



**TURUN
YLIOPISTO**

Matemaattis-luonnontieteellinen
tiedekunta

Ilmaston ja ympäristönmuutosten vaikutus Ristijärven sedimentaatioon ja sedimentin kertymiin – vertailu Nautajärven lustosarjaan

Linda Einola

Maaperägeologia

Pro gradu -tutkielma

Laajuus: 120 op

28.3.2025

Turku

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

Pro gradu -tutkielma

Pääaine: Maaperägeologia

Tekijä(t): Linda Einola

Otsikko: Ilmaston ja ympäristömuutosten vaikutus Ristijärven sedimentaatioon ja sedimentin kertymiin – vertailu Nautajärven lustosarjaan

Ohjaaja(t): Antti Ojala ja Emilia Kosonen

Sivumäärä: 61 sivua + liitteet 2 sivua

Päivämäärä: 28.3.2025

Tutkimuksessa perehdytään Pirkanmaalla Orivedellä, Ristijärven kylässä sijaitsevan Ristijärven sedimentaation muutoksia Holoseeni epookin aikana. Tutkimuksessa käytetään Ristijärvestä keväällä 2023 kairattuja lustosedimenttisarjoja, jotka ulottuvat yhtenäisenä ja jatkuvana sarjana sedimentin pinnasta noin 880 cm syvyyteen. Tutkimuksen päätarkoitus on vertailla Ristijärven sedimenttisarjaa sen viereiseen, aiemmin hyvin tutkittuun Nautajärven sedimenttisarjaan. Molempiin järviin kerrostuu klastis-biogeenisiä lustosedimenttejä. Tarkoituksena on selvittää jääkauden jälkeisiä sedimentaation ja kerrostumisnopeuden muutoksia Ristijärven sedimenttisarjassa sekä pohtia näiden muutosten syitä ja, kuinka muutokset valuma-alueen maankäytössä sekä alueellinen ilmastonmuutos näkyvät sedimentaatioissa.

Tutkimus toteutettiin käyttäen perinteisiä paleolimnologisia analyysejä ja sekä olemassa olevia vastaavia vertailuaineistoja Nautajärven osalta. Tutkimusmenetelminä käytettiin: magneettista susceptibiliteettia, hehkutushäviötä (LOI), paleomagneettista ajoitusta, AF-demagnetointia ja litofasiesanalyysejä. Ristijärven pinta- ja pohjasedimentti ajoitettiin lustolaskujen avulla. Keskiössä sedimentistä ajoitettiin vertailemalla Ristijärven sedimenttiin tallentuneita maapallon magneetikentän paleosekulaarisia muutoksia (inklinaatio ja deklinaatio) Nautajärven samoihin muutoksiin. Paleomagneettisen signaalin stabiilisuutta selvitettiin AF-demagnetoinnin avulla.

Tulosten perusteella Ristijärvestä on havaittavissa eri ilmastovaiheita erityisesti hehkutushäviötulosten ja litofasieksen tarkastelun perusteella. Ristijärven orgaanisen- ja mineraaliaineksen kerrostumisessa havaitaan selkeä trendi sedimentin muuttuessa orgaanisemmasta pinnasta asteittain mineraalipitoisemmaksi syvemmällä sedimentissä. Ristijärven ja Nautajärven sedimenttisarjat muistuttavat toisiaan paljon ja niistä voidaan yhdistää yhteneviä profiileja litofasieksista. Merkittävä yhtäläisyys molemmissa järvissä on Holoseenin lämpömaksimin aikana esiintyvät rautarikkaat laminaatiot. Järvissä on myös eroavaisuuksia orgaanisen aineksen määrässä ja sen ajallisessa vaihtelussa sekä magneettisen susceptibiliteetin voimakkuudessa. Tulosten avulla voidaan todeta, että Ristijärvi on merkittävä tutkimuskohde paleoympäristötutkimuksissa, koska se tarjoaa pitkän ja hyvin säilyneen lustorakenteen koko järven historian aikana. Voidaan myös todeta, että järvet, jotka sijaitsevat maantieteellisesti lähekkäin samankaltaisella valuma-alueella, ja mihin samat ilmasto-olosuhteet ovat vaikuttaneet omaavat kerrostumishistorialtaan yhteneviä piirteitä.

