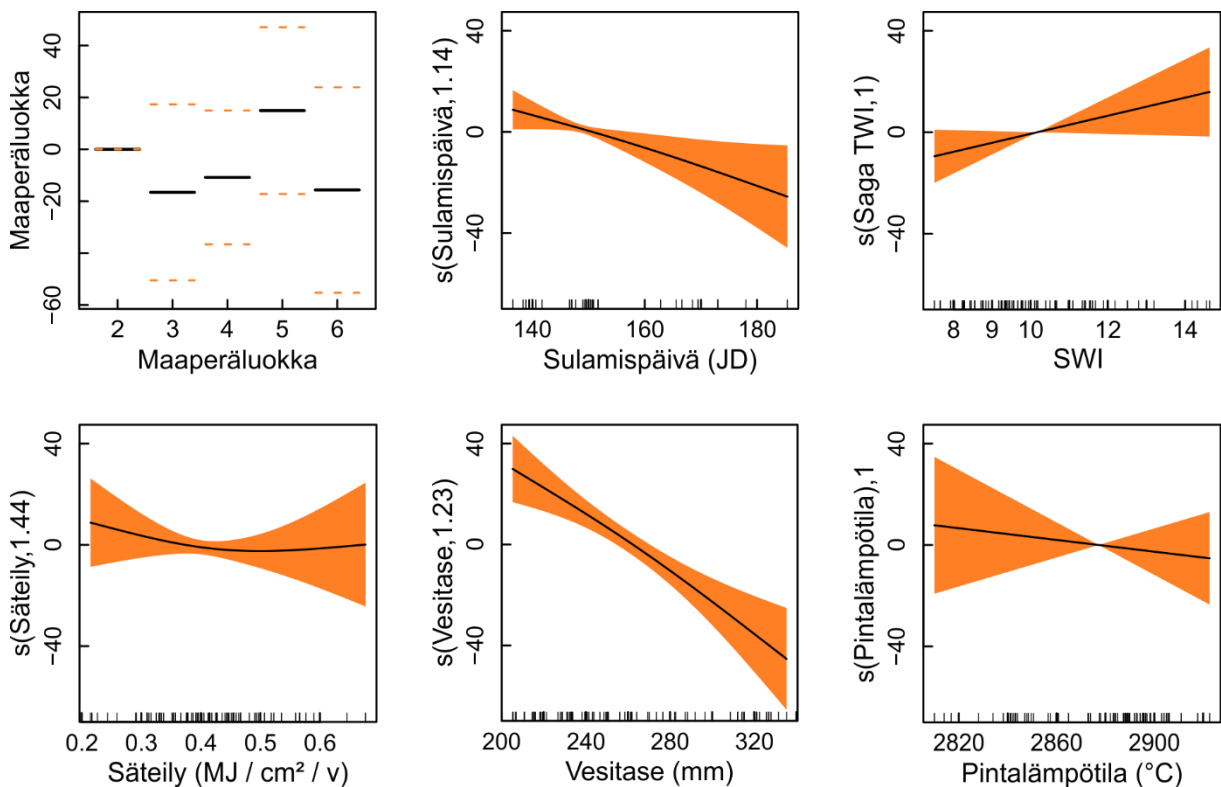
7.5.2 Makrotaso

Makrotason kosteuden ajallisen muutoksen ympäristömuuttujista vesitase on suhteelliselta tärkeydeltään merkittävin muuttuja (Kuva 28). Muista ympäristömuuttujista säteilyllä ja pintalämpötilalla ovat suhteelliselta tärkeydeltään vähäisimpiä muuttujia.



Kuva 28. Ympäristömuuttujien suhteellinen tärkeys makrotason kosteuden ajallisen muutoksen selittäjinä GLM- ja GAM-menetelmien keskiarvona. Sinisissä palkeissa on muuttujien suhteellinen tärkeys (sadan toiston keskiarvo) ja oransseilla janoilla suhteellisen tärkeyden 95 %:n luottamusväli.

Makrotason vastekäyrissä näkyy mallien suuri epävarmuus ympäristömuuttujien ääriarvojen kohdilla (Kuva 29). Maaperäluokituksestaan lohkareisilla alueilla ajallinen muutos on positiivinen suhteessa turvealueisiin, mutta muiden maaperäluokitusten alueilla muutos on negatiivinen. Sulamispäivän vastekäyrä näyttää vaikutuksen olevan negatiivinen eli myöhäinen lumen sulaminen vähentää kosteutta maaperässä. SWI:n mukaan kosteilla alueilla muutos on positiivinen, kun taas kuivemmillä alueilla muutos on negatiivinen. Vähäisen vuosittaisen säteilyn vaikutus muutokseen on lievästi negatiivinen, mutta muutoksen suunta tasoittuu alueilla, jotka vastaanottavat vuosittain vähintään 0,4 megajoulea neliösenttimetriä kohden. Vesitaseen vaikutus on voimakkaasti negatiivinen: korkean vesitase ennustaa alueen kuivumista. Pinalämpötilan vaikutuksen suunta on loivasti negatiivinen eli lämpötilan kasvaessa maaperä kuivuu ajan myötä.



Kuva 29. Makrotason ajallisen muutoksen ympäristömuuttujien vastekäyrät GAM-menetelmällä.

7.6 Maaperän kosteuden mallinnussovellus

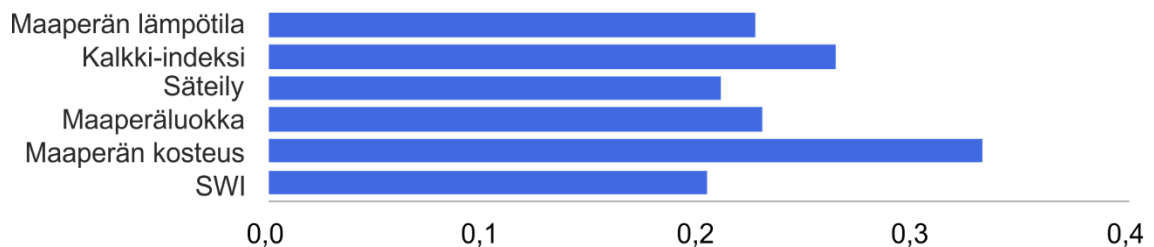
Mallien ennustekykä arvioitiin tarkastelemalla lajikohtaisten AUC-, TSS- ja kappa-arvojen neljän mallinnusmenetelmän keskiarvoja (GLM, GAM, GBM ja RF). Mallien välisiä suorituskykyeroja arvioitiin vertailemalla AUC-, TSS- ja kappa-arvoja Wilcoxonin parittaisella testillä (Taulukko 11). Kosteusmalli suoriutuu mallinnuksesta tilastollisesti merkitsevästi paremmin kuin perusmalli. Kappa-arvoja verratessa SWI-malli suoriutuu paremmin kuin

perusmalli, mutta AUC- ja TSS-arvojen osalta SWI-malli ei suoriudu tilastollisesti merkitsevästi paremmin kuin perusmalli. Kosteusmallin arvot ovat keskimäärin parempia kuin SWI-mallin vastaavat, mutta kosteusmallin ennustekyky ei kuitenkaan ole tilastollisesti merkitsevästi parempi. Parhaiten lajilevinneisyyden mallinnuksesta suoriutuu malli, jossa sekä maaperän kosteus että SWI otetaan huomioon, mutta parannus ei ole tilastollisesti merkitsevä kosteus- tai SWI-malliin verrattuna.

Taulukko 11. Mallinnussovelluksen neljän mallin ennustekyvyn vertailu. Perusmalliin verrattiin kosteus- ja SWI-malleja. Kosteus- ja SWI-malleja verrattiin toisiinsa ja täysmalliin. Jos malli ei suoriudu tilastollisesti merkitsevästi paremmin (Wilcoxonin parittainen testi), on arvon viereen merkitty ”ns” (not significant).

			Perusmalli					
			AUC	TSS	Kappa			
			0.76	0.53	0.41			
Kosteusmalli			ns			SWI-malli		
AUC	TSS	Kappa	ns	ns	ns	AUC	TSS	Kappa
0.79 ***	0.56 *	0.43 **				0.77 ns	0.54 ns	0.43 **
			Täysmalli					
			AUC	TSS	Kappa			
			0.79 ns / ns	0.56 ns / ns	0.44 ns / ns			

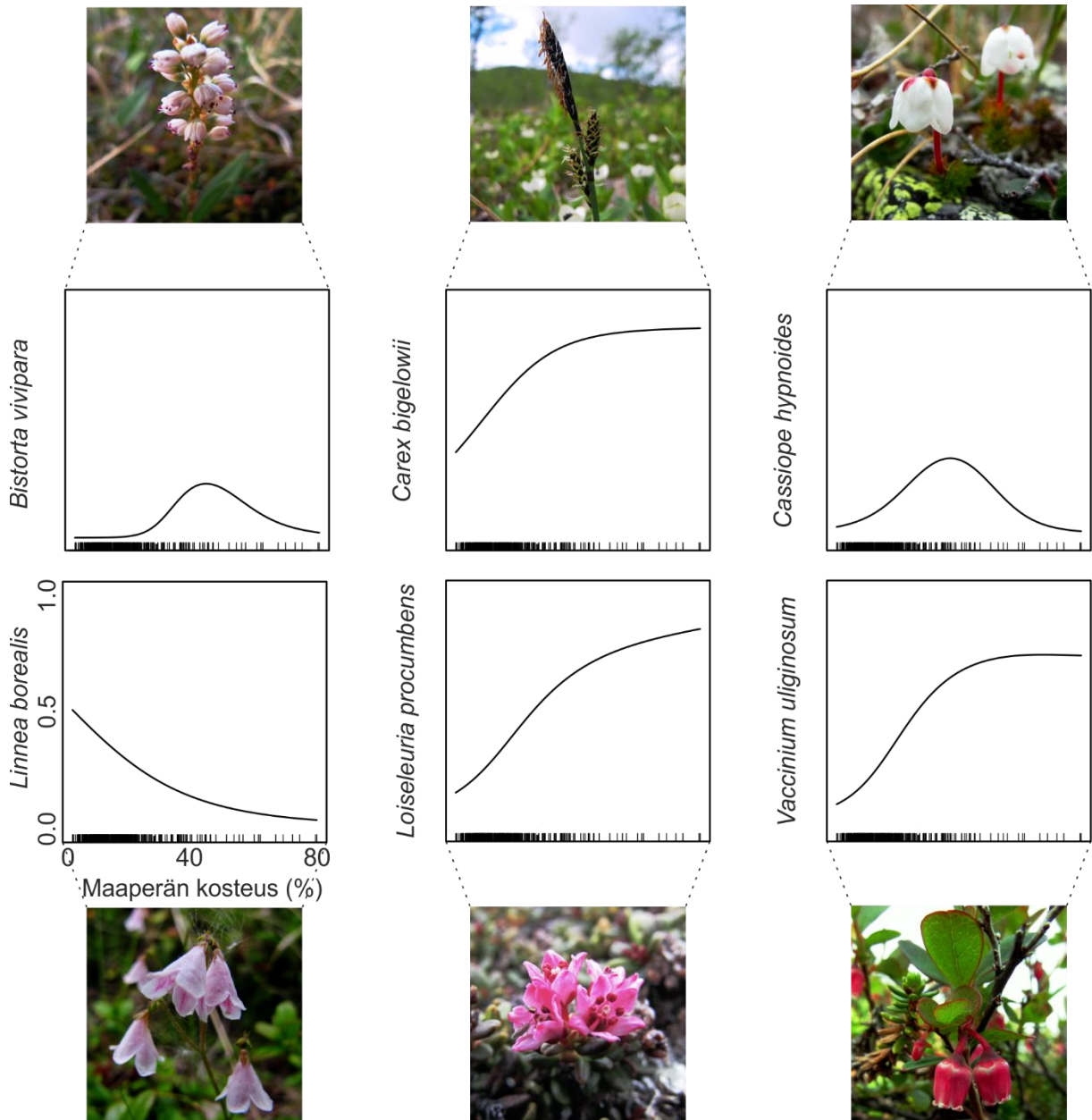
Mallinnussovelluksen täysmallissa maaperän kosteus osoittautui suhteellisesti selvästi tärkeimmäksi ympäristömuuttujaksi (Kuva 30). Malleissa vähäisin suhteellinen tärkeys on SWI:llä.



Kuva 30. Mallinnussovelluksen ympäristömuuttujien suhteellinen tärkeys lajilevinneisyyden selittäjinä GLM-, GAM-, GBM- ja RF-menetelmien ja yksittäisten lajien keskiarvona.

Tässä tutkimuksessa tarkastellaan kosteuden merkitystä 54 putkilokasvilajin levinneisyydelle, mutta on otettava huomioon, että lajiaineisto pitää sisällään hyvin erilaisiin olosuhteisiin sopeutuneita lajeja (Kuva 31). Seuraavalla sivulla on esitetty muutamalla havainnollistavalla esimerkillä, kuinka suhde kosteuteen poikkeaa suuresti lajista toiseen. Nurmitatarin (*Bistorta vivipara*) ja sammalvarpion (*Cassiope hypnoides*) suhde kosteuteen on yksihiippuinen, kun taas vanamon (*Linnea borealis*) suhde on laskeva: lajia esiintyy pääasiassa kosteusgradientin kuivassa päässä. Tunturisanan, sielikön (*Loiseleuria procumbens*) ja juolukan (*Vaccinium*

uliginosum) esiintyvät runsaammin kosteammilla alueilla, mutta niiden suhde kosteuteen tasoittuu erityisen kosteilla kasvupaikoilla.

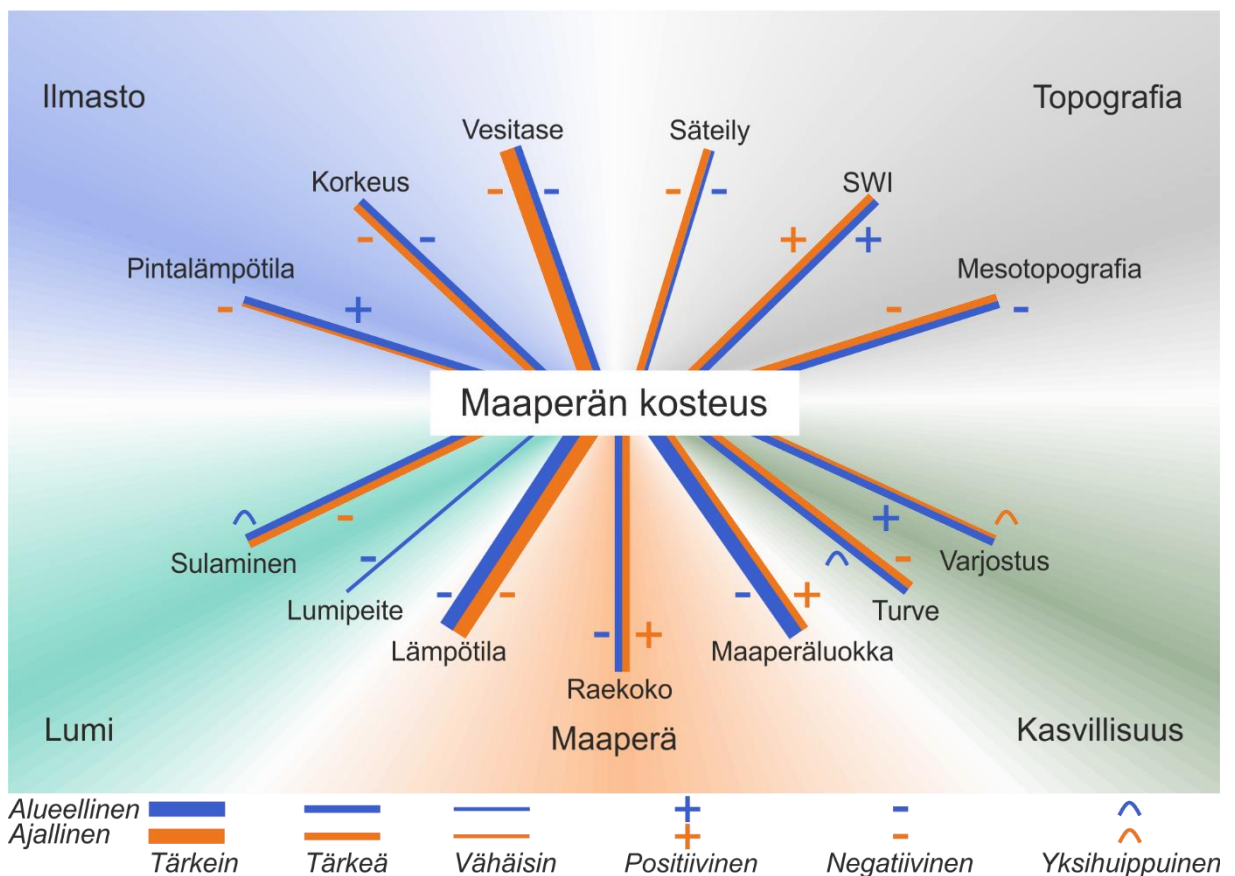


Kuva 31. Tutkimusalueelle tyypillisten lajien suhde maaperän kosteuteen. Valitut lajit ovat yleisiä eripuolilla tutkimusalueetta (Liite 1). Kaavioita tarkastelemalla havaitaan, että on lajikohtainen suhde kosteuteen voi vaihdella suurestikin lajien välillä. Vastekäyrät ovat lajikohtaisista GAM-malleista.

8. Tulosten tarkastelu

Maaperän kosteuteen vaikuttavat useat ympäristötekijät, mutta monimuuttujamallinnuksen tuloksena maaperän ominaisuudet osoittautuivat tärkeimmiksi alueellisen vaihtelun selittäjiksi ja ilmaston ohella tärkeimmiksi ajallisen muutoksen selittäjiksi (Kuva 32). Maaperän ominaisuuksien lisäksi kaikilla mittakaavatasoilla alueellista vaihtelua selittävät kasvillisuus,

topografia, ilmasto ja lumi. Vähäisin merkitys on lumipeitteellä ja säteilyllä, mikä selittyy ensimmäisen vinoutuneella jakaumalla ja jälkimmäisen osalta ympäristötekijä vaikuttaa muiden tekijöiden taustalla (mm. vesitase ja pintalämpötila). Ajallista muutosta selittävät maaperän ominaisuuksien ja ilmaston lisäksi topografia ja lumi, kun taas kasvillisuudella ja pintalämpötilalla on vähäisin merkitys. Putkilokasvien levinneisyyden selittäjänä kosteus osoittautui muita ympäristötekijöitä merkittävämmäksi ja kosteusmalli ennustekyvyltään paremmaksi kuin SWI-malli (Taulukko 11). Kosteuden lisäksi myös muut maaperän ominaisuudet ja säteily selittävät putkilokasvien levinneisyyttä, kun taas vähäisin merkitys on SWI:llä.



Kuva 32. Maaperän kosteutta säätelevät ympäristötekijät. Viivojen paksuus kertoo ympäristötekijän suhteellisen tärkeyden. Viivojen väri ilmaisee säätelekö ympäristötekijä kosteuden alueellista vaihtelua (sininen) vai ajallista muutosta (oranssi). Myös ympäristömuuttujan vastekäyrän muoto näkyy viivan värisellä merkillä: positiivinen vaikutus (+), negatiivinen vaikutus (-) ja yksihuippuinen vastekäyrä.

8.1 Maaperän kosteuden alueellinen vaihtelu

Useat ympäristötekijät vaikuttavat maaperän kosteuden alueelliseen vaihteluun, mutta ennen kaikkea sitä säätelevät paikalliset maaperän ominaisuudet (Cosby et al. 1984; Legates et al. 2011). Maaperä on maan ja ilmakehän rajapinta, joiden vallitsevat olosuhteet heijastuvat

kosteuden vaihteluun (Williams et al. 2009). Myös ilmasto, topografia ja kasvillisuus vaikuttavat kosteuden alueelliseen vaihteluun (Engstrom et al. 2005; Aalto et al. 2013; Korres et al. 2015), mutta niiden välitön vaikutus ei tule ennusteissa esille yhtä vahvasti kuin esim. maaperäluokan vaikutus. Malleissa maaperä osoittautuu merkittäväksi kosteuden säätelijäksi, sillä maaperän kautta välittyvät myös muiden ympäristötekijöiden kosteutta säätelevät vaikutukset. Kosteuden alueellinen vaihtelu on voimakasta ja paikallinen heterogenia suurta. Tästä johtuen kosteutta voidaan ennustaa luotettavimmin paikallisten ympäristömuuttujien, kuten maaperän ominaisuuksien avulla.

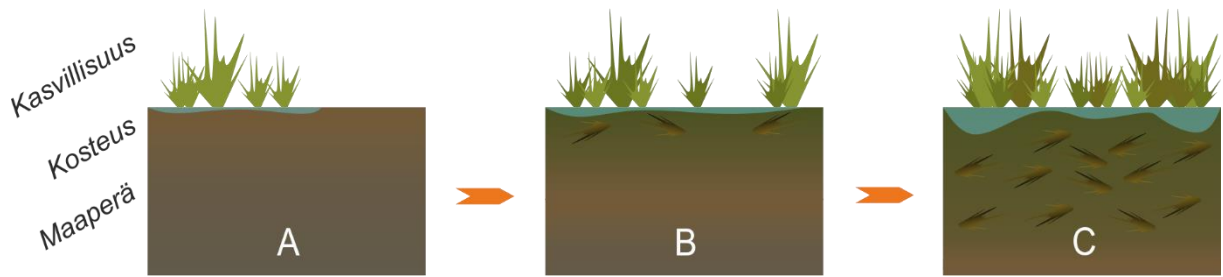
Kosteus on jatkuvassa vuorovaikutussuhteessa ympäristönsä kanssa: ilmiö, joka säätelee kosteutta, on usein myös kosteuden säätelemää. Monimutkaiset palautemekanismit yksinkertaistetaan mallinnuksessa, jolloin kausaalisia suhteita ja yksittäisten muuttujien itsenäistä vaikutusta on hankala selvittää ja tulkita. Silloin tulokseksi voidaan saada esim. maaperän lämpötilan korostunut merkitys kosteuden säätelijänä. Kosteuden tiivistyminen on voimakkainta maaperän viileissä osissa ja haihdunta voimakkainta lämpimissä osissa (Humphreys 1907). Kosteus kuitenkin säätelee myös maaperän lämpötilaa. Aalto ym. (2013) osoittivat laajemmalla aineistolla (960 tutkimusruutua), kuinka pintamaan lämpötilan ja kosteuden välillä vallitsee voimakas negatiivinen yhteys, mikä on myös tämän tutkimuksen keskeinen tulos. Heidän tutkimuksensa tehtiin samankaltaisissa olosuhteissa: arktis-alpiinisessä ympäristössä, samalla ruutukoolla (1 m x 1 m) ja samoilla mittaus- ja mallinnusmenetelmillä. Laajempi aineisto sekä huomattavasti lyhempi mittausten aikaikkuna (2 vrk) tuovat heidän tuloksiinsa luotettavuutta, mutta pieni alueellinen peittävyys estää tutkimasta maisematason kosteuden vaihtelua. Vaikka maaperän lämpötilan ja kosteuden välillä vallitsee voimakas yhteys, arktisen ympäristön matalien lämpötilojen vuoksi on huomioitava, että myös kosteus vaikuttaa maaperän lämpötilaan tasaamalla sitä. Siksi ei voida olettaa maaperän lämpötilan itsessään säätelevän suoraan kosteuden alueellista vaihtelua, vaan on tarkasteltava ilmiöitä, joihin maaperän lämpötila on kytkeytynyt.

Maaperän lämpötilaa saatetaan käyttää ilmastoja kuvaavana muuttujana kosteuden mallinnuksessa (Wigmosta et al. 1994), vaikka maaperän lämpötila sisältää tietoa ilmaston lisäksi ennen kaikkea paikallisista olosuhteista (Scherrer & Körner 2010). Arktisessa ympäristössä maaperän lämpötila kertoo paikallisen vaihtelun, kuten topografian, maaperän ja kasvillisuuden vaikutuksesta kosteuteen enemmän kuin esimerkiksi ilmaston vaikutuksesta. Arktis-alpiinisilla alueilla maaperän kosteus ja lämpötila poikkeavat voimakkaasti ilman lämpötilasta topografisen vaihtelun seurauksena. Vaihteleva korkokuva ohjaa tuulta ja

vaikuttaa paikallisiin säteilyolosuhteisiin, mikä säätelee maaperän lämpötilaa ja siten kosteutta enemmän kuin esimerkiksi varjostava kasvillisuus (Scherrer & Körner 2010). Maaperän lämpötila kertoo myös mm. maalajin, maaperän eloperäisen aineksen ja kasvillisuuden varjostuksen yhteisvaikutuksesta kosteuteen. Eri maalajeilla on erilainen ominaislämpökapasiteetti ja lämmönjohtokyky, mikä vaikuttaa maaperän lämpötilaan ja sitä kautta kosteuteen (Graham et al. 2012; Dong et al. 2015).

Maaperän raekoko ja koostumus säätelevät maaperän huokoisuutta ja siten maan vedenläpäisykykyä (Cosby et al. 1984; Williams et al. 2009; Legates et al. 2011). Tämän seurauksena esim. hienojakoiset ja runsaasti eloperäistä aineista sisältävät maalajit pidättävät pintamaan kosteutta paremmin kuin karkeat maalajit, joissa vesi suodattuu tehokkaasti alempiin maakerrokseen (Hinkel et al. 2001; Moeslund et al. 2013). Tämä on nähtävissä kosteuden alueellisen vaihtelun esityksessä (Kuva 34), jossa mm. turvemaiden alueet korostuvat erityisen kosteina ympäristöinä (Kuva 16). Arktisilla alueilla turvetta muodostuu kuolleen kasvillisuuden hajotessa viileissä ja kosteissa olosuhteissa, joissa hajoaminen on hidasta ja epätäydellistä. Runsaasti turvetta sisältävä maaperä sitoo kosteutta tehokkaammin kuin vähäturpeinen maa (Cosby et al. 1984; Legates et al. 2011). Turvemaidella myös kosteuden heterogenia on suurinta (Kuva 34), sillä turpeen esiintyminen on hyvin laikuittaista tutkimusalueella (Kuva 16). Turvealueiden lisäksi myös arktinen kasvillisuus esiintyy mosaiikkimaisesti sitä rajoittavien ympäristötekijöiden, kuten kosteuden vuoksi (Billings & Mooney 1968; Aalto et al. 2013; le Roux et al. 2013).

Kosteus säätelee kasvillisuuden tuottavuutta, levinneisyyttä ja lajirunsausta (le Roux et al. 2013). Kasvillisuus puolestaan laskee maaperän lämpötilaa varjostamalla sitä ja tuottamalla kariketta, mikä vähentää haihtumista (Graham et al. 2012; Korres et al. 2015). Arktiselle kasvillisuudelle tyypillinen maanmyötäinen kasvutapa myös vähentää haihtumista suojaamalla maaperää tuulieroosiolta (Billings & Mooney 1968). Kasvillisuuden ja turpeen välinen yhteys on voimakas, minkä lisäksi niiden vaikutus kosteuden alueelliseen vaihteluun on huomattava (Kuva 33). Aikaisempien tutkimusten mukaisesti, myös tässä tutkimuksessa osoitettiin, että runsastuottoisilla ja -turpeisilla alueilla maaperän kosteus on korkeimmillaan (Aalto et al. 2013). Näin ollen kosteuden, kasvillisuuden ja turpeen välillä vallitsee vahva positiivinen takaisinkytkentä: kosteus lisää kasvillisuutta, ja kasvillisuus puolestaan turvetta, mikä edistää maaperän kosteuden sitomiskykyä ja kasvillisuuden tuottavuutta, joka myös vaikuttaa positiivisesti kosteuteen mm. varjostamalla.



Kuva 33. Kasvillisuuden, kosteuden ja maaperän kehitys. A: Kosteuden alueellinen vaihtelu säätelee kasvillisuuden esiintymistä. B: Lisääntynyt maaperän kosteus vaikuttaa kasvillisuuden tuottavuuteen positiivisesti, minkä seurauksena kuolleen kasvillisuuden hidas hajoaminen tuottaa turvetta kosteassa maaperässä. C: Kosteutta säätelee maaperän turpeisuuden lisääntyminen ja kasvillisuuden varjostus. Kosteassa maaperässä turpeen paksuus ja kasvillisuuden tuottavuus kasvaa, mikä kytkeytyy positiivisesti takaisin maaperän kosteuteen. (le Roux et al. 2013)

Topografia säätelee maaperän kosteutta ennen kaikkea ohjaamalla veden valumista ja kertymistä sekä maisematasolla että paikallisella tasolla (Billings 1973; Penna et al. 2009; Aalto et al. 2013). Mitä monipuolisempi korkokuva sitä voimakkaammin topografia vaikuttaa suoraan ja välillisesti kosteuden alueelliseen vaihteluun (Engstrom et al. 2005; Williams et al. 2009). Kuten tässä tutkimuksessa, myös Engstrom ym. (2005) havaitsivat, että paikallinen topografia säätelee pintamaan kosteutta, mutta karkeammalla tasolla topografian vaikutus on vähäisempi. Tutkimuksessaan he tarkastelivat yksinomaan topografian vaikutusta kosteuden alueelliseen vaihteluun ja heillä hienompi mittakaavataso vastaa tämän tutkimuksen lähes kokonaisen tutkimusalan laajuutta (100 m²). Topografiatieto itsessään ei kuitenkaan riitä hienomittakaavaiseen kosteuden alueellisen vaihtelun mallintamiseen (Wilson et al. 2004; Aalto et al. 2013). Korkeusmallit ovat yleensä hyvin karkeita resoluutioltaan eivätkä ne ota huomioon maaston pienpiirteistä vaihtelua, lukuun ottamatta kustannuksiltaan kallista laserkeilausta. Tämä korostaa maastossa tehtyjen kosteusmittausten tärkeyttä, erityisesti hienomittakaavan tutkimuksessa.

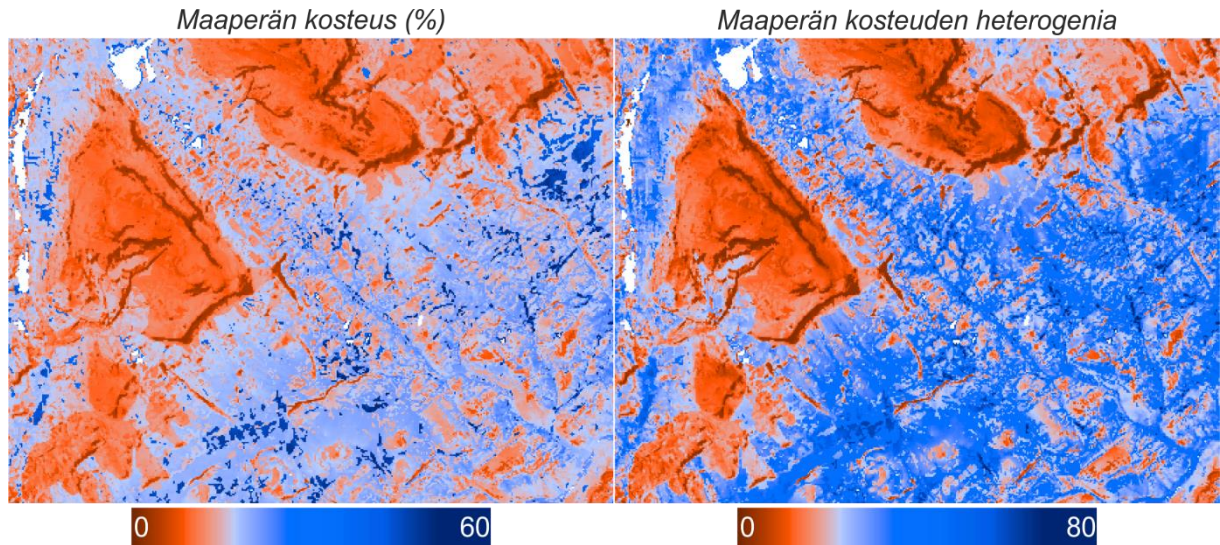
Topografiapohjaisista kosteusmalleista voidaan saada suuntaa-antava kosteuden alueellinen ennuste (Beven & Kirkby 1979), joka ei kuitenkaan ota huomioon hienopiirteistä topografian vaihtelua ja sen vaikutusta muihin kosteutta sääteleviin ympäristötekijöihin. Kuitenkin jyrkillä rinnealueilla, topografiset indeksit voivat osoittautua parhaimmaksi selittäjäksi kosteuden alueelliselle vaihtelulle, kuten Penna ym. (2009) osoittivat tutkimuksissaan. Kuten tämän tutkimus, myös Penna ym. tutkimus tehtiin alpiinisessa ympäristössä, mutta hyvin erilaisella asetelmalla. Heidän tutkimuksensa 120 mittauspistettä sijoittuvat jyrkkään rinteeseen kolmelle rinnakkaiselle tutkimusalueelle, jotka ovat kaarevuudeltaan erilaiset ja muutamien kymmenien neliömetrien kokoisia. Kyseisellä tutkimusasetelmalla topografinen indeksi osoittautui parhaaksi selittäjäksi rinteiden kaltevuuden ohella (42 % selitysaste), mutta Penna ym. kuitenkin

toteavat topografian vaikuttavan kasvillisuuteen ja maaperään, jotka pääasialliset säätelevät kosteuden alueellista vaihtelua. Tässä tutkimuksessa SWI osoittautui suhteelliselta tärkeydeltään vähäisimmäksi kosteutta selittäväksi ympäristötekijäksi.

Topografinen vaihtelu vaikuttaa mm. lumen, kasvillisuuden ja turpeen alueelliseen vaihteluun (Litaor et al. 2008; Ayres et al. 2010; le Roux et al. 2013). Arktiset-alpiiniset alueet ovat suuren osan vuodesta lumen peittämiä, mutta kosteuden alueelliselle vaihtelulle ei ole merkittävää niinkään se minne lumi sataa vaan missä se sulaa ja minne sulamisvedet kulkeutuvat (Williams et al. 2009). Tuulen kuljettamana lumi kerääntyy painanteisiin, kun taas rinteiltä ja kasvittomilta, tuulen pieksemiltä harjanteilta se kulkeutuu muualle (Ryvarden 1969; Billings 1973). Paikallinen topografia, säteilyolosuhteet ja kasvillisuus säätelevät lumensulamisdynamiikkaa ja siten myös kosteuden alueellista vaihtelua (Litaor et al. 2008). Tässä tutkimuksessa lumipeitteellä ei havaittu olevan juurikaan merkitystä kosteuden alueellisen vaihtelun kannalta, kun taas sulamispäivä on suhteellisen tärkeä ympäristötekijä. Tämä on seurausta siitä, lumipeitteestä käytetty tieto on binäärinen (lunta/ei lunta), mikä kerro esim. tarkkaa sulamisajankohtaa, joka osoittautui karkeammalla tarkastelutasolla tärkeäksi ympäristötekijäksi. Williams ym. (2009) tutkimuksissaan tarkastelivat topografian ja lumen vaikutusta kosteuteen, jolloin he mittasivat kosteuden myös lumikerrosten alta poistamalla lumen varovaisesti pois tutkimusalojensa päältä. Tämä menetelmä toisi esille selkeämpiä yhteyksiä ja kausaalisuuden lumen ja kosteuden välille, kuten heidänkin tuloksensa osoittavat. Topografian ja muiden ympäristötekijöiden yhteisvaikutukset vaikuttavat kosteuteen monella tapaa (Grayson & Western 2001), minkä vuoksi topografian vaikutusta kosteuteen olisi mielenkiintoista tutkia rakenneyhtälömalleilla, joilla voisi selvittää ympäristötekijöiden hierarkkisia järjestelmiä sekä epäsuoria vaikutuksia (Grace et al. 2016).

Korkeuden vaikutus kosteuteen on paljon muuta kuin vain ilmastotekijöiden suora vaikutus, sillä korkeus vaikuttaa kosteuteen myös epäsuorasti. Haihdunnan lisäksi ilman lämpötila ei vaikuta suorasti kosteuden vaihteluun, mutta sen kontrolloimat ilmiöt kuten kasvillisuus ja turve säätelevät kosteuden alueellista vaihtelua. Kasvit tarvitsevat edes ohuen maaperän kasvualustakseen, mikä puuttuu tuulenpieksemiltä, kivisiltä, korkealla sijaitsevilta alueilta, joilla lisäksi ilmasto-olosuhteet ovat muuta ympäristöä karummat. Kosteuden ja kasvillisuuden puuttuessa ei myöskään muodostu turvetta, joka edistäisi maaperän kosteudensitomista. Näin ollen mm. kosteuden, kasvillisuuden ja turpeen positiiviset takaisinkytkennät toimivat korkeuden taustalla kosteutta säätelevinä ympäristötekijöinä. Näistä seikoista johtuen korkeus tuo malleissa esille ilmaston vaikutuksen lisäksi lukuisten muiden ympäristötekijöiden

vaikutukset, jotka vaihettuvat korkeusgradientin mukaan. Lämpötilaa voi siis pitää korkeusgradientin kosteusvaikutuksen taustatekijänä, mutta suorat vaikutukset ilmenevät paikallistekijöiden kautta.



Kuva 34. Maaperän kosteuden suhteellisen määrän ja paikallisen heterogenian alueellinen vaihtelu. Ennusteet on luotu GAM-mallinnusmenetelmällä. Tarkastelemalla kuvia rinnakkain huomataan kuinka heterogenia on voimakasta kohtuullisen kosteilla alueilla. Kosteusgradientin molemmat ääripäät erottuvat myös hyvin: karut lohkareikot ja avokalliot ovat kuivimpia alueita, kun taas turvealueet ovat kosteimpia. Kuvien suurennot ovat liitteinä (Liite 11; Liite 12).

Maisematason alueelliset esitykset kertovat tiivistettynä kosteuden ja maaperän ominaisuuksien voimakkaan yhteyden (Kuva 34). Karkealla tasolla tarkasteltuna paikallisen vaihtelun aiheuttama kohina katoaa (Crave & Gascuel-Odoux 1997; Western et al. 2002; Engstrom et al. 2005), mutta tästä huolimatta paikallisen maaperäluokan merkitys korostuu muita ympäristötekijöitä tärkeämmäksi. Kosteuden heterogenia on korkeimmillaan tehokkaasti kosteutta sitovilla turvemaidella (Kuva 16), mutta heterogenia on voimakasta myös moreenimaidella, joilla paikallinen vaihtelu ylittää jopa 60 %. Vähäisintä heterogenia on alueilla, jotka karkean tai ohuen maaperänsä vuoksi sitovat heikoiten kosteutta. Penna ym. (2009) tutkimusten tulokset ovat osittain samansuuntaiset: maaperän kosteuden heterogenia on voimakkainta kohtuullisen kosteilla alueilla (25 – 30 %), kun taas kosteusgradientin molemmissa ääripäissä heterogenia on vähäisintä. On huomioitava, että heidän tutkimusasetelmansa rajoittui rinnealueille, jossa esimerkiksi maaperän olosuhteet poikkeavat huomattavasti koko maiseman kattavista olosuhteista. Nimittäin tässä tutkimuksessa alueellisen vaihtelun ääripäät edustavat myös heterogenian ääripäitä, sillä kosteuden alueellinen vaihtelu seuraa hyvin tarkasti satelliittikuvista tulkittua maaperäluokitusta. Alueellisissa esityksissä erityisesti turvealueet sekä avokallio- ja lohkareikkoalueet korostuvat äärimmäisen kosteina ja kuivina alueina. Moreenialueet, jotka ovat edustetuin maaperäluokka, edustavat tutkimuksen

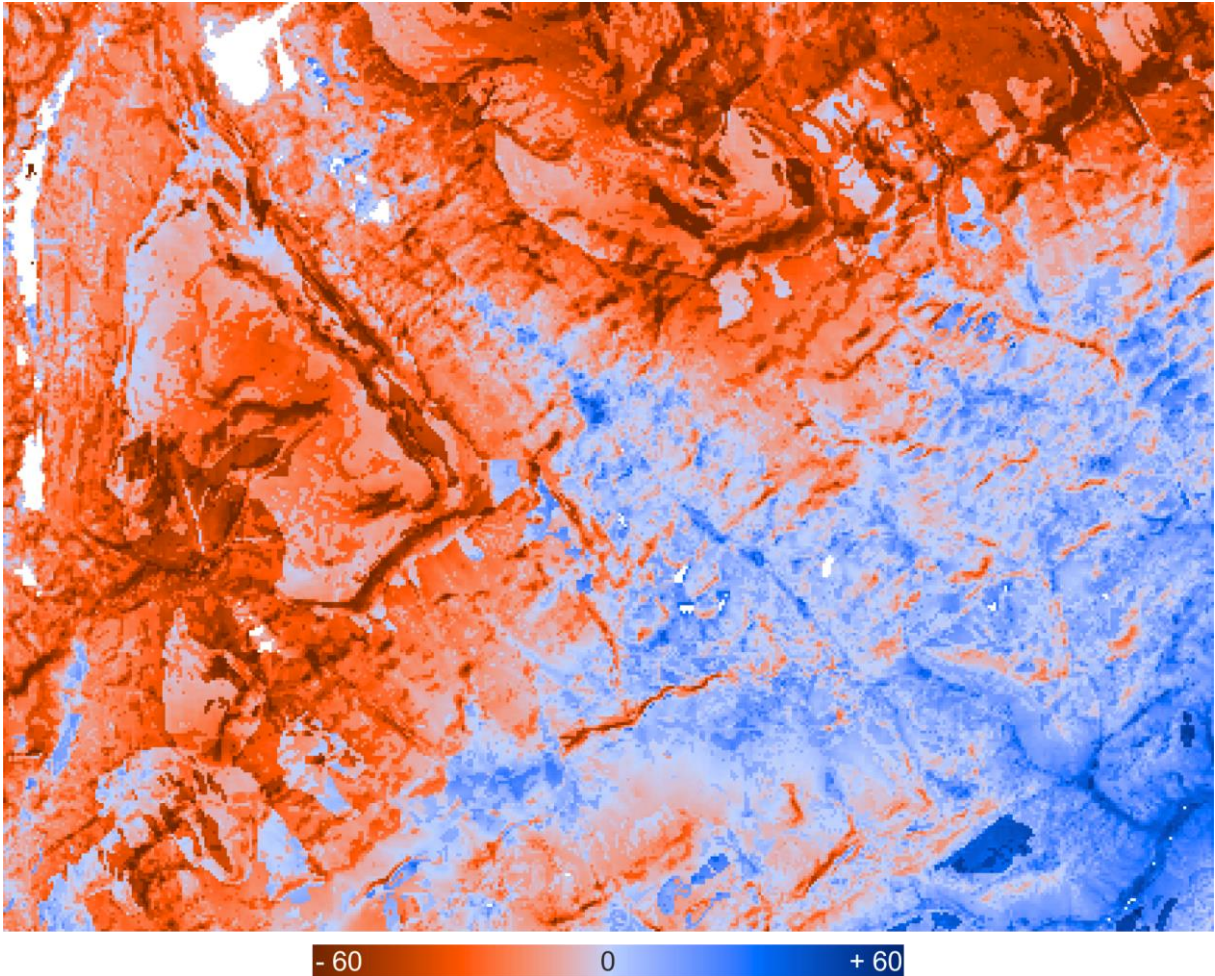
keskimääräistä kosteutta, joka on hieman alle 20 %. Karkealla mittakaavatasolla maaperän ominaisuudet ovat selvästi tärkeimmät kosteutta säätelevät tekijät, sillä maaperäluokituksella pystytään parhaiten ennustamaan kosteuden alueellista vaihtelua karkealla mittakaavatasolla. Maaperäluokitus on myös ympäristömuuttuja, joka perustuu todellisiin satelliittikuvapohjaisiin havaintoihin, eikä ole esimerkiksi pelkkään topografiaan perustuva arvio ilman todellisuuteen sidottua tietoa paikallisista oloista.