Avainsanat: Lustosedimentti, Ristijärvi, paleolimnologia, sedimentti, Nautajärvi, ilmastonmuutos

Sisällysluettelo

1. Johdanto	5
2. Tutkimuskohde	7
2.1 Tutkimuskohteen geologia	11
2.1.1 Maaperä	12
2.1.2 Kallioperä.....	13
2.2 Maanpeite ja maankäyttö	14
2.3 Kunnostusojitukset.....	17
2.4 Tutkimuskohteen historia.....	18
3. Aineistot ja menetelmät.....	20
3.1 Sedimenttinäytteenotto	20
3.2 Laboratoriotöitä alustavat työvaiheet	21
3.3 Magneettinen susceptibiliteetti	21
3.4 Litofasiesanalyysi	22
3.5 Hehkutushäviö.....	23
3.6 Sedimenttisarjan korrelointi ja ajoittaminen	24
3.6.1 Paleomagnetismi	24
3.6.2 AF-demagnetointi	26
3.6.3 Lustolaskenta	26
4. Tulokset.....	27
4.1 Litofasies	27
4.2 Magneettinen susceptibiliteetti.....	33
4.3 Hehkutushäviö.....	36
4.4 Magneettinen susceptibiliteetti ja hehkutushäviö korrelaatio.....	38
4.5 Sedimenttisarjan ikämääritys ja ikä-syvyys kuvaaja	40
4.6 AF-demagnetointi	42
5. Tulosten tulkinta	44
5.1 Ristijärven ympäristön- ja ilmastomuutoksen vaiheet	44
5.2 Ristijärven pitkän aikavälin trendi mineraaliaineksen ja orgaanisen aineksen kerrostumisnopeudessa.....	48
5.3 Ristijärven ja Nautajärven vertailu.....	49
5.3.1 Orgaanisen aineksen määrän vaihtelu	49
5.3.2 Magneettisen materiaalin määrän vaihtelu.....	51

5.3.3	Ilmasto- ja ympäristömuutokset.....	53
5.4	Mahdolliset virhetekijät.....	55
6.	Johtopäätökset.....	56
7.	Kiitokset.....	57
	Lähdeluettelo.....	58
	Liitteet	62

1. Johdanto

Fennoskandian alueelta on viime vuosikymmenten aikana tutkittu useita kymmeniä lustosedimenttejä kerrostavia järviä (Ojala *et al.* 2000; Zillén *et al.* 2003). Sedimentin vuosilusto viittaa vuosittain kerrostuneisiin sedimentteihin, jotka kerrostuvat järvien ja meriympäristöjen pohjalle (Boyall 2023). Fennoskandian boreaalisella havumetsävyöhykkeellä järvien tyypillinen lustorakenne on klastis-biogeeninen, jossa lustorakenteen vaalea mineraalipitoinen kerros muodostuu keväällä lumensulamisen aikana ja sitä seuraa vähitellen tummemmaksi muuttuva orgaanisempi kerros, mikä muodostuu taas kesällä ja syksyllä (Tiljander 2005; Ojala & Alenius 2015; Zolitschka *et al.* 2015). Lopulta tumma orgaaninen kerros kerrostuu talvella (Tiljander 2005). Lustokerralliset sedimenttisarjat toimivat menneisyyden ilmasto- ja ympäristömuutosten olosuhteiden arkistoina, joihin menneet lämpötilat, sadanta, vulkanismi, auringon aktiivisuus, biomassan palaminen, saastuminen ja muut tekijät ovat vaikuttaneet (Tiljander 2005; Zolitschka *et al.* 2015). Ilmasto- ja ympäristömuutokset ilmenevät sedimentissä lustojen paksuuden ja/tai koostumuksen muutoksina (Ojala *et al.* 2015).

Järvien lustosedimenttien muodostumista ohjaavat pääasiassa ilmastolliset prosessit (sadanta ja lämpötila) ja valuma-alueen geologia (Zolitschka *et al.* 2015). Lustorakenteen säilyminen vaatii tietyt olosuhteet, jotka tukevat sen rakenteen säilymistä. Järvessä pitää olla 1. suojattu, tasainen ja syvä allas (yli 8 m syvä), 2. vähintään yksi sisääntulo ja ulostulo virtaus, 3. kohtuullisen suuri virtaus valuma-alueelta ja 4. pintakerroksen häiriön puuttuminen eli hapettomat olosuhteet, mikä estää makrobentisen bioturbaation läsnäolon sedimentin ja veden rajapinnassa estäen näin sedimentin häiriön (Ojala *et al.* 2000; Tiljander 2005; Zolitschka *et al.* 2015; Boyall 2023).