8.2 Maaperän kosteuden ajallinen muutos

Maaperän kosteuden ajalliseen muutokseen vaikuttaa ennen kaikkea ilmaston vuodenaikaisvaihtelut (Wilson et al. 2004; Williams et al. 2009; Garcia-Estringana et al. 2013). Tässä tutkimuksessa havaittiin, että paikalliset maaperän ominaisuudet ja ilmastotekijät säätelevät muutoksen suuntaa ja voimakkuutta. Voimakkain ajallinen muutos on vesitaseen ääripäiden alueilla. Vesitaseen vaikutussuunta on kuitenkin päinvastainen kuin mitä voisi odottaa, sillä tässä tutkimuksessa matalan vesitaseen alueilla muutos on voimakkaasti positiivinen ja korkean vesitaseen alueilla taas voimakkaasti negatiivinen. Vesitase vaihtuu karkeasti korkeusvyöhykkeiden mukaan, minkä mukaan myös lukuisat muut ympäristötekijät vaihtuvat (esim. lämpötila, kasvillisuus). Toisin sanoen on tarkasteltava vesitaseen taustalla vaikuttavia ilmiöitä sekä paikallisten ympäristötekijöiden mahdollista vaikutusta (Taylor & Seastedt 1994). Tuloksia tarkastellessa on syytä huomioida tutkimusasetelma, mitattujen arvojen jakauma (mm. vesitaseen lyhyt vaihteluväli) sekä pienen otoskoon seurauksena sattuman vaikutus. Kosteuden ajallista ulottuvuutta on tutkittu verrattain vähän, erityisen vähän arktisilla alueilla (Williams et al. 2009). Tämän tutkimuksen ainutlaatuisuutta lisää laaja tutkimusalue. Tarkkoja kausaalisuhteita tai taustalla vaikuttavia mekanismeja ei kuitenkaan käytettävissä olevilla aineistoilla saatu selville, mikä on ehdottomasti oiva tilaisuus jatkotutkimuksille.

Ajallista muutosta tarkastellaan vertailemalla kesäkuun ja elokuun kosteuden suhteellista muutosta, jonka ääriarvot ovat liioitellun edustetut mallinnuksen lopputuloksena (Kuva 35). Kesäkuun mittausjakson aikana satoi, kun taas elokuun mittausjakso ajoittui pitkän hellejakson päätteeksi. Mitatuista arvoista ei korjattu kummankaan mittausjakson osalta ajankulumisen ja siten sääilmiöiden vaikutusta, sillä kesäkuulta ei ole kalibrointiaineistoa. Elokuun kosteusaineiston korjaus nostaa mittausjakson loppupuolella tehtyjen mittauksen arvoja, mikä häiritseisi entisestään kahden ajankohdan todenmukaista vertailua. Näin ollen tuloksiin on suhtauduttava yksinomaan kahden yksittäisen ajankohdan vertailuna, mistä saadaan suuntaa-

antava trendi kosteuden ajallisesta muutoksesta. On myös huomioitava, etteivät tutkimusalat kata kesäkuun mittausjakson jälkeen sulavia lumimaita tai kaikista myöhäisimpään sulavia lumenviipymiä, sillä kesäkuun mittausjaksolla tutkimusalat perustettiin lumelta vapaille alueille ilmeisistä syistä. Myöskään lumipeitteen läsnäolotietoa ei oteta ajallisen muutoksen tarkastelussa huomioon vähäisten havaintojen vuoksi (n = 13).



Kuva 35. Maaperän kosteuden ajallinen muutos. Ennuste on luotu GAM-mallinnusmenetelmällä. Ajallinen muutos näyttää seuraavan korkeusvyöhykkeitä (kts. Liite 2). Muutoksen ääriarvot tulevat korostuneesti esille, minkä vuoksi kuvaa tulee tulkita pikemminkin suuntaa-antavana trendinä kuin todenmukaisena alueellisena ennusteena. Kosteuden ajallinen muutos seuraa voimakkaasti korkeusvyöhykkeitä, siksi ei voida olettaa vesitaseen vaihtelun olevan muutoksen pääasiallinen aiheuttaja. Korkeus vaikuttaa vesitasemuuttujan taustalla, minkä lisäksi korkeus säätelee monia muita ympäristötekijöitä.

Alueellinen esitys kosteuden ajallisesta muutoksesta välittää hyvin voimakkaan viestin: kosteuden ajallinen muutos on korkeuteen sidonnainen. On kuitenkin huomioitava, että kyseessä on ennemmin suuntaa-antavan trendin kuvaaminen kuin tarkka kuvaus todellisuudesta. Korkeus säätelee paikallisia ympäristötekijöitä, kuten mikroilmastoa ja siten kasvillisuuden vyöhykkeisyyttä ja turpeen muodostumista. Ajallinen muutos on voimakkainta korkeimmilla (~ 1000 m) ja matalimmilla alueilla (~ 100 m), jotka poikkeavat toisistaan todella

merkittävästi myös muiden ympäristötekijöiden osalta. Tämä voi osittain selittää miksi alueet, joilla vesitase on voimakkaammin positiivinen, ovat voimakkaan negatiivisen ajallisen muutoksen alueita.

Matalalla sijaitseviin alueisiin verrattuna korkealla sijaitsevat alueet vastaanottavat enemmän kosteutta vesi- ja lumisateen muodossa kuin mitä niiltä haihtuu matalien lämpötilojen seurauksena. Satautunut vesi tai lumi ei kuitenkaan sitoudu maaperään kosteudeksi alueilla, joilla vallitseva maalaji on hyvin karkeaa ja raekoko lohkarista (Cosby et al. 1984; Legates et al. 2011; Moeslund et al. 2013). Olosuhteet ovat kaiken kaikkiaan hyvin epäedulliset maaperän kosteuden positiiviselle ajalliselle muutokselle, mikä on täysin päinvastainen tilanne matalalla sijaitsevilla alueilla. Matalilla alueilla kuitenkin vesitasetta laskee tehokkaampi haihdunta korkeimpien lämpötilojen seurauksena. Nämä seikat yhdessä eivät kuitenkaan selitä, miksi osalla alueista kosteuden ajallinen muutos on peräti ± 60 . Paikallisten ympäristötekijöiden seurauksena, esim. lumen- tai jäätyneen maaperän sulaminen, voi johtaa runsaampaan maaperän kosteuteen myöhemmin kesällä, mutta on myös huomioitava sattuman merkitys etenkin ääriarvojen osalta.

Aikaisemmat tutkimukset ovat keskittyneet pääasiassa lauhkean vyöhykkeen kuiville viljelymaille, missä kosteus kaikissa muodoissaan on äärimmäisen rajallinen resurssi, kun taas arktis-alpiinisessä ympäristössä vuosittainen vesitase on lähes poikkeuksetta positiivinen. Lisäksi aikaisemmat tutkimukset on pääasiassa tehty hyvin eri menetelmin ja tutkimusasetelmin, esim. kaukokartoittamalla (Cosh et al. 2006; Heathman et al. 2009), tarkastelemalla kahden viikon aikaikkunaa 20 minuutin temporaalisella resoluutiolla (Parent et al. 2006) ja 52 kuukauden pitkäaikaisseurannalla (Martinez-Fernandez & Ceballos 2005). Kirjallisuuden keskeinen tulos on ilmaston säätelemän vuodenaikaisvaihtelun aiheuttama kosteuden ajallinen muutos (Wilson et al. 2004; Williams et al. 2009; Garcia-Estringana et al. 2013), mikä on tämänkin tutkimuksen tulos.

Arktisilla ja alpiinisilla alueilla lumi ja sen sulaminen säätelevät kosteuden alueellista ja ajallista vaihtelua, mikä tulee arktisen ilmaston lämpenemisen ja lisääntyvien vesisateiden myötä muuttumaan (Jaesche et al. 2003; Ayres et al. 2010; Blankinship et al. 2014). Williams ym. (2009) ovat tutkineet lumen sulamisdynamiikkaa ja sen vaikutusta kosteuden ajalliseen vaihteluun valuma-alueella, 57 mittauspisteellä. Williams ym. (2009) saivat tulokseksi, että vaihtelevan topografian seurauksena kosteuden alueellista ja ajallista vaihtelua säätelee lumen epätasainen jakautuminen, johon viittaa kosteuden voimakas yhteys säteilyyn ja topografiaan

lumensulamisen alkuvaiheessa. Lumen sulamisdynamiikka säätelee kosteuden alueellista vaihtelua läpi kuivumiskausienkin: kosteat alueet pysyvät kuivia alueita kosteampina, sillä jatkuvien sulamisvesien valunta lisää kosteutta myös sateettomina kausina. Williams ym. (2009) havaitsemat yhteydet voivat olla taustalla tämänkin tutkimuksen tuloksissa, sillä alueellista esityksestä nousee esille tunturimassiivien lumenviipymien alapuoliset niittymäiset alueet, joille virtaa sulamisvesiä läpi kasvukauden. Kyseisillä alueilla maaperän kosteus ei ole muuttunut juuri ollenkaan kasvukauden aikana (Kuva 35). Williams ym. (2009) toteavat myös, että taustalla vaikuttavat lisäksi erityisesti maaperän ominaisuudet. Hieman yli vuoden pituisen tarkastelujakson aikana he mittasivat kosteuden 38 kertaan 5 – 105 cm syvyydeltä, minkä lisäksi he kartoittivat mm. maaperän ominaisuuksia (raekoko ja maaperän paksuus) hyvin samoin menetelmin kuin tässä tutkimuksessa on tehty. Myös Ayresin ym. (2010) kokeellisessa maaperän muutoksia tarkastelevassa tutkimuksessa saatiin tulokseksi jopa 9 % VWC muutos. Kokeessaan he kerryttivät lunta kuuden vuoden ajan (2000–2006) aitojen avulla ja selvittivät maaperän kosteuden määrän kuivattamalla maaperänäytteitä, joita kerättiin vuosittain koealoilta. Ayres ym. (2010) havaitsivat, että eniten lunta kerryttäneellä koealalla maaperän kosteus lisääntyi koko alueella.

Poiketen hieman Williams ym. (2009) tuloksista, Garcia-Estringana ym. (2013) havaitsivat tutkimuksissaan erityisen kuivien tai kosteiden ajanjaksojen aikana kosteuden alueelliset erot ovat pienimmillään, kun taas ko. ajanjaksojen välillä kosteuden alueelliset erot äärevöityivät. Kyseinen ilmiö voi osittain selittää tämän tutkimuksen äärimmäisiä arvoja, sillä kosteusmittauksia ei tehty äärimmäisen kosteana tai kuivana ajankohtana, vaikkakin kesäkuun mittausjaksolle ajoittui muutama sadetapahtuma ja elokuun mittaukset tehtiin lyhyen kuivuusjakson päätteeksi. Garcia-Estringanan ym. (2013) pitkäaikaisseurannassa (1998 – 2003) tarkasteltiin ennen kaikkea topografian ja kasvillisuuden vaikutusta kosteuden alueelliseen ja ajalliseen vaihteluun kahdella valuma-alueella, jotka käsittivät osittain hylättyjä viljelymaita ja ruohotasankoja, mutta myös havumetsää. Myös heidän tuloksensa perustuvat mitatun pintamaan kosteuteen, mutta lisäksi myös 0 – 80 cm syvyydeltä mitattuun kosteuteen.

Wilson ym. (2004) toteavat vuodenaikaisvaihtelun olevan ajallisen vaihtelun perimmäinen säätelijä. He kuitenkin korostavat, ettei kosteuden ajallisuuteen liittyviä tuloksia voida soveltaa sellaisenaan, sillä vuodenaikaisuus on sidottu ennen kaikkea paikallisiin ilmastotekijöihin. Kuten Williams ym. (2009) havaitsivat, myös Wilson ym. (2004) tutkimuksissa todettiin maaperän ominaisuuksien vaikuttavan kosteuden ajalliseen vaihteluun: kosteutta sitovat, hienojakoiset maalajit tasoittivat vaihtelua, kun taas kosteutta tehokkaasti suodattavat, karkeat

maalajit kasvattavat kosteuden vuodenaikaan sidonnaista vaihtelua. Heidän havaintonsa näkyvät selkeästi myös tässä tutkimuksessa: karkean raekoon alueilla kosteuden ajallinen muutos on ollut voimakkaasti negatiivinen, mutta hienojakoisempien maalajien alueella muutos on ollut hyvin vähäistä. Tässä tutkimuksessa merkittävää alueellista vaihtelua aiheuttavat turvemaat, joiden merkitys ajalliselle muutokselle ei tullut esille. Wilsonin ym. (2004) tulostensa pohjalta kosteuden ajallisen vaihtelun ennustamiseksi tarvitaan ennen kaikkea tietoa maalajikohtaisista ominaisuuksista koskien kosteudensitomista ja varastointia. Laaja, viidellä valuma-alueella tehty tutkimus koostuu 580 valuma-aluekohtaisesta mittauspisteestä, joilla mittaukset toistettiin kahden vuoden seurannan aikana kuudesti (Wilson et al. 2004).

8.3. Maaperän kosteuden merkitys putkilokasvien levinneisyydelle

Yksi tärkeimmistä maaperän kosteuden takaisinkytkennöistä on kosteuden vuorovaikutussuhde kasvillisuuden kanssa (Crimmins et al. 2011; Winkler 2016). Arktis-alpiinisessa ympäristössä putkilokasvien levinneisyyteen vaikuttaa merkittävimmin maaperän kosteuden saatavuus eli alueellisen ja ajallisen kosteuden vaihtelu. Kosteus on tärkeämpi ympäristötekijä kuin muut maaperän ominaisuudet tai vallitsevat säteilyolosuhteet. Maastossa mitattu kosteustieto parantaa tilastollisesti merkittävästi lajilevinneisyysmallien ennustekykä, kun taas usein kosteustiedon sijaan käytetty indeksi ei suoriudu yhtä hyvin. Tämän tutkimuksen tuloksien kanssa linjassa ovat le Roux'n ym. (2013) ja Niittysen (2015) hyvin samankaltaisilla asetelmilla saamat tulokset.

Tuloksia tarkastellessa on huomioitava lajien yksilöllinen suhde kosteuteen, mikä vaihtelee suuresti lajista toiseen (Kuva 31; Winkler 2016). Tässä tutkimuksessa tarkastellaan yleisesti kosteuden alueellisen vaihtelun merkitystä putkilokasvien levinneisyyteen, mutta 54 lajin kasviaineistossa on kosteita ympäristöjä suosivien lajien lisäksi myös vanamon kaltaisia lajeja, jotka esiintyvät runsaina hyvin kuivissakin ympäristöissä, joissa taas enemmän kosteutta vaativat lajit, kuten juolukka, eivät menesty. Nurmitataria ja sammalvarpiota tavataan pääsääntöisesti alueilla, joissa maaperän kosteus on noin 30 – 45 % (VWC), kun taas tunturisaraa ja sielikköä tavataan runsain määrin lähes kaikissa kosteusgradientin ympäristöissä. Osa lajeista on boreaalisen vyöhykkeen lajeja (esim. vanamo), jotka eivät siedä tutkimusalueelle tyypillisiä karuja olosuhteita ja kylmän ilmanalan ympäristölle ominaisia häiriöitä, joihin puolestaan arktis-alpiininen lajisto on sopeutunut (le Roux & Luoto 2014). On myös huomioitava, että pääosa havainnoista on tehty alueilla, joilla kosteus on korkeintaan 30 %, mikä voi vääristää tuloksia etenkin erittäin kosteiden alueiden osalta. Tästä johtuen

aineistossa ei riittävää määrää havaintoja kaikista kosteimpien alueiden lajeista, minkä seurauksena kuivahkojen ympäristöjen lajit korostuvat mallinnussovelluksessa.

Maaperän kosteudensitomiskyky on ratkaisevassa asemassa tarkasteltaessa kasvien kokemaa kuivuusstressiä (Kammer et al. 2013). Kun arvioidaan kasvillisuuden saatavilla olevaa vesimäärää, maaperän kosteuden on havaittu olevan tärkeämpi ympäristötekijä kuin sademäärä tai lumenmäärä, sillä alpiinisten alueiden kosteusgradientti voi lyhyelläkin välimatkalla vaihtua kosteikosta lähes aavikkomaisen kuiviin olosuhteisiin (Taylor & Seastedt 1994). Arktis-alpiinisen kasvillisuudelle tyypillinen mosaiikkimainen levinneisyys on seurausta ennen kaikkea maaperän kosteuden alueellisesta vaihtelusta (le Roux et al. 2013). Kosteus säätelee merkittävästi arktis-alpiinisen kasvillisuuden esiintymistä, minkä lisäksi kasvit tarvitsevat sitä välttämättömien elintoimintojen ylläpitämiseen, lisääntymiseen ja ravinteiden saantiin (Billings & Mooney 1968). Lisäksi kosteus vaikuttaa kasvillisuuden lajityhteisörakenteeseen, lajirunsauteen ja ennen kaikkea lajien paikalliseen levinneisyyteen (le Roux et al. 2013; le Roux & Luoto 2014; Winkler 2016).

le Roux ym. (2013) havaitsivat laajalla 1920 tutkimusruudun asetelmallaan kosteuden olevan jopa lämpötilaa tärkeämpi ympäristötekijä arktis-alpiiniselle kasvillisuudelle. Heidän tuloksensa osoittavat, että kosteus säätelee kasvillisuutta hienollakin mittakaavatasolla, lisäksi kosteus ei säätele kasvillisuutta ainoastaan lajitasolla vaan myös lajityhteisötasolla. Tutkimuksissaan he tarkastelivat kahden säteilyolosuhteiltaan poikkeavan tunturirinteen putkilokasvillisuutta ja maaperän ominaisuuksia: kosteutta, lämpötilaa ja happamuutta. Tuloksissaan he myös korostavat, etteivät kosteustiedon sijasta käytetyt indeksit toimi mitatun kosteuden tapaan hienon mittakaavatason mallinnuksessa. le Roux'n ym. (2013) tulosten kanssa ovat linjassa myös Crimmins ym. (2011) tutkimustulokset. Heidän alpiinista kasvillisuutta käsittelevässä tutkimuksessa havaittiin, että kohoavista lämpötiloista huolimatta lajit eivät siirry korkealla sijaitseville kasvupaikoille, missä olisi optimaalinen lämpötila. Sen sijaan lajit sopeutuvat lämpenevään ilmastoon joustamalla optimilämpötilastaan, sillä niiden havaittiin jopa siirtyvän matalammille kasvupaikoille, joissa on riittävästi kosteutta saatavilla.

Tämän tutkimuksen tulokset ovat hyvin samansuuntaiset le Roux'n ym. (2013) tulosten kanssa. Molemmille tutkimuksille tärkeimmät ympäristötekijät, kosteus ja lämpötila, mitattiin täysin samanlaisin menetelmin, mikä lisää tulosten vertailtavuutta. Tosin tässä tutkimuksessa mittausjakson pituus on viisinkertainen, mikä tuo epävarmuutta tulokseen, ja lisäksi tutkimusasetelma on hyvin erilainen. le Roux'n ym. (2013) tutkimuksessa tarkastellaan

vierekkäisiä tutkimusruutuja ($n = 1920$) hieman suppeammalla alueella kuin tässä tutkimuksessa, jossa tutkimusruutuja ($n = 374$) on hyvin hajanaisesti laajalla kahden tunturimassiivin alueella, jossa ovat todella suuret ympäristögradientit läsnä. Myös maaperän happamuutta kuvastamaan käytettiin kalkki-indeksiä, mikä voi olla osittain epätarkka, kun taas he määrittivät happamuuden kemiallisin analyysin tutkimusruuduista kerätyistä maaperänäytteistä. Analyyseissaan he käyttivät SWI:n sijaan TWI:tä (Topographic wetness index), joka ei esitä uomaverkostojen valuntaa yhtä realistisesti, sillä TWI olettaa veden virtaavan vain uoman keskellä. Myös le Roux ym. (2013) käyttivät GLM, GAM ja GBM-mallinnusmenetelmiä, joita käytettiin tässäkin tutkimuksessa RF:n ohella.

Winklerin ym. (2016) kokeellisessa tutkimuksessa havaittiin enemmän kosteuden kuin lämpötilan säätelevän alpiinista kasvillisuutta läpi kasvukauden. Heidän koeasetelmansa kattaa neljä koealaa ($\varnothing 3$ m): kontrollialan lisäksi lämmitetyn koealan, kastellun koealan ja koealan, joka on lämmitetty ja kasteltu. Lisätty kosteus vaikutti kasvillisuuteen positiivisesti, oli koeala lämmitetty tai ei. Kasteltuihin koealoihin lisättiin $2,5 \text{ mm/m}^2$ vettä viikoittain lumensulamisesta syyskuuhun ja koetta toistettiin neljänä peräkkäisenä kasvukautena (2008 – 2012). Lämpenemisen aiheuttamasta kuivuudesta hyötyvät vain kuivuuteen sopeutuneet graminoidit eli heinämäiset kasvit (esim. tunturisara) kosteampaa ympäristöä vaativamman kasvillisuuden väistyessä. Erityisen synkältä näyttää patjamaisten kasvien (esim. sielikkö) tulevaisuus, sillä kastelusta huolimatta ne eivät menesty optimilämpötilansa ulkopuolella. Winkler ym. (2016) tulokset osoittavat, että lämpenevän ilmaston vaikutukset alpiiniseen kasvillisuuteen ovat positiiviset vain alueilla, joilla maaperän kosteutta on riittävästi saatavilla, sillä jopa lyhyidenkin kuivuusjaksojen on havaittu vaikuttavan negatiivisesti kasvillisuuteen (Billings & Bliss 1959).

Myöhään sulava lumi lyhentää arktisille ja alpiinisille ympäristöille tyypillistä lyhyttä kasvukautta entisestään, mutta lumenviipymien koko kesän kestävä sulaminen muodostaa voimakkaan kosteusgradientin, mikä heijastuu myös kasvillisuuteen (Billings & Bliss 1959; Litaor et al. 2008). Putkilokasveja ei tavata juuri ollenkaan tuulen pieksemillä harjanteilla ja huipuilla, minne lunta ei kerääny voimakkaan tuulen vuoksi ja missä maaperän karkea raekoko tehostaa mahdollisten sulavesien suodattumista (Ryvarden 1969; le Roux & Luoto 2014). Tuulenpieksemät ovat karuja ja kuivia ympäristöjä, joissa maaperä on ohut ja vähäturpeinen, jos maaperää ylipäättensä on tuulieroosion seurauksena. Tuuli kuljettaa pintamaan mukanaan, etenkin jos maa on kuiva ja kasvillisuudelta paljas. Kun taas suurten lumenviipymien alapuoliset alueet poikkeavat kasvillisuudeltaan muusta ympäristöstä, sillä nämä alueet pysyvät

kosteina läpi kasvukauden sulamisvesien pitäessä yllä tasaista maaperän kosteutta (Ryvarden 1969; Williams et al. 2009). Lumenviipymien ympäristöt ja kosteat painanteet ovat muuta ympäristöä rehevämpiä kasvillisuudeltaan, sillä ne tarjoavat tuulensuojan ja niihin muodostuu kostean maaperän ja rehevän kasvillisuuden seurauksena enemmän turvetta (Billings 1973). Lämpenevä ilmasto voi kuitenkin sulattaa lumenviipymät yhä aikaisemmin, mikä aiheuttaa tasaiseen kosteuteen tottuneille lajijyhteisöille kuivuusstressiä sulamisvesivaikutuksen päättyessä aiemmin kasvukaudella (Winkler 2016).

8.4 Tulosten luotettavuus

Tulokset ovat käytettävissä olevan aineiston ja käytettyjen menetelmien summa. Maaperän ominaisuuksien alueellinen tutkimus on perinteisesti ollut kvalitatiivista ja deskriptiivistä, mikä on modernien mallinnusmenetelmien myötä muuttunut kvantitatiivisempaan suuntaan suurten aineistomäärien, kaukokartoituksen ja laskentatehon kasvaessa (McKenzie & Ryan 1999; McBratney et al. 2000). Aineiston ja menetelmien mahdolliset puutteet tuottava virhelähteitä tuloksiin, joista ilman kriittistä tulkintaa voidaan vetää virheellisiä johtopäätöksiä maaperän kosteuden alueellisesta vaihtelusta, ajallisesta muutoksesta ja merkityksestä kasvillisuuden levinneisyydelle.

8.4.1 Aineiston luotettavuus

Aineiston luotettavuus perustuu ennen kaikkea eri ympäristögradienttien kattamiseen ja etenkin mikrotason kosteuden suhteellisen laajaan mittausaineistoon. Lisäksi myös monipuolinen kaukokartoitusaineisto lisää luotettavuutta. Ympäristötekijät vaihtelevat suuresti tutkimusalueella, mikä on saatu verrattain hyvin katettua aineistossa, lukuun ottamatta lumigradienttia. Toki on otettava huomioon, että varsinaiset mittaukset ja havainnot ovat alttiita mahdollisille tutkijoiden tekemille virheille ja erehdyksille. Erityisesti kasvillisuuskartoitus voi olla haastavaa arktis-alpiiniselle kasvillisuudelle tyypillisen pienikokoisuuden vuoksi. Kasvillisuuskartoitukseen osallistui neljä putkilokasviasiantuntijaa, mikä hankaloittaa mahdollisten systemaattisten virheiden korjaamista.

Pitkät aikaikkunat mittausjaksoissa pitävät sisällään vaihtelevia säätiloja, kesäkuun mittausjakson osalta jopa lyhyitä sateita. Myös laaja tutkimusalue vaikuttaa osaltansa mittausten vertailtavuuteen: mitkä alueet on kartoitettu sateisina päivinä, mitkä paahteisina. Etenkin elokuun mittausjaksoa edeltänyt pitkä sateeton ajanjakso voi vaikuttaa mahdollisesti kartoitusjärjestyksen luomaan virheeseen. Tämän johdosta kaikki kosteus- ja lämpömittaukset

tulisikin korjata luotettavalla kalibrointiaineistolla, jota ei kesäkuun mittauksissa ollut saatavilla Toisaalta samansuuntaiset tulokset eri mittakaavatasoilla tuovat varmuutta kosteutta säätelevistä ympäristötekijöistä. Lisäksi käytettävissä olevien havaintojen ja mittausten lukumäärä on otettava huomioon tuloksia tarkasteltaessa ja niitä vertailtaessa. Korkeimmillaan havaintoja ja mittauksia on lähes 600 (mikrotason kosteuden alueellinen vaihtelu) ja alimmillaan niitä on vain 72 (makrotason kosteuden ajallinen muutos). Laajempi aineisto etenkin makrotasolla on tarpeen luotettavampien tulosten saamiseksi, minkä lisäksi laaja aineisto mahdollistaisi myös esim. koneoppimismenetelmien käytön.

Ympäristötekijöiden aineisto on osaksi maastossa kerättyjä havaintoja ja mittauksia, kun taas osa ympäristötekijöistä perustuu topografia-, kaukokartoitus- ja ilmastomallista johdettuihin ympäristömuuttujiin. Valitut aineistot herättävät kysymyksen: miksi kasvillisuutta ei käytetty selittävänä ympäristötekijänä meso- ja makrotason malleissa, vaikka sitä edusti putkilokasvipeittävyys mikrotasolla? Kasvillisuutta kuvaamaan olisi todennäköisesti valittu satelliittikuvista laskettava NDVI (Normalized difference vegetation index; Xie et al. 2008), joka korreloi vahvasti korkeuden kanssa, mikä olisi aiheuttanut vahvaa multikollinearisuutta muiden muuttujien, kuten vesitaseen kanssa. Puuttuva kasvillisuusmuuttuja olisi saattanut parantaa mallien ennustekykyä enemmän kuin sen sijasta valittu vesitase, ja kasvillisuuden mukaan tuominen malleihin olisi voinut muuttaa tulosten lisäksi niistä tarkastelemalla tehtyjä johtopäätöksiä.

Kaukokartoitus- ja ilmastomalliaineistoihin liittyy lukuisia epävarmuuksia. Esimerkiksi ilmastomalli on varsin karkea, sillä se perustuu kuukausittaisiin lämpötilakeskiarvoihin. Mallinussovelluksessa käytetty aineisto on yhdistelmä mikrotason maastohavaintoja ja -mittauksia sekä karkeampien mittakaavatasojen aineistoja. Onkin huomioitava, kuinka pistemittauksia ja esim. kaukokartoittamalla tuotettuja aineistoja pystytään yhdistämään todenmukaisesti, sillä kyseiset aineistot soveltuvat hyvin eri mittakaavatason ympäristötekijöiden tarkasteluun (Western et al. 2002). Myös mallinussovelluksen tuloksia tulkittaessa on huomioitava lajien yksilölliset kosteusvaatimukset, joiden vaikutus tasoittuisi suuremmalla lajimäärällä. Kalkki-indeksi pohjautuu geologiseen kartoitukseen ja korkeusmalliin, mutta varsinaiseen kemiallisiin analyysien määritettyyn maaperän happamuuteen indeksiä ei verrattu.

Ympäristömuuttujien epätasaiset jakaumat vaikuttavat tuloksiin, mikä on tuotu esille tulosten tarkastelussa. Esimerkiksi mikrotason turpeen paksuuden mittauksista merkittävä osa on tehty

alueilla, joilla turvetta on < 10 cm syvyydeltä, joten voi olla, ettei paksummista turvekerroksista ole riittävä määrä mittauksia. Kuitenkin yksittäisenä selittäjänä turpeen paksuus selittää 20 % mikrotason kosteuden alueellisesta vaihtelusta, mikä tekee turpeen paksuuden selitysasteesta korkeimman yksimuuttujisista malleista. Tärkeinä selittäjinä sekä turpeen paksuus että maaperän lämpötila tulisi mitata useammasta kohdasta tutkimusruutua, kuten maaperän kosteudenkin osalta meneteltiin. Lisäksi tutkimusalueen eri maalajien lämpöominaisuudet voisi tutkia. Myös mikrotason läsnäolohavainnot lumipeitteestä ovat aliedustettuja, kun niitä verrataan ei-läsnä -havaintoihin. Tästä johtuen ajallista muutosta tutkittaessa lumipeite oli jätettävä pois ympäristömuuttujista, mikä kenties olisi ollut hyvä ratkaisu myös alueellisen vaihtelun tarkastelussa. Binäärinen läsnäolotieto lumesta ei myöskään kerro tarkasti lumen sulamisajankohtaa. Mikrotason kosteuden ajallista muutosta ympäristömuuttujat selittävät yksittäisinä selittäjinä huomattavan heikosti, mikä voi herättää kysymyksen: Ovatko valitut ympäristömuuttujat oikeat kuvaamaan ajallista muutosta?

Kosteuden ajallista muutosta tarkasteltaessa on huomioitava, että suurin osa mitatuista arvoista on noin ≤ 10 % (VWC; Kuva 21), mutta alku- ja loppukesän mittausten suhteellista eroa tarkasteltaessa nousee ääriarvoille korostunut merkitys, mikä tulee esille erityisesti alueellista esitystä tulkitessa (Kuva 35). Myös sattuman vaikutus on otettava huomioon, sillä otoskoko on huomattavan pieni maisematasolla (n 72). Tällöin etenkin ääriarvojen määrä ja vaikutus esim. alueelliseen esitykseen korostuu todellista suuremmaksi. Näistä seikoista johtuen ajallisen muutoksen tuloksiin tulisi suhtautua suuntaa-antavasti.

8.4.2 Menetelmien luotettavuus

Valittujen mallinnusmenetelmien tuloksista on verrattain vaikea vaikea tulkita yksiselitteisesti kausaalisuhteita, sillä takaisinkytkennät ja vuorovaikutukset jäävät malleissa huomioimatta. Menetelmät ovat yleisesti käytössä vastaavanlaisissa tutkimuksissa (le Roux et al. 2013). Menetelmien rinnakkainen käyttö tuo varmuutta tuloksiin, sillä eri menetelmien antamat tulokset ovat yhtenevät. Ympäristötekijöiden välisiä suhteita ei kuitenkaan tarkastella korrelaatiokertoimia enempää, minkä vuoksi taustalla vaikuttavat mekanismit jäävät pois tuloksista. Ympäristömuuttujien välinen multikollineaarisuus on kuitenkin verraten heikkoa, joten aineiston vahvat sisäiset rakenteet eivät vaikuta korrelatiivisten mallien tuloksista tehtäviin johtopäätöksiin. Aineiston ja menetelmien valinnan lisäksi tuloksia on tulkittu vahvasti teoriaan peilaten. Uusien, monipuolisempien menetelmien, kuten rakenneyhtälömallien, käyttö voisi syventää kosteuden ymmärrystä entisestään paljastamalla

ympäristötekijöiden välisiä hierarkioita ja mahdollisia virhelähteitä (Grace et al. 2016). On myös huomioitava, että GLM-menetelmällä tarkasteltiin yksinomaan hyvin minimalistisesti ympäristötekijöiden ja kosteuden välisiä suhteita (vain ensimmäisen asteen termeillä), mutta GAM-menetelmällä löydettiin myös ei-lineaarisia suhteita.

Kosteuden mallinnussovelluksessa käytettiin BIOMOD:ia ja pitkälti menetelmäkokoelman ennalta asetettuja oletusasetuksia, mikä osoittaa kuinka yksinkertaista on mallintaa ymmärtämättä eri parametrien mahdollisuuksia ja toisaalta niiden haasteita. Tässä tutkimuksessa BIOMOD:n käyttö on perusteltu ennen kaikkea mallinnussovelluksena ja tutkittavan ilmiön tärkeyden osoittamiseksi, eikä sillä niinkään tavoitella ekologisesti syventynyttä lajilevinneisyysanalyysia.

8.5 Jatkotutkimus

Tulokset osoittavat mielenkiintoisia yhteyksiä ja esittävät varteenotettavia tutkimuskysymyksiä, joihin vastaaminen vaatii hienostuneempaa otetta sekä aineiston että menetelmien osalta (esim. ympäristötekijöiden väliset suhteet ja rakenneyhtälömallit). Tutkimus tulisi toistaa laajemmalla, systemaattisella tutkimusasetelmalla, jossa mittausjaksojen pituudet olisivat kontrolloidut ja sääolosuhteet mahdollisimman yhteneväiset. Etenkin aikaikkunan pituuteen ja kalibrointiaineistoon on kiinnitettävä enemmän huomiota. Hienonmittakaavan tutkimus suhteellisen laajalla otannalla ($n > 1000$) voisi vastata sopivan tutkimusasetelman tarpeeseen: maiseman läpileikkaava kosteusaineisto olisi ensimmäinen laatuaan.

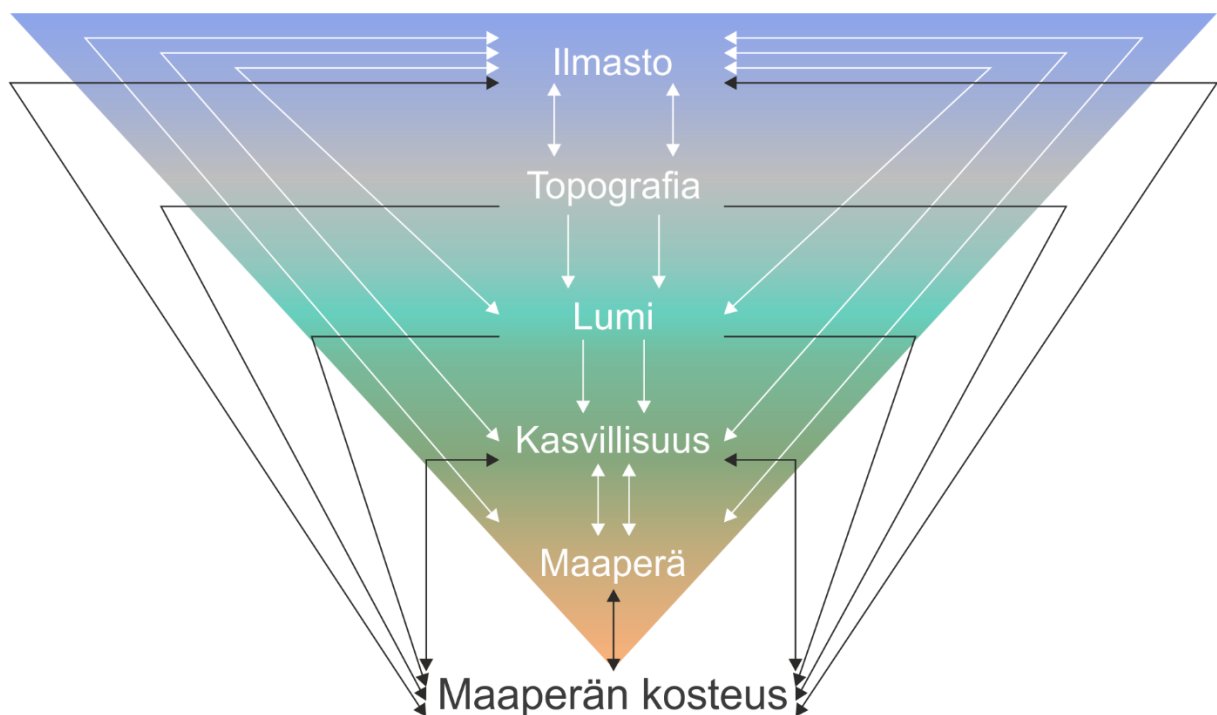
Keskeisenä arktis-alpiinisena ilmiönä kosteus sitoo yhteen eri ympäristötekijöitä ja prosesseja, mikä korostaa kosteuden ilmeistä roolia ilmastonmuutostutkimuksessa. Kosteus on tutkimuksenkohteena verrattain yksinkertainen ja nopea mitata, mutta kosteutta ei kuitenkaan ole kattavasti tutkittu, etenkin kosteuden ajallista vaihtelua ja muutosta arktisilla alueilla. Vähän tutkittua on myös esim. geomorfologisten prosessien vaikutus kosteuteen. Kosteuden ja sitä säätelevien ympäristötekijöiden väliset monitasoiset yhteydet ja takaisinkytkennät mahdollistavat hyvin poikkitieteellisen tutkimuksen eri näkökulmista.

Tässä tutkimuksessa kosteuden tärkeyttä arktis-alpiinisessa ympäristössä motivoitiin mallinnussovelluksella, jossa tarkasteltiin kosteuden merkitystä putkilokasvien lajilevinneisyydelle. Mielenkiintoista olisi toistaa tutkimus myös muilla lajiryhmillä, kuten sammalilla ja jäkälillä, joista on saatavilla alueellisesti yhtenevä aineisto. Vähäinen

asiantuntemukseni muista kuin putkilokasveista vaatisi tiivistä yhteistyötä muiden lajiryhmien erikoisasiantuntijoiden kanssa. Kosteuden ja lajilevinneisyyden tutkimusta voisi myös syventää ulottumaan aivan lajitasolle suurten lajikohtaisten erojen vuoksi. Myös erilainen lajien ryhmittely toisi syvällisempää tarkastelua lajilevinneisyyteen, kuten esim. le Roux'n ja Luodon (2014) boreaaliset ja arktis-alpiiniset lajit tai Taylorin ym. (1994) kuivan, puolikuivan ja kostean ympäristön lajit.

9. Johtopäätökset

Tämä tutkimus osoittaa, että maaperän ominaisuudet ovat tärkein yksittäinen ympäristötekijä kosteuden alueelliselle vaihtelulle ja ajalliselle muutokselle. Maaperä ei kuitenkaan ole irrallinen muusta ympäristöstä, sillä sekä maaperään että kosteuteen heijastuvat vallitsevat olosuhteet ja kosteustutkimuksessa tulisikin ottaa huomioon kattavasti eri ympäristötekijöitä (Kuva 36). Kosteuden mallinnus vaatii eri menetelmien ja aineistojen yhdistämistä sekä kattavaa maastohavainnointia ja -mittauksia.



Kuva 36. Maaperän kosteutta säätelevät ympäristötekijät. Mustat nuolet kuvaavat tässä tutkimuksessa havaittuja ympäristötekijöiden suoria vaikutuksia, valkoiset nuolet teoreettisen viitekehyksen viitoittamia taustalla vaikuttavia yhteyksiä. Maaperän kosteutta säätelevät ilmasto, topografia, lumi, kasvillisuus ja maaperä, joiden suoraa vaikutusta kosteuteen on haastavaa tutkia lukuisten yhteisvaikutusten, takaisinkytkentöjen ja epäsuorien vaikutusten vuoksi.

Kosteuden ajalliseen muutokseen vaikuttavat merkittävästi myös ilmastolliset tekijät, mikä on tyypillistä suuren vuodenaikaisvaihtelun alueilla. Tästä johtuen voidaan olettaa

ilmastonmuutoksen vaikuttavan kosteuden ajallisiin muutoksiin arktisessa ympäristössä, erityisesti sadannan ja lumen sulamisdynamiikan muutosten kautta. Erityisesti tämän osalta tarvitaan jatkotutkimuksia arktisen ympäristön kosteuden ajallisesta muutoksesta. Lämpenevässä ilmastossa kosteuden muutokset ovat merkittäviä kasvillisuudelle, sillä kuten aikaisemmatkin tutkimukset ovat osoittaneet: niukkaressurssisessa ympäristössä kosteus on tärkein kasvillisuutta säätelevä ympäristötekijä.

Kosteuden voimakas vaihtelu on seurausta erilaisista ympäristöolosuhteista, mutta kosteus myös luo erilaisia ympäristöjä. Kosteuden ja ympäristötekijöiden yhteisvaikutukset ja takaisinkytkennät ovat merkittävässä osassa tarkasteltaessa kosteutta, mitä tulevaisuudessa tulisikin kartoittaa tätä tutkimusta syvällisemmin. Tässä tutkimuksessa löydettiin aikaisemmin todettuja teoreettisen viitekehyksen osoittamia yhteyksiä sekä kosteuden ja sitä säätelevien ympäristötekijöiden väliltä että kosteuden ja kasvillisuuden väliltä. Tutkimuksessa tuotiin myös uusia lähestymistapoja kosteuden tutkimukseen yhdistämällä hienonmittakaavan tuloksia laajan maisematason tarkasteluun. Maaperän kosteus on ennen kaikkea paikallisten olosuhteiden säätelemää, mutta siihen vaikuttavat lukuisat ympäristötekijät eri mittakaavatasoilla.