Järvien lustorakenne heijastaa paleoympäristön olosuhteita ja niiden ajallisia muutoksia, joita voidaan analysoida sedimentologisilla, geokemiallisilla, geofysikaalisilla ja biologisilla tekniikoilla (Last & Smol 2001; Zolitschka *et al.* 2015). Paleolimnologia on tieteenala, jossa tutkitaan sisävesien menneitä ympäristöoloja (Smol 2008). Sana ”paleo” tarkoittaa vanhempaa ja muinaista liittyen etenkin geologiseen menneisyyteen. Tieto menneiden ympäristön- ja ilmastomuutosten ajankohdista sekä suuruudesta voi auttaa tuottamaan malleja ja ennusteita tulevista ilmastomuutoksista (Zolitschka *et al.* 2015).

Tässä tutkimuksessa keskitytään keväällä 2023 Ristijärvestä kairattuihin lustosedimenttisarjoihin (0–880 cm), jotka ulottuvat aina Itämeren faasien aikana kerrostuneisiin savespitoisiin sedimentteihin. Tutkimuksen tarkoituksena on selvittää jääkauden jälkeisiä sedimentaation ja kerrostumisnopeuden muutoksia Ristijärven sedimenttisarjassa sekä pohtia näiden muutosten syitä ja, kuinka muutokset valuma-alueen maankäytössä sekä alueellinen ilmastonmuutos näkyvät sedimentaatiossa. Tärkeä osa tutkimusta on vertailla Ristijärven lustosedimenttisarjaa viereiseen hyvin tutkittuun Nautajärven lustosedimenttisarjaan (Ojala & Tiljander 2003; Ojala & Alenius 2005; Ojala *et al.* 2013; Lincoln *et al.* 2025). Alustavasti odotetaan, että järvissä havaitaan paljon samankaltaisuuksia, sillä molemmat järvet kerrostavat klastis-biogeenistä lustosedimenttiä, ja niiden valuma-alueet ovat hyvin samankaltaisia. Tutkimuksessa tarkastellaan kuvastavatko, järvet samoja pitkä- että lyhytaikaisia ilmasto- ja ympäristömuutosten trendejä. Lisäksi pohditaan, mistä sedimentaatiota ohjaavista tekijöistä niiden yhtäläisyydet ja eroavaisuudet johtuvat. Tutkimus tuo näin uuden ja mielenkiintoisen näkökulman Nautajärven tutkimuksiin sekä lisää tietämystä menneistä ilmasto- ja ympäristöolosuhteista. Luonnollisten ilmastovaiheiden tutkiminen ennen teollistumista auttaa ymmärtää meneillään olevan ilmastonmuutoksen suuruutta ja nopeutta (Ojala *et al.* 2015).

Tutkimus toteutettiin käyttämällä perinteisiä paleolimnologisia analyysejä sekä olemassa olevia vertailuaineistoja Nautajärven osalta (Ojala & Tiljander 2003; Ojala & Alenius 2005; Ojala *et al.* 2013; Lincoln *et al.* 2025). Tutkimusmenetelminä käytettiin magneettista susceptibiliteettia, hehikutushäviötä (LOI), paleomagneettista ajoitusta, AF-demagnetointia ja litofasieksen tarkkaa määrittelyä. Sedimenttisarjat ajoitettiin osittain paleomagnetismin ja lustolaskennan avulla. Tutkimuksessa on käytetty kalenterivuosisikronologiaa (AD/BC).