Kiitokset

Kiitän suuresti Societas pro Flora et Fauna Fennica -seuraa, Helsingin yliopiston Geotieteiden ja Maantieteen laitosta, Helsingin yliopiston alumni ry:tä (Ympäristön ystävät rahasto) sekä Maa- ja vesitekniikan tuki ry:tä aineistokeruun, matkakulujen ja kirjoituksen tueksi saamistani apurahoista.

Kiitän koko sydämestäni inspiroivaa tutkimusryhmäämme muistorikkaista kenttäkesistä Saanalla ja Norjan tuntureilla (Kuva 37) – seurassanne opiskeluvuoteni ovat olleet yhtä mieleetöntä seikkailua, ihmettelyä ja oppimista! Erityisesti haluan kiittää FT J. Aaltoa ilmastomallista sekä FT H. Modia ja FM A. Niskasta maaperäaineiston kenttätöihin osallistumisesta. Olen äärimmäisen suuren kiitoksen velkaa työni ohjaajalle, mentorilleni ja luonnonmaantieteen professorillemme M. Luodolle mm. pohjoisten lehtolajien ja suomi toisena kielenä -tukiopetuksesta sekä yleisestä elämänohjauksesta aina kandista graduun. Suurimman kiitoksen haluan osoittaa kumppanilleni FM P. Niittyselle oikeastaan aivan kaikesta matkan varrella – olet paras.



Kuva 37. Pohjois-Norjan tutkimusalueen kolme suurinta tunturia: Jorrbot, Geaidnogáisá ja Rástígáisá (vasemmalta oikealle). Etualalla yksi sadasta viidestä lämpötilalokista säteilysuojineen. Valokuva otettu 10.7.2015 klo 10:15.

Lähteet

- AALTO, J., LE ROUX, P. C. & LUOTO, M. 2013. Vegetation Mediates Soil Temperature and Moisture in Arctic-Alpine Environments. *Arctic Antarctic and Alpine Research*, 45, 429.
- AALTO, J., RIIHIMÄKI, H., MEINER, E., HYLANDER, K. & LUOTO, M. 2016. Revealing topoclimatic asymmetry using meteorological station data. *Environmental Research Letters*, Under review.
- ALLOUCHE, O., TSOAR, A. & KADMON, R. 2006. Assessing the accuracy of species distribution models: prevalence, kappa and the true skill statistic (TSS). *Journal of Applied Ecology*, 43, 1223.
- AMAP 2012. *Arctic Climate Issues 2011: Changes in Arctic Snow, Water, Ice and Permafrost.*, Oslo, Norja.
- AYRES, E., NKEM, J. N., WALL, D. H., ADAMS, B. J., BARRETT, J. E., SIMMONS, B. L., VIRGINIA, R. A. & FOUNTAIN, A. G. 2010. Experimentally increased snow accumulation alters soil moisture and animal community structure in a polar desert. *Polar Biology*, 33, 897.
- BARRETT, R. T. S., HOLLISTER, R. D., OBERBAUER, S. F. & TWEEDIE, C. E. 2015. Arctic plant responses to changing abiotic factors in northern Alaska. *American Journal of Botany*, 102, 2020.
- BERGGRUNN. 2015. *Nasjonal berggrunnsdatabase* [Online]. Available: <<http://geo.ngu.no/kart/berggrunn/>>.
- BEVEN, M. J. & KIRKBY, K. J. 1979. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin*, 24:1, 43.
- BILLINGS, W. D. 1973. Arctic and Alpine Vegetations - Similarities, Differences, and Susceptibility to Disturbance. *Bioscience*, 23, 697.
- BILLINGS, W. D. & BLISS, L. C. 1959. AN ALPINE SNOWBANK ENVIRONMENT AND ITS EFFECTS ON VEGETATION, PLANT DEVELOPMENT, AND PRODUCTIVITY. *Ecology*, 40, 388-397.

- BILLINGS, W. D. & MOONEY, H. A. 1968. Ecology of Arctic and Alpine Plants. *Biological reviews of the Cambridge Philosophical Society*, 43, 481.
- BLANKINSHIP, J. C., MEADOWS, M. W., LUCAS, R. G. & HART, S. C. 2014. Snowmelt timing alters shallow but not deep soil moisture in the Sierra Nevada. *Water Resources Research*, 50, 1448.
- BREIMAN, L. 2001. Random forests. *Machine Learning*, 45, 5.
- BÖHNER, J. & SELIGE, T. 2006. Spatial prediction of soil attributes using terrain analysis and climate regionalisation. In: BÖHNER, J., MCCLOY, K. R. & STROBL, J. (eds.) *SAGA – Analysis and Modelling Applications*. Vol.115 ed.: Göttinger Geographische Abhandlungen.
- CAHOON, S. M. P., SULLIVAN, P. F., SHAVER, G. R., WELKER, J. M. & POST, E. 2012. Interactions among shrub cover and the soil microclimate may determine future Arctic carbon budgets. *Ecology Letters*, 15, 1415.
- CALLAGHAN, T. V., JOHANSSON, M., BROWN, R. D., GROISMAN, P. Y., LABBA, N., RADIONOV, V., BRADLEY, R. S., BLANGY, S., BULYGINA, O. N., CHRISTENSEN, T. R., COLMAN, J. E., ESSERY, R. L. H., FORBES, B. C., FORCHHAMMER, M. C., GOLUBEV, V. N., HONRATH, R. E., JUDAY, G. P., MESHCHERSKAYA, A. V., PHOENIX, G. K., POMEROY, J., RAUTIO, A., ROBINSON, D. A., SCHMIDT, N. M., SERREZE, M. C., SHEVCHENKO, V. P., SHIKLOMANOV, A. I., SHMAKIN, A. B., SKOLD, P., STURM, M., WOO, M.-K. & WOOD, E. F. 2011. Multiple Effects of Changes in Arctic Snow Cover. *Ambio*, 40, 32.
- CHAPIN, F. S., MCGUIRE, A. D., RANDERSON, J., PIELKE, R., BALDOCCHI, D., HOBBI, S. E., ROULET, N., EUGSTER, W., KASISCHKE, E., RASTETTER, E. B., ZIMOV, S. A. & RUNNING, S. W. 2000. Arctic and boreal ecosystems of western North America as components of the climate system. *Global Change Biology*, 6, 211.
- CHAPIN, F. S., STURM, M., SERREZE, M. C., MCFADDEN, J. P., KEY, J. R., LLOYD, A. H., MCGUIRE, A. D., RUPP, T. S., LYNCH, A. H., SCHIMMEL, J. P., BERINGER, J., CHAPMAN, W. L., EPSTEIN, H. E., EUSKIRCHEN, E. S.,

- HINZMAN, L. D., JIA, G., PING, C. L., TAPE, K. D., THOMPSON, C. D. C., WALKER, D. A. & WELKER, J. M. 2005. Role of land-surface changes in Arctic summer warming. *Science*, 310, 657-660.
- CHRISTENSEN, T. R., JOHANSSON, T. R., AKERMAN, H. J., MASTEPANOV, M., MALMER, N., FRIBORG, T., CRILL, P. & SVENSSON, B. H. 2004. Thawing sub-arctic permafrost: Effects on vegetation and methane emissions. *Geophysical Research Letters*, 31, L04501.
- CHRISTIANSEN, H. H., ETZELMULLER, B., ISAKSEN, K., JULIUSSEN, H., FARBROT, H., HUMLUM, O., JOHANSSON, M., INGEMAN-NIELSEN, T., KRISTENSEN, L., HJORT, J., HOLMLUND, P., SANNEL, A. B. K., SIGSGAARD, C., AKERMAN, H. J., FOGED, N., BLIKRA, L. H., PERNOSKY, M. A. & ODEGARD, R. S. 2010. The Thermal State of Permafrost in the Nordic Area during the International Polar Year 2007-2009. *Permafrost and Periglacial Processes*, 21, 156.
- COHEN, J. 1960. A Coefficient of Agreement for Nominal Scales. *Educational and Psychological Measurement*, 20, 37.
- CONRAD, O., BECHTEL, B., BOCK, M., DIETRICH, H., FISCHER, E., GERLITZ, L., WEHBERG, J., WICHMANN, V. & AND BÖHNER, J. 2015. System for Automated Geoscientific Analyses (SAGA) v. 2.1.4, *Geosci. Model Dev.*, 8, 1991-2007, doi:10.5194/gmd-8-1991-2015.
- COSBY, B. J., HORNBERGER, G. M., CLAPP, R. B. & GINN, T. R. 1984. A Statistical Exploration of the Relationships of Soil-Moisture Characteristics to the Physical-Properties of Soils. *Water Resources Research*, 20, 682.
- COSH, M. H., JACKSON, T. J., STARKS, P. & HEATHMAN, G. 2006. Temporal stability of surface soil moisture in the Little Washita River watershed and its applications in satellite soil moisture product validation. *Journal of Hydrology*, 323, 168-177.
- CRAVE, A. & GASCUEL-ODOUX, C. 1997. The influence of topography on time and space distribution of soil surface water content. *Hydrological Processes*, 11, 203.

- CRIMMINS, S. M., DOBROWSKI, S. Z., GREENBERG, J. A., ABATZOGLOU, J. T. & MYNSBERGE, A. R. 2011. Changes in Climatic Water Balance Drive Downhill Shifts in Plant Species' Optimum Elevations. *Science*, 331, 324.
- DAI, A., TRENBERTH, K. E. & QIAN, T. T. 2004. A global dataset of Palmer Drought Severity Index for 1870-2002: Relationship with soil moisture and effects of surface warming. *Journal of Hydrometeorology*, 5, 1117.
- DARMODY, R. G., THORN, C. E., SCHLYTER, P. & DIXON, J. C. 2004. Relationship of vegetation distribution to soil properties in Karkevagge, Swedish Lapland. *Arctic Antarctic and Alpine Research*, 36, 21.
- DONG, J. Z., STEELE-DUNNE, S. C., OCHSNER, T. E. & VAN DE GIESEN, N. 2015. Determining soil moisture by assimilating soil temperature measurements using the Ensemble Kalman Filter. *Advances in Water Resources*, 86, 340-353.
- DORMANN, C. F., MCPHERSON, J. M., ARAUJO, M. B., BIVAND, R., BOLLIGER, J., CARL, G., DAVIES, R. G., HIRZEL, A., JETZ, W., KISSLING, W. D., KUHN, I., OHLEMULLER, R., PERES-NETO, P. R., REINEKING, B., SCHRODER, B., SCHURR, F. M. & WILSON, R. 2007. Methods to account for spatial autocorrelation in the analysis of species distributional data: a review. *Ecography*, 30, 609-628.
- DRASGOW, F. 1986. Polychoric and polyserial correlations. In: KOTZ, S. & JOHNSON, N. (eds.) *The Encyclopedia of Statistics, Volume 7*. Wiley.
- ELITH, J., LEATHWICK, J. R. & HASTIE, T. 2008. A working guide to boosted regression trees. *Journal of Animal Ecology*, 77, 802.
- ELMENDORF, S. C., HENRY, G. H. R., HOLLISTER, R. D., BJORK, R. G., BOULANGER-LAPOINTE, N., COOPER, E. J., CORNELISSEN, J. H. C., DAY, T. A., DORREPAAL, E., ELUMEEVA, T. G., GILL, M., GOULD, W. A., HARTE, J., HIK, D. S., HOFGAARD, A., JOHNSON, D. R., JOHNSTONE, J. F., JONSDOTTIR, I. S., JORGENSON, J. C., KLANDERUD, K., KLEIN, J. A., KOH, S., KUDO, G., LARA, M., LEVESQUE, E., MAGNUSSON, B., MAY, J. L., MERCADO-DIAZ, J. A., MICHELSEN, A., MOLAU, U., MYERS-SMITH, I. H., OBERBAUER, S. F., ONIPCHENKO, V. G., RIXEN, C., SCHMIDT, N. M., SHAVER, G. R., SPASOJEVIC, M. J., PORHALLSDOTTIR, P. E., TOLVANEN,

- A., TROXLER, T., TWEEDIE, C. E., VILLAREAL, S., WAHREN, C. H., WALKER, X., WEBBER, P. J., WELKER, J. M. & WIPF, S. 2012. Plot-scale evidence of tundra vegetation change and links to recent summer warming. *Nature Climate Change*, 2, 453-457.
- ENGSTROM, R., HOPE, A., KWON, H., STOW, D. & ZAMOLODCHIKOV, D. 2005. Spatial distribution of near surface soil moisture and its relationship to microtopography in the Alaskan Arctic coastal plain. *Nordic Hydrology*, 36, 219.
- ESRI. 2012. *ArcGIS 10 Desktop Help* [Online]. Available: <[http //hel
arcgis.com/En/Arcgisdesktop/10.0/Help/](http://help.arcgis.com/En/Arcgisdesktop/10.0/Help/)>.
- FAMIGLIETTI, J. S., RYU, D., BERG, A. A., RODELL, M. & JACKSON, T. J. 2008. Field observations of soil moisture variability across scales. *Water Resources Research*, 44, W01423.
- FOX, J. 2015. *polycor: Polychoric and Polyserial Correlations*. R package version 0.7-8 [Online]. Available: <[http //CRAN.R-project.org/package=polycor](http://CRAN.R-project.org/package=polycor)>.
- FRANKLIN, J. 2010. *Mapping species distributions*, Cambridge, Yhdistynyt kuningaskunta, Cambridge University Press.
- FRENCH, H. M. 2007. *The periglacial environment*, Chichester, Yhdistynyt kuningaskunta, John Wiley & Sons.
- FØYN, S. 1967. The Dividal-Group ("the Hyolithus zone") in Finnmark and its relations to the Eocambrian-Cambrian formations. *NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE*, 249, 1-95
- GARCIA-ESTRINGANA, P., LATRON, J., LLORENS, P. & GALLART, F. 2013. Spatial and temporal dynamics of soil moisture in a Mediterranean mountain area (Vallcebre, NE Spain). *Ecohydrology*, 6, 741-753.
- GRACE, J. B., ANDERSON, T. M., SEABLOOM, E. W., BORER, E. T., ADLER, P. B., HARPOLE, W. S., HAUTIER, Y., HILLEBRAND, H., LIND, E. M., PAERTEL, M., BAKKER, J. D., BUCKLEY, Y. M., CRAWLEY, M. J., DAMSCHEN, E. I., DAVIES, K. F., FAY, P. A., FIRN, J., GRUNER, D. S., HECTOR, A., KNOPS, J. M.

- H., MACDOUGALL, A. S., MELBOURNE, B. A., MORGAN, J. W., ORROCK, J. L., PROBER, S. M. & SMITH, M. D. 2016. Integrative modelling reveals mechanisms linking productivity and plant species richness. *Nature*, 529, 390-+.
- GRAHAM, E. A., RUNDEL, P. W., KAISER, W., LAM, Y., STEALEY, M. & YUEN, E. M. 2012. Fine-Scale Patterns of Soil and Plant Surface Temperatures in an Alpine Fellfield Habitat, White Mountains, California. *Arctic Antarctic and Alpine Research*, 44, 288.
- GRAYSON, R. & WESTERN, A. 2001. Terrain and the distribution of soil moisture. *Hydrological Processes*, 15, 2689.
- GUISAN, A. & THUILLER, W. 2005. Predicting species distribution: offering more than simple habitat models. *Ecology Letters*, 8, 993.
- HANLEY, J. A. & MCNEIL, B. J. 1982. The Meaning and use of the Area Under a Receiver Operating Characteristic (Roc) Curve. *Radiology*, 143, 29.
- HARPOLD, A. A. & MOLOTCH, N. P. 2015. Sensitivity of soil water availability to changing snowmelt timing in the western US. *Geophysical Research Letters*, 42, 8011.
- HARTE, J. & SHAW, R. 1995. Shifting Dominance within a Montane Vegetation Community - Results of a Climate-Warming Experiment. *Science*, 267, 876.
- HASTIE, T. & TIBSHIRANI, R. 1987. Generalized Additive-Models - some Applications. *Journal of the American Statistical Association*, 82, 371.
- HEATHMAN, G. C., LAROSE, M., COSH, M. H. & BINDLISH, R. 2009. Surface and profile soil moisture spatio-temporal analysis during an excessive rainfall period in the Southern Great Plains, USA. *Catena*, 78, 159-169.
- HERNDON, E. M., YANG, Z., BARGAR, J., JANOT, N., REGIER, T. Z., GRAHAM, D. E., WULLSCHLEGER, S. D., GU, B. & LIANG, L. 2015. Geochemical drivers of organic matter decomposition in arctic tundra soils. *Biogeochemistry*, 126, 397.

- HINKEL, K. M., PAETZOLD, F., NELSON, F. E. & BOCKHEIM, J. G. 2001. Patterns of soil temperature and moisture in the active layer and upper permafrost at Barrow, Alaska: 1993-1999. *Global and Planetary Change*, 29, 293.
- HINZMAN, L. D., BETTEZ, N. D., BOLTON, W. R., CHAPIN, F. S., DYURGEROV, M. B., FASTIE, C. L., GRIFFITH, B., HOLLISTER, R. D., HOPE, A., HUNTINGTON, H. P., JENSEN, A. M., JIA, G. J., JORGENSEN, T., KANE, D. L., KLEIN, D. R., KOFINAS, G., LYNCH, A. H., LLOYD, A. H., MCGUIRE, A. D., NELSON, F. E., OECHEL, W. C., OSTERKAMP, T. E., RACINE, C. H., ROMANOVSKY, V. E., STONE, R. S., STOW, D. A., STURM, M., TWEEDIE, C. E., VOURLITIS, G. L., WALKER, M. D., WALKER, D. A., WEBBER, P. J., WELKER, J. M., WINKER, K. & YOSHIKAWA, K. 2005. Evidence and implications of recent climate change in northern Alaska and other arctic regions. *Climatic Change*, 72, 251.
- HOLTEDAHL, O. 1930. Additional observations on the rock formations of Finnmarken, northern Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 11, 16-279.
- HUMPHREYS, W. J. 1907. Note on the Movement of Moisture in Soils. *Science (New York, N.Y.)*, 26, 480.
- IPCC 2014. *Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Geneva, Sveitsi.
- ISARD, S. A. 1986. Factors Influencing Soil-Moisture and Plant Community Distribution on Niwot Ridge, Front Range, Colorado, Usa. *Arctic and Alpine Research*, 18, 83.
- JAESCHE, P., VEIT, H. & HUWE, B. 2003. Snow cover and soil moisture controls on solifluction in an area of seasonal frost, eastern Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 14, 399.
- JUNG, M., REICHSTEIN, M., CIAIS, P., SENEVIRATNE, S. I., SHEFFIELD, J., GOULDEN, M. L., BONAN, G., CESCATTI, A., CHEN, J., DE JEU, R., DOLMAN, A. J., EUGSTER, W., GERTEN, D., GIANELLE, D., GOBRON, N., HEINKE, J., KIMBALL, J., LAW, B. E., MONTAGNANI, L., MU, Q., MUELLER, B., OLESON, K., PAPALE, D., RICHARDSON, A. D., ROUPSARD, O., RUNNING, S., TOMELLERI, E., VIOVY, N., WEBER, U., WILLIAMS, C., WOOD, E., ZAEHLE,

- S. & ZHANG, K. 2010. Recent decline in the global land evapotranspiration trend due to limited moisture supply. *Nature*, 467, 951.
- KAMMER, P. M., SCHOEB, C., EBERHARD, G., GALLINA, R., MEYER, R. & TSCHANZ, C. 2013. The relationship between soil water storage capacity and plant species diversity in high alpine vegetation. *Plant Ecology & Diversity*, 6, 457.
- KARTVERKET. 2015. *Kartverkets nedlastingsportal for åpne kartdata* [Online]. Available: <[http //data.kartverket.no/download/](http://data.kartverket.no/download/)>.
- KIM, Y., NISHINA, K., CHAE, N., PARK, S. J., YOON, Y. J. & LEE, B. Y. 2014. Constraint of soil moisture on CO₂ efflux from tundra lichen, moss, and tussock in Council, Alaska, using a hierarchical Bayesian model. *Biogeosciences*, 11, 5567.
- KORRES, W., REICHENAU, T. G., FIENER, P., KOYAMA, C. N., BOGENA, H. R., COMELISSEN, T., BAATZ, R., HERBST, M., DIEKKRUEGER, B., VEREECKEN, H. & SCHNEIDER, K. 2015. Spatio-temporal soil moisture patterns - A meta-analysis using plot to catchment scale data. *Journal of Hydrology*, 520, 326.
- KOSTER, R. D., DIRMEYER, P. A., GUO, Z. C., BONAN, G., CHAN, E., COX, P., GORDON, C. T., KANAE, S., KOWALCZYK, E., LAWRENCE, D., LIU, P., LU, C. H., MALYSHEV, S., MCAVANEY, B., MITCHELL, K., MOCKO, D., OKI, T., OLESON, K., PITMAN, A., SUD, Y. C., TAYLOR, C. M., VERSEGHY, D., VASIC, R., XUE, Y. K., YAMADA, T. & TEAM, G. 2004. Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation. *Science*, 305, 1138.
- LANE, P. W. 2002. Generalized linear models in soil science. *European Journal of Soil Science*, 53, 241.
- LE ROUX, P. C., AALTO, J. & LUOTO, M. 2013. Soil moisture's underestimated role in climate change impact modelling in low-energy systems. *Global Change Biology*, 19.
- LE ROUX, P. C. & LUOTO, M. 2014. Earth surface processes drive the richness, composition and occurrence of plant species in an arctic-alpine environment. *Journal of Vegetation Science*, 25, 45.

- LEGATES, D. R., MAHMOOD, R., LEVIA, D. F., DELIBERTY, T. L., QUIRING, S. M., HOUSER, C. & NELSON, F. E. 2011. Soil moisture: A central and unifying theme in physical geography. *Progress in Physical Geography*, 35, 65.
- LEV, J. 1949. The Point Biserial Coefficient of Correlation. *Annals of Mathematical Statistics*, 20, 125.
- LIANCOURT, P., SHARKHUU, A., ARIUNTSETSEG, L., BOLDGIV, B., HELLIKER, B. R., PLANTE, A. F., PETRAITIS, P. S. & CASPER, B. B. 2012. Temporal and spatial variation in how vegetation alters the soil moisture response to climate manipulation. *Plant and Soil*, 351, 249.
- LITAOR, M. I., WILLIAMS, M. & SEASTEDT, T. R. 2008. Topographic controls on snow distribution, soil moisture, and species diversity of herbaceous alpine vegetation, Niwot Ridge, Colorado. *Journal of Geophysical Research-Biogeosciences*, 113, G02008.
- LOFFLER, J. 2005. Snow cover dynamics, soil moisture variability and vegetation ecology in high mountain catchments of central Norway. *Hydrological Processes*, 19, 2385.
- LOOKINGBILL, T. & URBAN, D. 2004. An empirical approach towards improved spatial estimates of soil moisture for vegetation analysis. *Landscape Ecology*, 19, 417.
- LUUS, K. A., GEL, Y., LIN, J. C., KELLY, R. E. J. & DUGUAY, C. R. 2013. Pan-Arctic linkages between snow accumulation and growing-season air temperature, soil moisture and vegetation. *Biogeosciences*, 10, 7575.
- MACANDER, M. J., SWINGLEY, C. S., JOLY, K. & RAYNOLDS, M. K. 2015. Landsat-based snow persistence map for northwest Alaska. *Remote Sensing of Environment*, 163, 23.
- MANFREDA, S., MCCABE, M. F., FIORENTINO, M., RODRIGUEZ-ITURBE, I. & WOOD, E. F. 2007. Scaling characteristics of spatial patterns of soil moisture from distributed modelling. *Advances in Water Resources*, 30, 2145.
- MARTINEZ-FERNANDEZ, J. & CEBALLOS, A. 2005. Mean soil moisture estimation using temporal stability analysis. *Journal of Hydrology*, 312, 28-38.

- MCBRATNEY, A. B., ODEH, I. O. A., BISHOP, T. F. A., DUNBAR, M. S. & SHATAR, T. M. 2000. An overview of pedometric techniques for use in soil survey. *Geoderma*, 97, 293.
- MCCALLEY, C. K., WOODCROFT, B. J., HODGKINS, S. B., WEHR, R. A., KIM, E. H., MONDAV, R., CRILL, P. M., CHANTON, J. P., RICH, V. I., TYSON, G. W. & SALESKA, S. R. 2014. Methane dynamics regulated by microbial community response to permafrost thaw. *Nature*, 514, 478-+.
- MCCUNE, B. & KEON, D. 2002. Equations for potential annual direct incident radiation and heat load. *Journal of Vegetation Science*, 13, 603.
- MCKENZIE, N. J. & RYAN, P. J. 1999. Spatial prediction of soil properties using environmental correlation. *Geoderma*, 89, 67.
- METEOROLOGISK INSTITUTT. 2016. *Meteorologisk institutt* [Online]. Available: <http://met.no/>.
- MOESLUND, J. E., ARGE, L., BOCHER, P. K., DALGAARD, T., ODGAARD, M. V., NYGAARD, B. & SVENNING, J.-C. 2013. Topographically controlled soil moisture is the primary driver of local vegetation patterns across a lowland region. *Ecosphere*, 4.
- MONSERUD, R. A. & LEEMANS, R. 1992. Comparing Global Vegetation Maps with the Kappa-Statistic. *Ecological Modelling*, 62, 275.
- MYERS-SMITH, I. H., ELMENDORF, S. C., BECK, P. S. A., WILMKING, M., HALLINGER, M., BLOK, D., TAPE, K. D., RAYBACK, S. A., MACIAS-FAURIA, M., FORBES, B. C., SPEED, J. D. M., BOULANGER-LAPOINTE, N., RIXEN, C., LEVESQUE, E., SCHMIDT, N. M., BAITTINGER, C., TRANT, A. J., HERMANUTZ, L., COLLIER, L. S., DAWES, M. A., LANTZ, T. C., WEIJERS, S., JORGENSEN, R. H., BUCHWAL, A., BURAS, A., NAITO, A. T., RAVOLAINEN, V., SCHAEPMAN-STRUB, G., WHEELER, J. A., WIPF, S., GUAY, K. C., HIK, D. S. & VELLEND, M. 2015. Climate sensitivity of shrub growth across the tundra biome. *Nature Climate Change*, 5, 887-+.

- NATALI, S. M., SCHUUR, E. A. G., MAURITZ, M., SCHADE, J. D., CELIS, G., CRUMMER, K. G., JOHNSTON, C., KRAPEK, J., PEGORARO, E., SALMON, V. G. & WEBB, E. E. 2015. Permafrost thaw and soil moisture driving CO₂ and CH₄ release from upland tundra. *Journal of Geophysical Research-Biogeosciences*, 120, 525.
- NELDER, J. A. & WEDDERBURN, R. D. M. 1972. Generalized Linear Models. *Journal of the Royal Statistical Society Series A-General*, 135, 370.
- NIITTYNEN, P. O. 2015. *Arktis-alpiininen kasvillisuus ja maaperän kosteus*. Helsingin yliopisto.
- NIITTYNEN, P. O. 2016. Lumimalli. Julkaisematon aineisto.
- NORGE I BILDER. 2015. *Kartverkets nedlastingsportal for åpne kartdata* [Online]. Available: <[http://www.norgebilder.no/?zoom=10&lat=7856506.71172&lon=1153258.61523&sr=s=EPSG 32632](http://www.norgebilder.no/?zoom=10&lat=7856506.71172&lon=1153258.61523&sr=s=EPSG%2032632)>.
- PARADIS, E., CLAUDE, J. & STRIMMER, K. 2004. APE: Analyses of Phylogenetics and Evolution in R language. *Bioinformatics*, 20, 289.
- PARENT, A. C., ANCTIL, F. & PARENT, L. E. 2006. Characterization of temporal variability in near-surface soil moisture at scales from 1 h to 2 weeks. *Journal of Hydrology*, 325, 56-66.
- PASTOR, J. & POST, W. M. 1986. Influence of Climate, Soil-Moisture, and Succession on Forest Carbon and Nitrogen Cycles. *Biogeochemistry*, 2, 3.
- PEARSON, R. G., PHILLIPS, S. J., LORANTY, M. M., BECK, P. S. A., DAMOULAS, T., KNIGHT, S. J. & GOETZ, S. J. 2013. Shifts in Arctic vegetation and associated feedbacks under climate change. *Nature Climate Change*, 3, 673-677.
- PENNA, D., BORGA, M., NORBIATO, D. & FONTANA, G. D. 2009. Hillslope scale soil moisture variability in a steep alpine terrain. *Journal of Hydrology*, 364, 311.
- POST, E., FORCHHAMMER, M. C., BRET-HARTE, M. S., CALLAGHAN, T. V., CHRISTENSEN, T. R., ELBERLING, B., FOX, A. D., GILG, O., HIK, D. S., HOYE,

- T. T., IMS, R. A., JEPPESEN, E., KLEIN, D. R., MADSEN, J., MCGUIRE, A. D., RYSGAARD, S., SCHINDLER, D. E., STIRLING, I., TAMSTORF, M. P., TYLER, N. J. C., VAN DER WAL, R., WELKER, J., WOOKEY, P. A., SCHMIDT, N. M. & AASTRUP, P. 2009. Ecological Dynamics Across the Arctic Associated with Recent Climate Change. *Science*, 325, 1355.
- R DEVELOPMENT CORE TEAM. 2016. *The R Project for Statistical Computing, Vienna, Austria* [Online]. Available: <[https //www.r-project.org/](https://www.r-project.org/)>.
- RIDGEWAY, G. 1999. The State of Boosting. *Computing Science and Statistics*, 31, 172.
- RIZOPOULOS, D. 2006. ltm: An R package for latent variable modeling and item response theory analyses. *Journal of Statistical Software*, 17.
- RYVARDEN, L. 1969. The vascular plants of the Rastigaissa area (Finnmark, Northern Norway). *Acta Borealia*, 26, 1-56.
- SCHERRER, D. & KÖRNER, C. 2010. Infra-red thermometry of alpine landscapes challenges climatic warming projections. *Global Change Biology*, 16, 2602-2613.
- SCHUUR, E. A. G., MCGUIRE, A. D., SCHADEL, C., GROSSE, G., HARDEN, J. W., HAYES, D. J., HUGELIUS, G., KOVEN, C. D., KUHRY, P., LAWRENCE, D. M., NATALI, S. M., OLEFELDT, D., ROMANOVSKY, V. E., SCHAEFER, K., TURETSKY, M. R., TREAT, C. C. & VONK, J. E. 2015. Climate change and the permafrost carbon feedback. *Nature*, 520, 171-179.
- SEDDON, A. W. R., MACIAS-FAURIA, M., LONG, P. R., BENZ, D. & WILLIS, K. J. 2016. Sensitivity of global terrestrial ecosystems to climate variability. *Nature*, 531, 229-+.
- SENEVIRATNE, S. I., CORTI, T., DAVIN, E. L., HIRSCHI, M., JAEGER, E. B., LEHNER, I., ORLOWSKY, B. & TEULING, A. J. 2010. Investigating soil moisture-climate interactions in a changing climate: A review. *Earth-Science Reviews*, 99, 125.
- SENEVIRATNE, S. I., LUETHI, D., LITSCHI, M. & SCHAER, C. 2006. Land-atmosphere coupling and climate change in Europe. *Nature*, 443, 205.

- SKOV, F. & SVENNING, J. C. 2004. Potential impact of climatic change on the distribution of forest herbs in Europe. *Ecography*, 27, 366.
- SMITH, L. C., BEILMAN, D. W., KREMENETSKI, K. V., SHENG, Y., MACDONALD, G. M., LAMMERS, R. B., SHIKLOMANOV, A. I. & LAPSHINA, E. D. 2012. Influence of permafrost on water storage in West Siberian peatlands revealed from a new database of soil properties. *Permafrost and Periglacial Processes*, 23, 69.
- TAYLOR, R. V. & SEASTEDT, T. R. 1994. Short-Term and Long-Term Patterns of Soil-Moisture in Alpine Tundra. *Arctic and Alpine Research*, 26, 14.
- TEULING, A. J. & TROCH, P. A. 2005. Improved understanding of soil moisture variability dynamics. *Geophysical Research Letters*, 32, L05404.
- THUILLER, W. 2003. BIOMOD - optimizing predictions of species distributions and projecting potential future shifts under global change. *Global Change Biology*, 9, 1353.
- THUILLER, W., GEORGES, D., ENGLER, R. & BREINER, F. 2016. *biomod2: Ensemble Platform for Species Distribution Modeling* [Online]. Available: <[http //CRAN.R-project.org/package=biomod2](http://CRAN.R-project.org/package=biomod2)>.
- THUILLER, W., LAFOURCADE, B., ENGLER, R. & ARAUJO, M. B. 2009. BIOMOD - a platform for ensemble forecasting of species distributions. *Ecography*, 32, 369.
- TOBLER, W. R. 1970. Computer Movie Simulating Urban Growth in Detroit Region. *Economic Geography*, 46, 234.
- WESTERN, A. W. & BLOSCHL, G. 1999. On the spatial scaling of soil moisture. *Journal of Hydrology*, 217, 203.
- WESTERN, A. W., GRAYSON, R. B. & BLOSCHL, G. 2002. Scaling of soil moisture: A hydrologic perspective. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 30, 149.
- WIGMOSTA, M. S., VAIL, L. W. & LETTENMAIER, D. P. 1994. A Distributed Hydrology-Vegetation Model for Complex Terrain. *Water Resources Research*, 30, 1665.

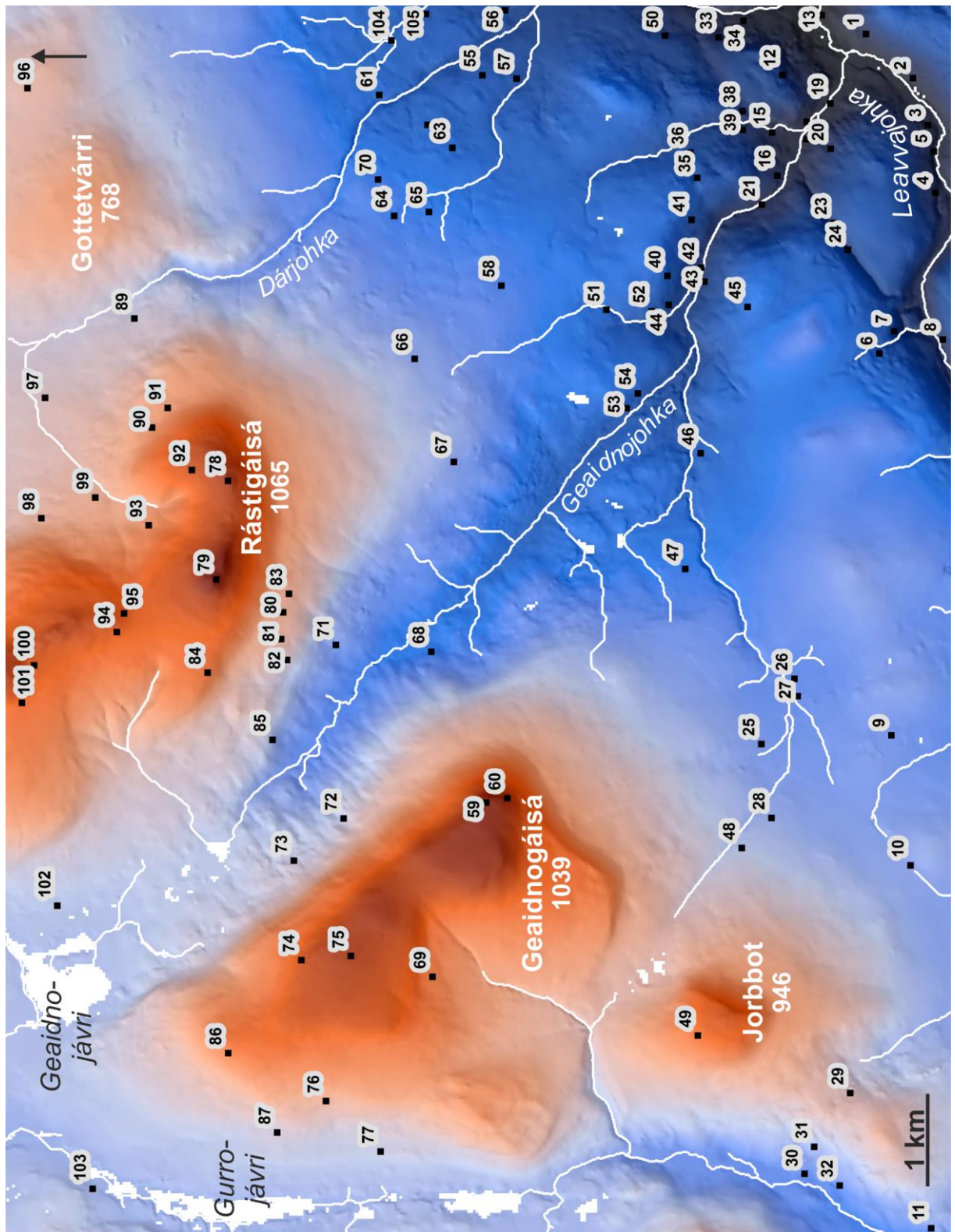
- WILCOXON, F. 1945. Individual Comparisons by Ranking Methods. *Biometrics Bulletin*, 1, 80.
- WILLIAMS, C. J., MCNAMARA, J. P. & CHANDLER, D. G. 2009. Controls on the temporal and spatial variability of soil moisture in a mountainous landscape: the signature of snow and complex terrain. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13, 1325.
- WILSON, D. J., WESTERN, A. W. & GRAYSON, R. B. 2004. Identifying and quantifying sources of variability in temporal and spatial soil moisture observations. *Water Resources Research*, 40, 11.
- WINKLER, D. E., CHAPIN, K. J., KUEPPERS, L., M. 2016. Soil moisture mediates alpine life form and community productivity responses to warming. *Ecology*.
- WOOD, S. N. 2011. Fast stable restricted maximum likelihood and marginal likelihood estimation of semiparametric generalized linear models. *Journal of the Royal Statistical Society Series B-Statistical Methodology*, 73, 3.
- VÄRE, H. & PARTANEN, R. 2012. *Suomen tunturikasvio*, Hämeenlinna, Metsäkustannus Oy.
- XIE, Y. C., SHA, Z. Y. & YU, M. 2008. Remote sensing imagery in vegetation mapping: a review. *Journal of Plant Ecology*, 1, 9-23.

Litteet

Liite 1. Kasvilajaineisto

Putkilokasvilaji	Prevalenssi	
<i>Andromeda polifolia</i>	22	≥ 200
<i>Antennaria dioica</i>	10	
<i>Anthoxanthum odoratum</i>	19	≥ 100
<i>Arctostaphylos alpina</i>	29	
<i>Bartsia alpina</i>	16	≥ 50
<i>Betula nana</i>	163	
<i>Betula pubescens</i>	83	≥ 25
<i>Bistorta vivipara</i>	47	
<i>Caltha palustris</i>	15	≥ 10
<i>Campanula rotundifolia</i>	8	
<i>Carex bigelowii</i>	124	< 10
<i>Carex vaginata</i>	20	
<i>Cassiope hypnoides</i>	62	
<i>Cornus suecica</i>	27	
<i>Deschampsia flexuosa</i>	150	
<i>Diapensia lapponica</i>	25	
<i>Diphasiastrum alpinum</i>	18	
<i>Dryas octopetala</i>	21	
<i>Empetrum hermaphroditum</i>	296	
<i>Eriophorum angustifolium</i>	8	
<i>Festuca ovina</i>	59	
<i>Gnaphalium supinum</i>	16	
<i>Hieracium sect. Vulgata</i>	26	
<i>Huperzia selago</i>	42	
<i>Juncus trifidus</i>	163	
<i>Juniperus communis</i>	15	
<i>Linnaea borealis</i>	62	
<i>Loiseleuria procumbens</i>	66	
<i>Luzula arcuata</i>	8	
<i>Luzula confusa</i>	37	
<i>Luzula pilosa</i>	8	
<i>Luzula spicata</i>	9	
<i>Lycopodium annotinum</i>	8	
<i>Melampyrum pratense</i>	17	
<i>Pedicularis lapponica</i>	30	
<i>Phyllodoce caerulea</i>	133	
<i>Pinguicula vulgaris</i>	8	
<i>Pyrola minor</i>	8	
<i>Salix herbacea</i>	150	
<i>Salix lapponum</i>	13	
<i>Saussurea alpina</i>	20	
<i>Selaginella selaginoides</i>	9	
<i>Sibbaldia procumbens</i>	9	
<i>Silene acaulis</i>	8	
<i>Solidago virgaurea</i>	47	
<i>Taraxacum coll.</i>	8	
<i>Thalictrum alpinum</i>	10	
<i>Trichophorum cespitosum</i>	12	
<i>Trientalis europaea</i>	37	
<i>Trollius europaea</i>	8	
<i>Vaccinium myrtillus</i>	160	
<i>Vaccinium uliginosum</i>	79	
<i>Vaccinium vitis-idaea</i>	302	
<i>Viola biflora</i>	27	

Liite 2. Tutkimusalueen korkokuva ja tutkimusalat (n 105)



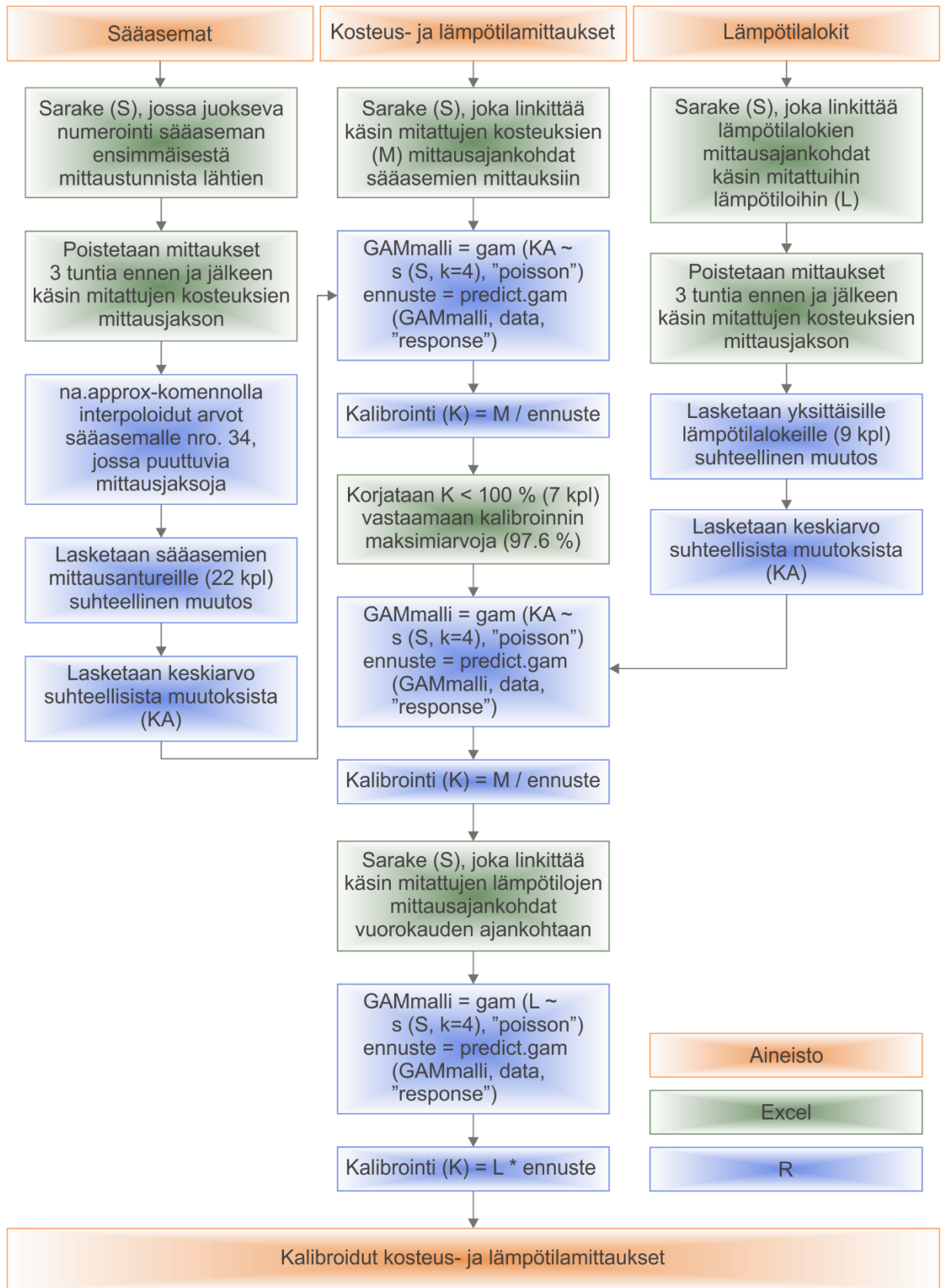
Tutkimusalueen
korkokuva
(m mpy)



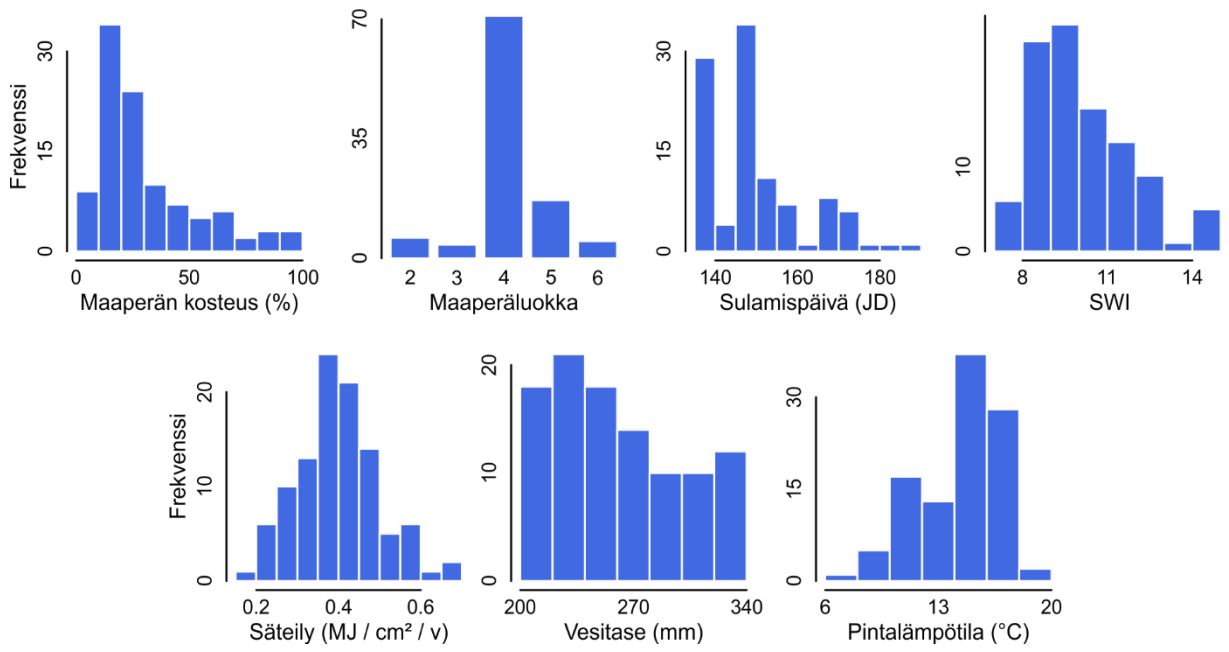
Vesistö
Tutkimus-
ala



Liite 3. Maaperän kosteus- ja lämpötila-arvojen korjauksen työnkulku

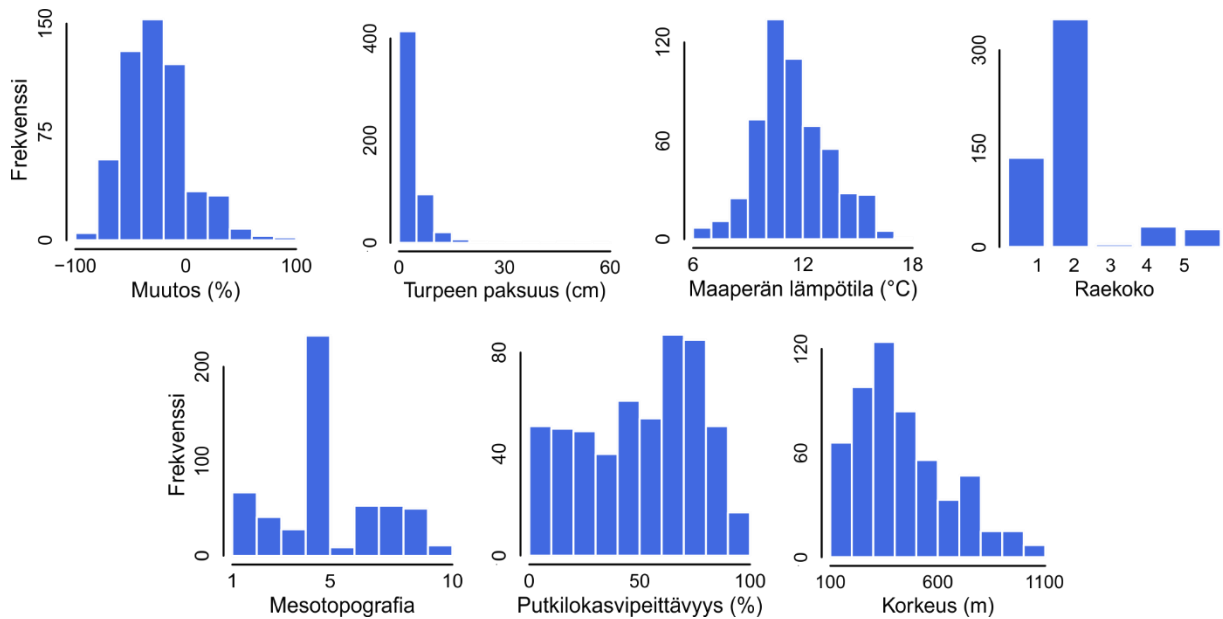


Liite 4. Mesotason kosteuden ja ympäristömuuttujien jakaumat

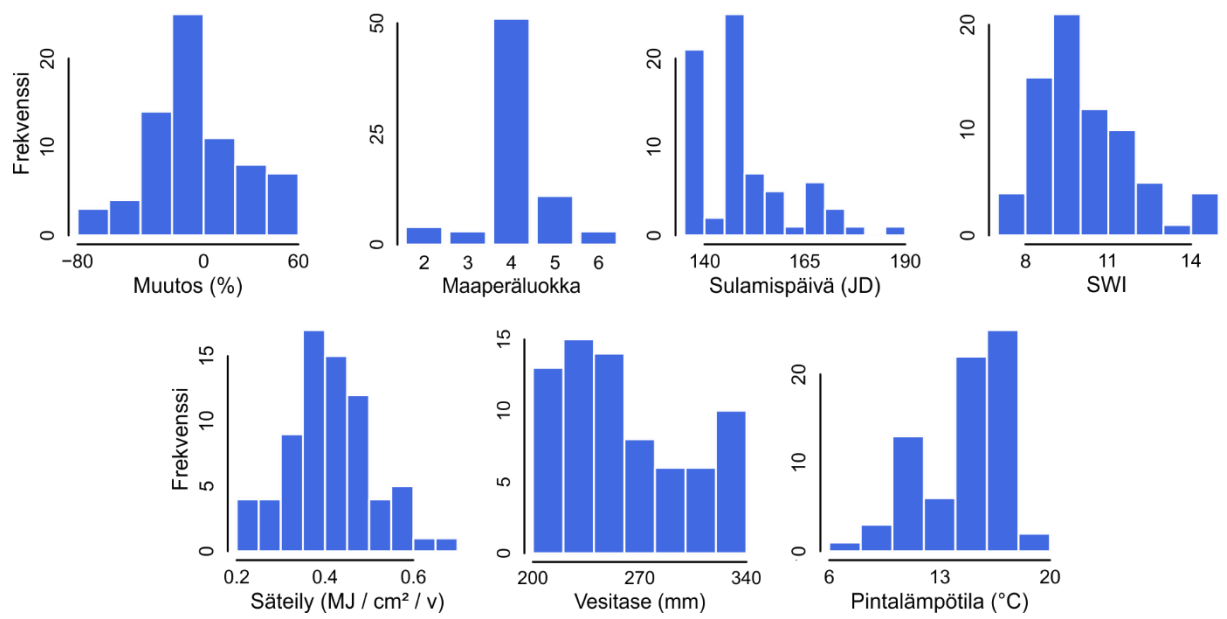


Liite 5. Mikro- ja makrotason kosteuden ajallisen muutoksen ja ympäristömuuttujien keskeiset tunnusluvut ja jakaumat

	n	Minimi	Maksimi	Vaihteluvälin pituus	Mediaani	Keskiarvo	Keskiahajonta
Mikrotason muutos (%)	545	-95	95	190	-30	-27	29
Turpeen paksuus (cm)	545	0	60	60	4	5	6
Maaperän lämpötila (°C)	545	6.4	17.3	10.9	11.2	11.5	2.0
Raekoko	545	-	-	-	-	-	-
Mesotopografia	545	1	10	9	5	5	2
Putkilokasvipeittävyys (%)	545	0	100	100	60	53	27
Korkeus (m)	545	124	1035	911	382	436	213
Makrotason muutos (%)	72	-71	59	130	-6	-4	30
Maaperä luokka	72	-	-	-	-	-	-
Sulamispäivä (JD)	72	137	185	49	150	150	12
SWI	72	7.5	14.6	7.1	9.8	10.2	1.7
Säteily (MJ / cm ² / v)	72	0.2	0.7	0.5	0.4	0.4	0.1
Vesitase (mm)	72	205.2	335.4	130.2	249.8	260.0	39.4
Pintalämpötila (°C)	72	7.8	19.1	11.3	15.7	14.6	2.6

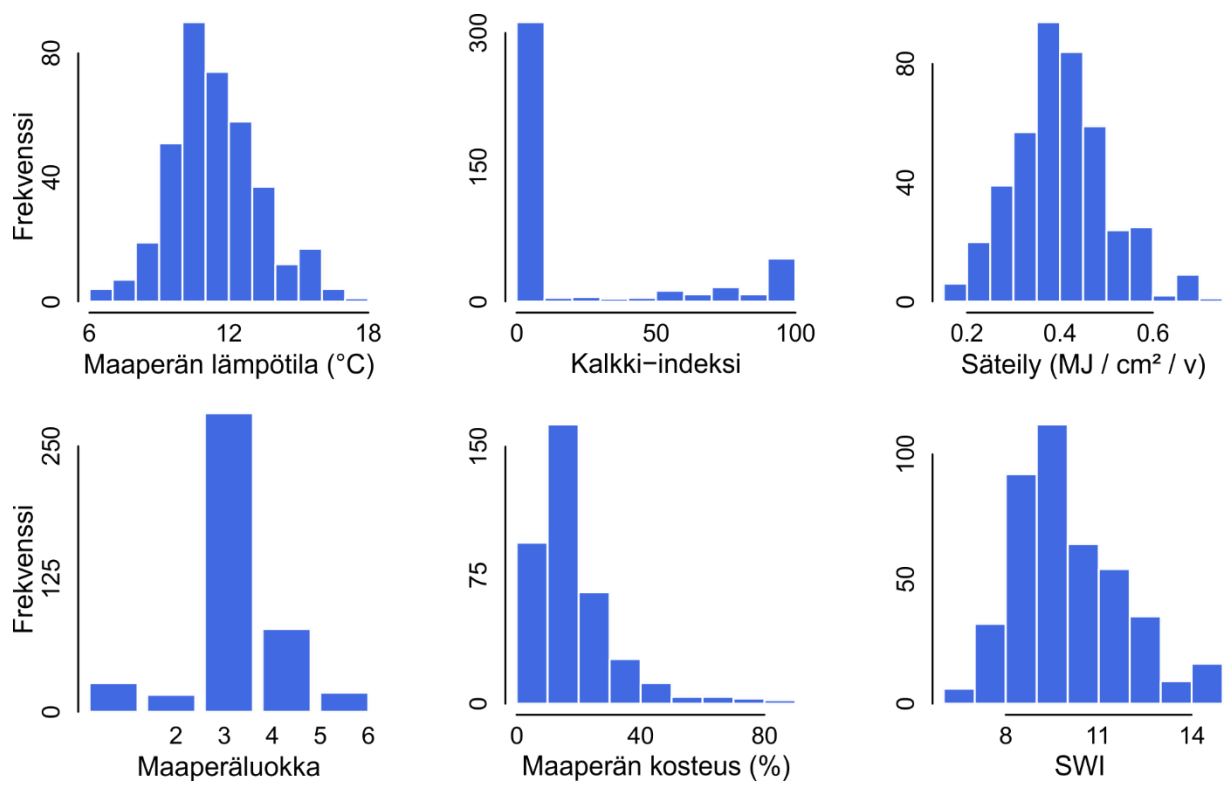


Kuva 38. Mikrotaso

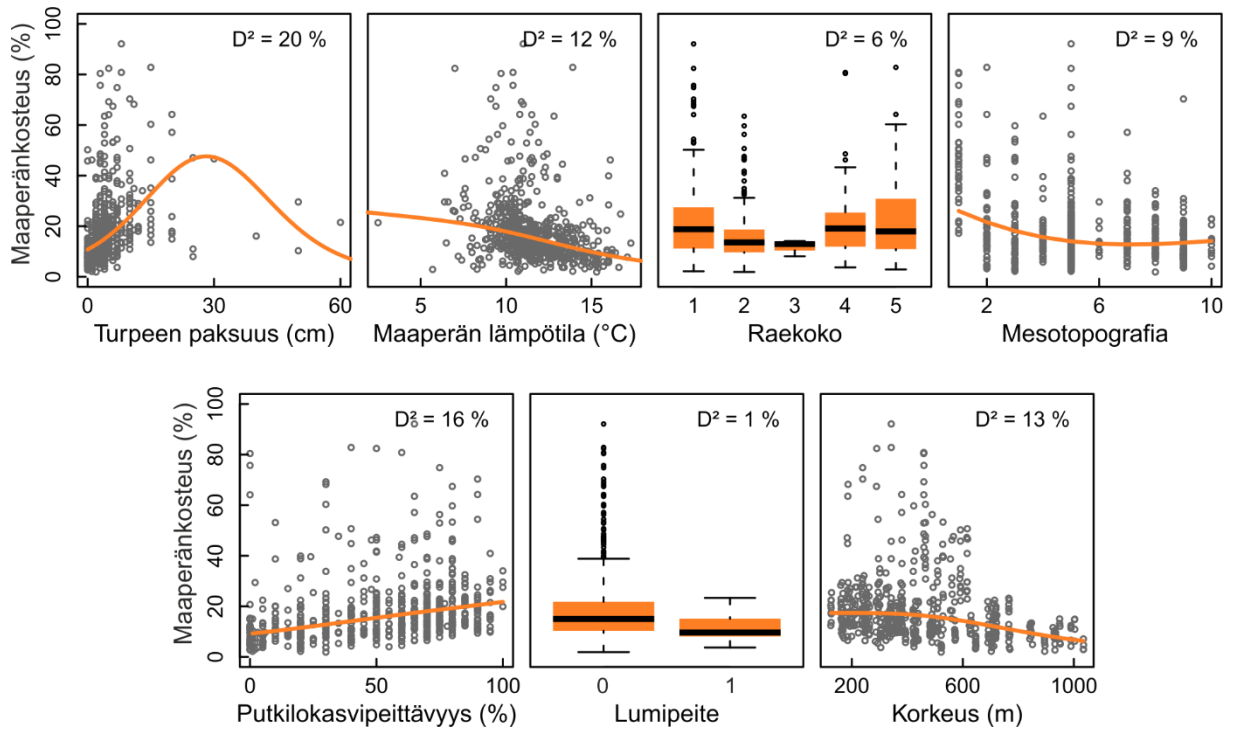


Kuva 39. Makrotaso

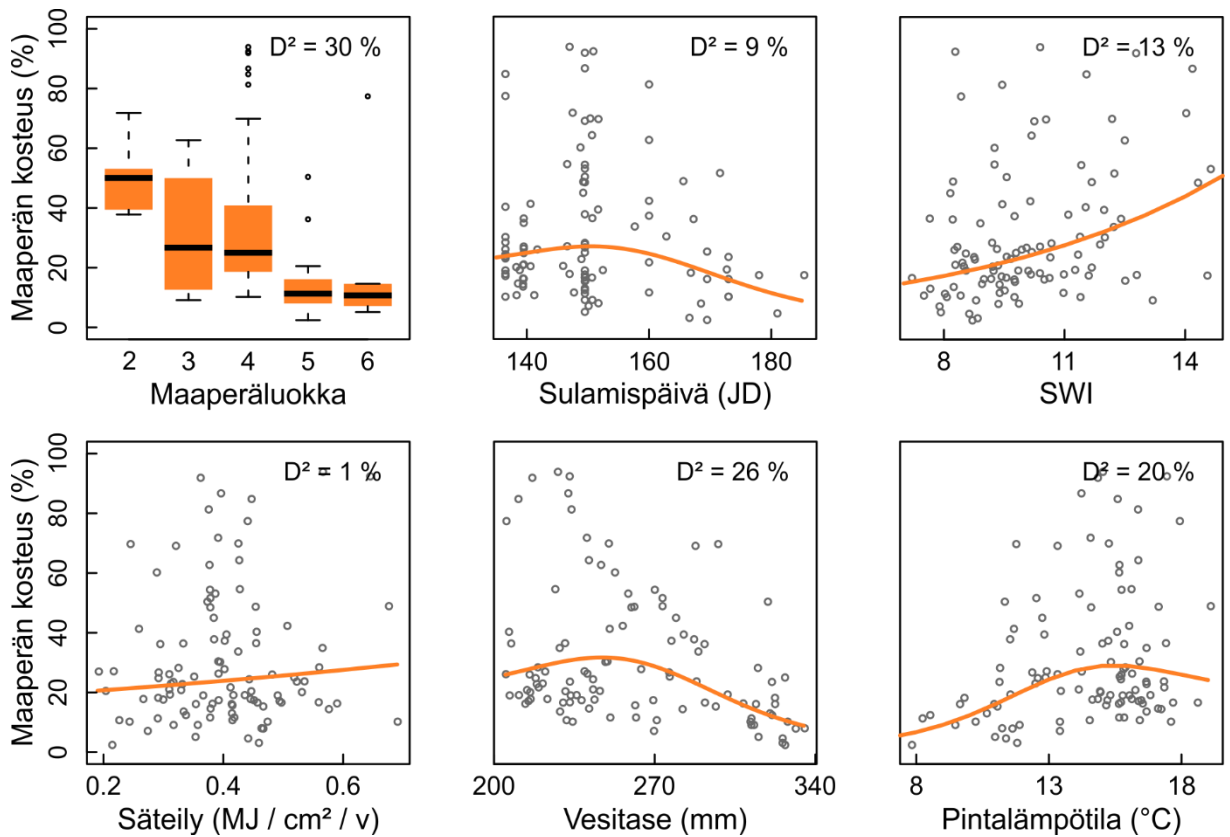
Liite 6. Mallinnussovelluksen ympäristömuuttujien jakaumat



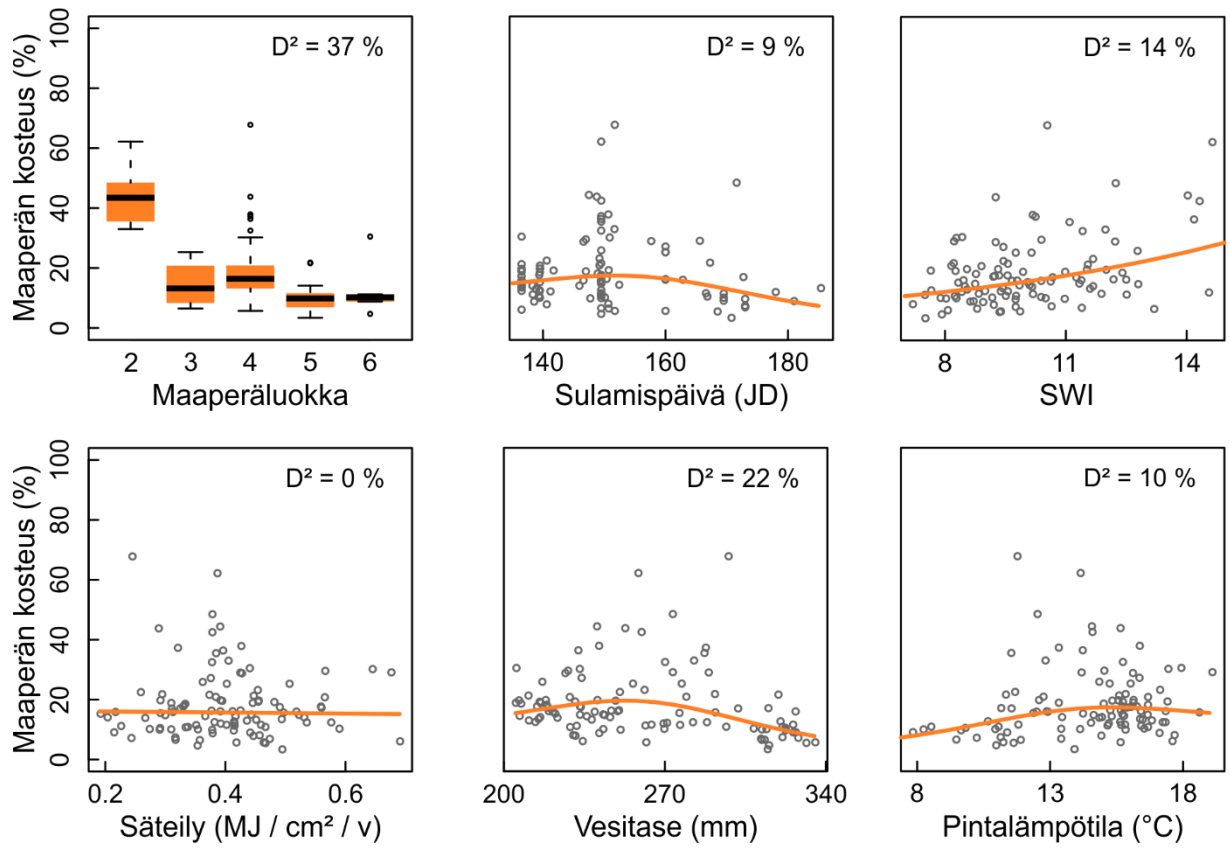
Liite 7. Mikro-, meso- ja makrotason kosteuden alueellinen vaihtelu ja yksittäiset ympäristömuuttujat



Kuva 40. Mikrotaso

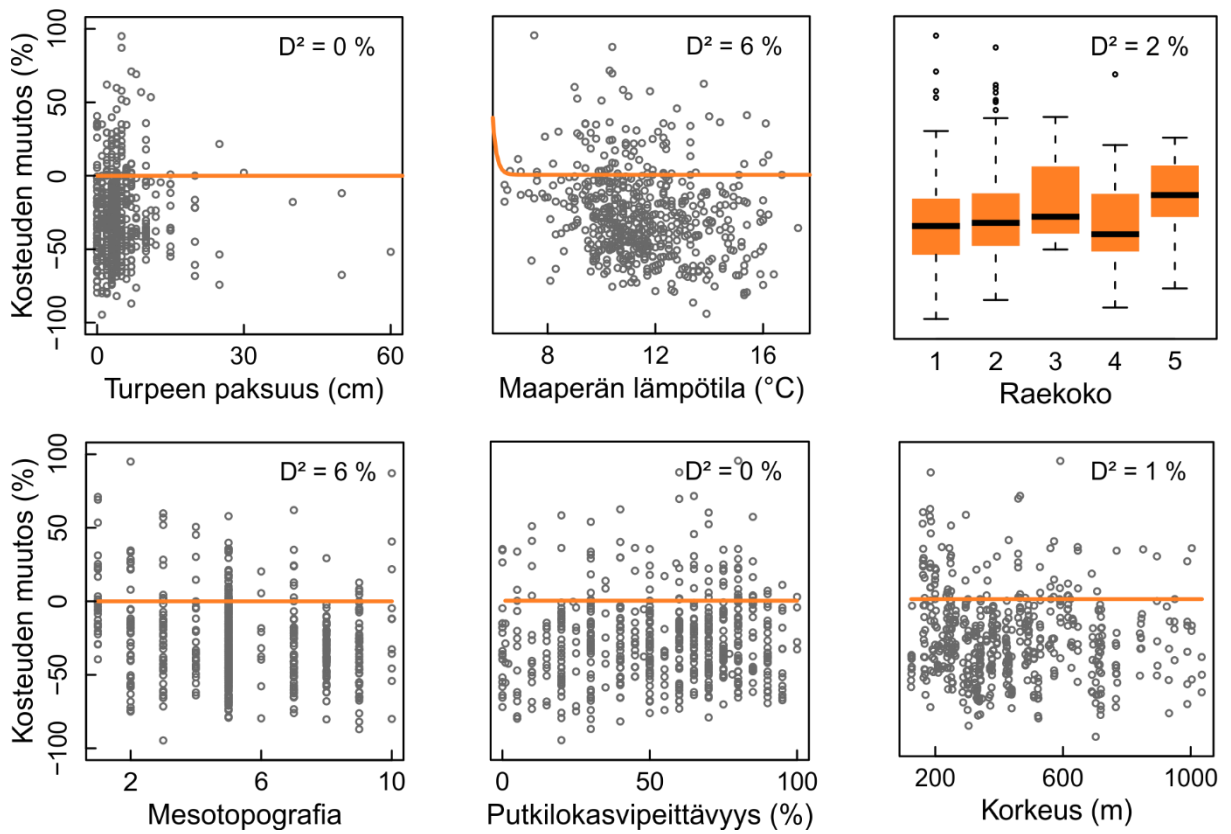


Kuva 41. Mesotaso

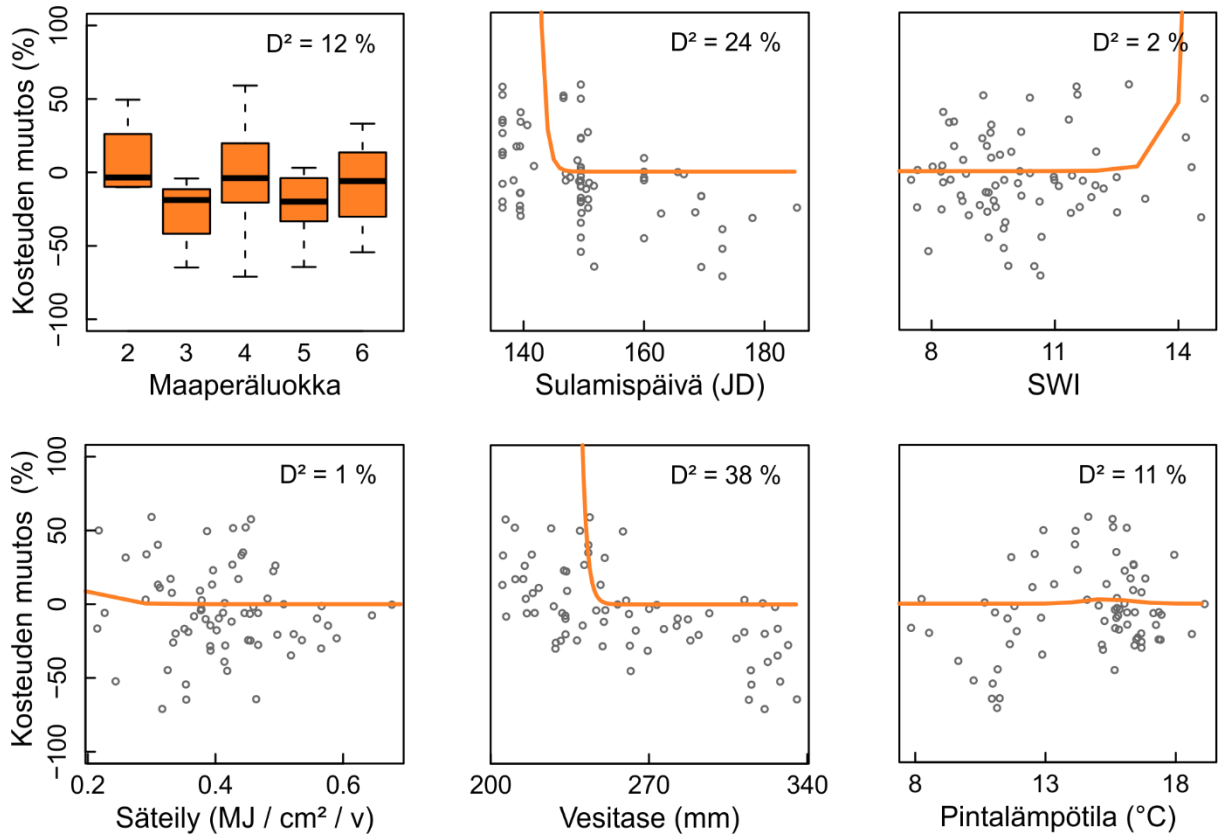


Kuva 42. Makrotaso

Liite 8. Mikro- ja makrotason kosteuden ajallinen muutos ja yksittäiset ympäristömuuttujat

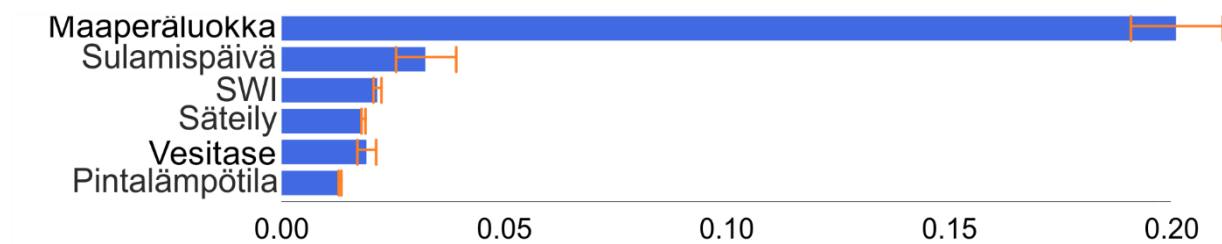


Kuva 43. Mikrotaso

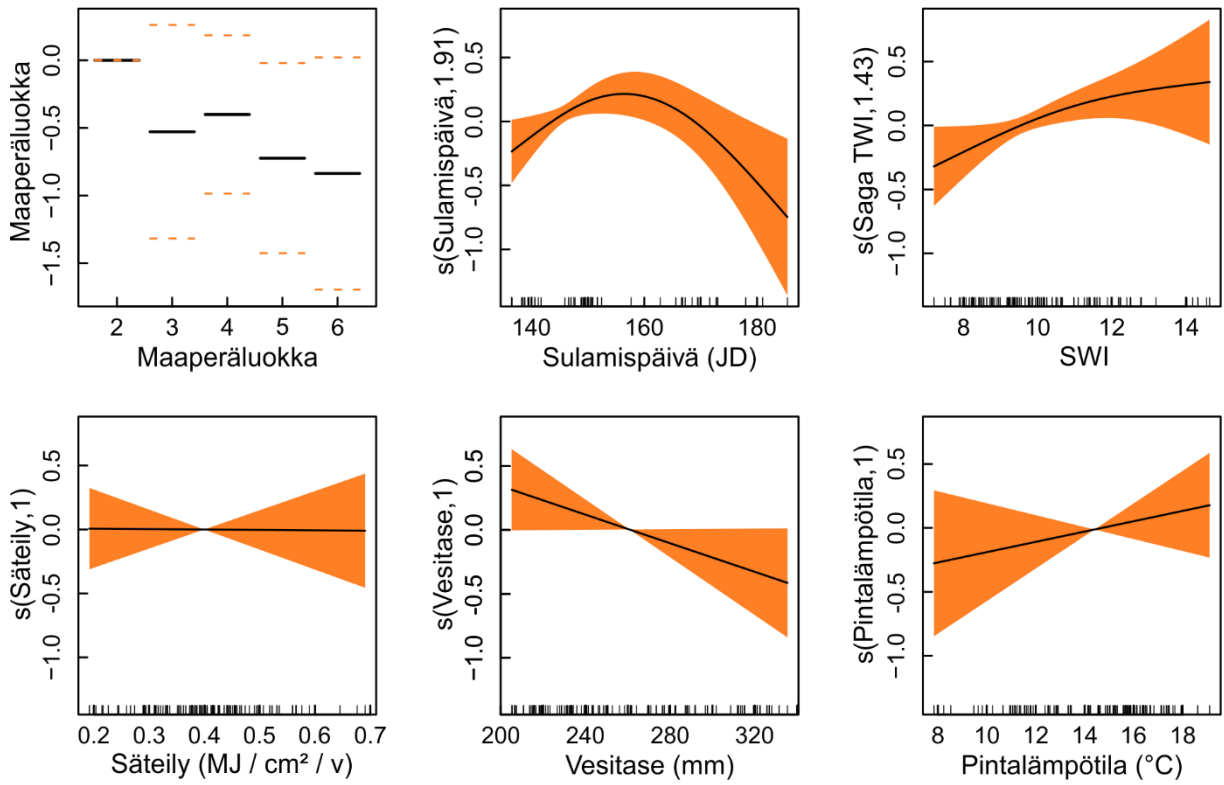


Kuva 44. Makrotaso

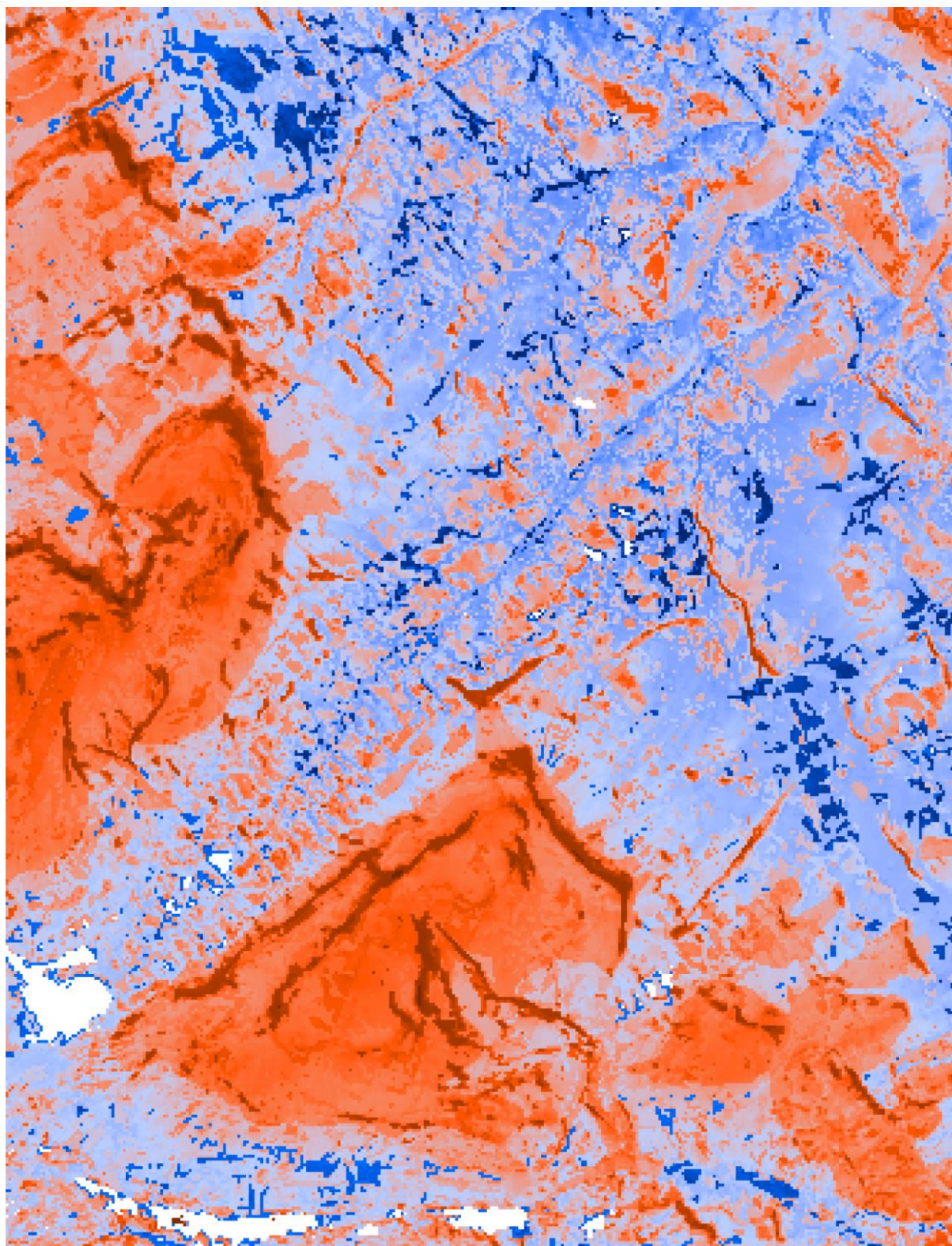
Liite 9. Ympäristömuuttujien suhteellinen tärkeys makrotason kosteuden alueellisen vaihtelun selittäjinä GAM-menetelmällä



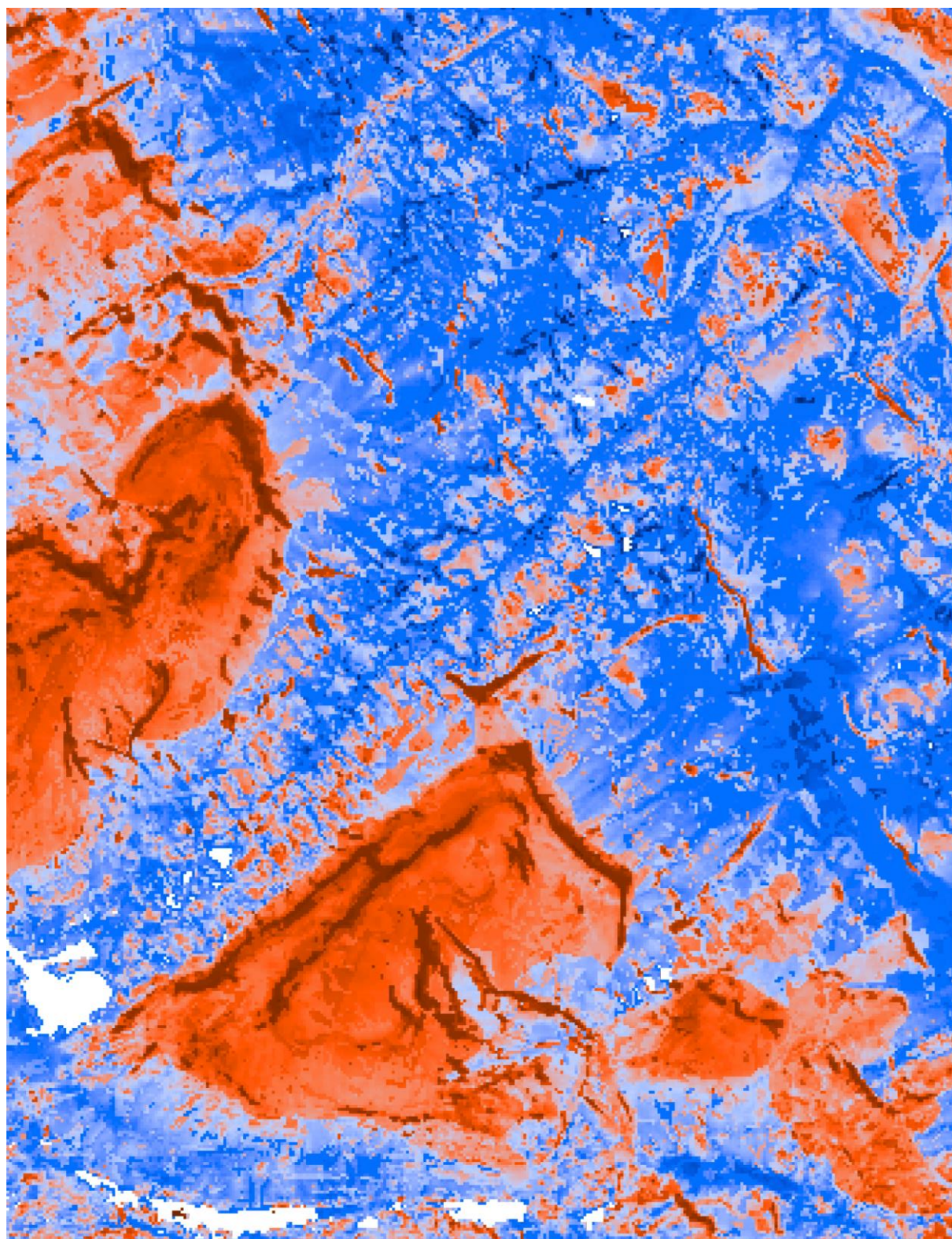
Liite 10. Mesotason alueellisen vaihtelun ympäristömuuttujien vastekäyrät GAM-menetelmällä



Liite 11. Maaperän kosteuden alueellinen vaihtelu GAM-menetelmällä



Liite 12. Maaperän kosteuden alueellinen heterogenia GAM-menetelmällä



Maaperän
kosteuden
alueellinen
heterogenia



Vesistö