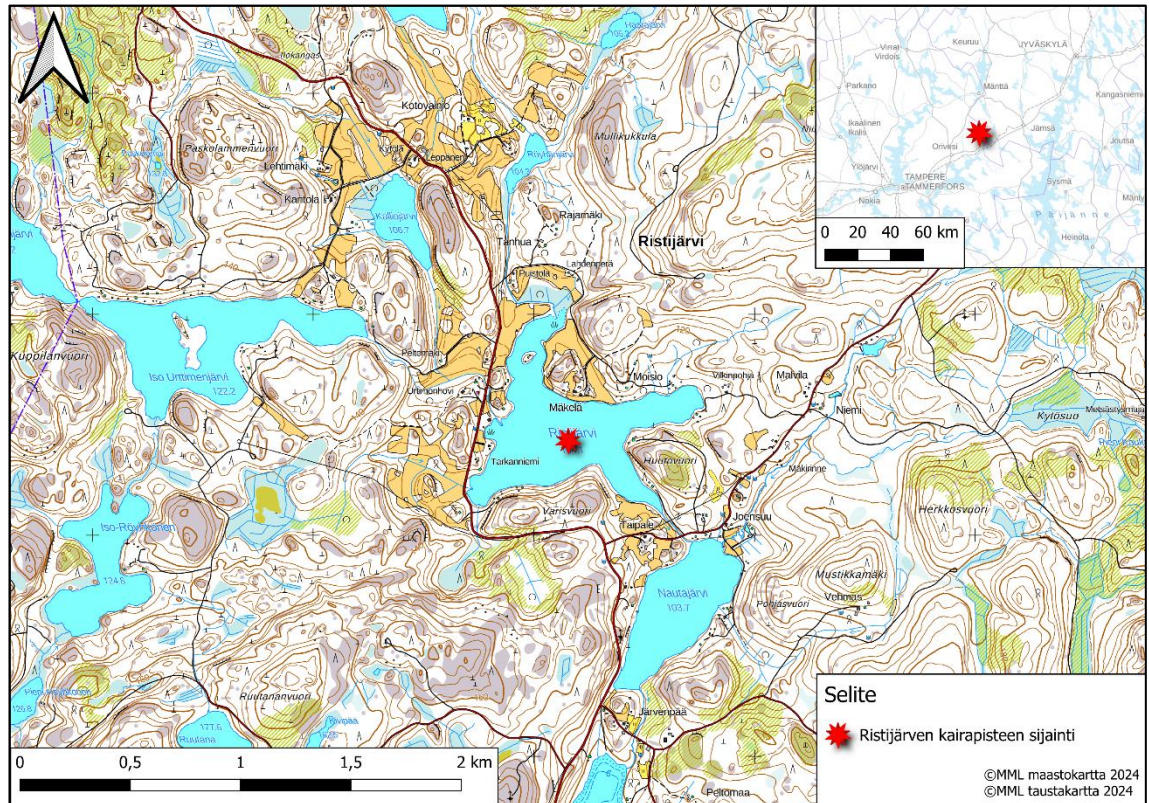
Tämän tutkimuksen pääkysymykset ovat:

1. Mikä on Ristijärven pitkän aikavälin trendi mineraaliaineksen ja orgaanisen aineksen kerrostumisnopeudessa?

2. Miten Ristijärven sedimenttien muutokset ja niiden herkkyudet vaihtelevat, ja mitkä ovat sedimenttien ominaispiirteet tunnettujen ilmastollisten anomalioiden aikana?
3. Millaisia ovat Ristijärven sedimentaation samankaltaisuudet ja eroavaisuudet verrattuna Nautajärven vertailusarjaan?

2. Tutkimuskohde

Tutkimuskohteena on Ristijärvi, joka sijaitsee Pirkanmaalla Orivedellä Ristijärven kylässä (ETRS-TM35FIN: N 6855483, E 377153). Ristijärvi on ristin muotoinen ja sen pinta-ala on 34,5 hehtaaria ja suurin vedensyvyys on 18 metriä (Hertta 2025). *Kuva 1* on esitetty tutkimuskohde maastokartalla, jossa punainen merkki osoittaa tutkimuksen kairapisteen sijaintia. Ristijärveen laskee vesiä suoraan kolmesta järvestä: lännestä Isosta Urttimenjärvestä, pohjoisesta Kalliojärvestä ja Röyhänjärvestä. Röyhänjärveen laskevien Haarajärven ja Sotkajärven kautta laskee vesiä kahdelta suoalueelta Sotkansuolta sekä Haitinsuolta. Lisäksi Ristijärveen laskee neljä erillistä metsäojaa. Ristijärven vedet laskevat kaakon suunnassa sijaitsevan ojan kautta Nautajärveen ja sieltä edelleen Äväntäjärveen.



Kuva 1. Sijaintikuva Ristijärvestä, jossa Ristijärven kairapisteen sijainti on merkitty punaisella merkillä. (Lähde: MML maastokartta 2024, MML taustakartta 2024)

Tutkimuksessa vertaillaan Ristijärveä sen alapuolella sijaitsevaan Nautajärveen. Taulukossa 1 on esitetty molempien järvien yleistiedot, mistä saadaan peruskäsitys järvien fyysisistä eroista. Keskeisin huomio taulukossa on, että Ristijärvi sijaitsee 0,4 metriä korkeammalla merenpinnasta kuin Nautajärvi. Tämä korkeusero on osaltaan nopeuttanut Ristijärven kuroutumista Ancyliusjärvestä verrattuna Nautajärveen. Korkealla merenpinnan yläpuolella olevat järvet ovat hyviä tutkimusjärviä, koska ne eristyivät jo Itämeren varhaisista vaiheista ja sedimentit voivat ulottua Veiksel-jääkauden deglasiaatioon asti (Ojala *et al.* 2000).

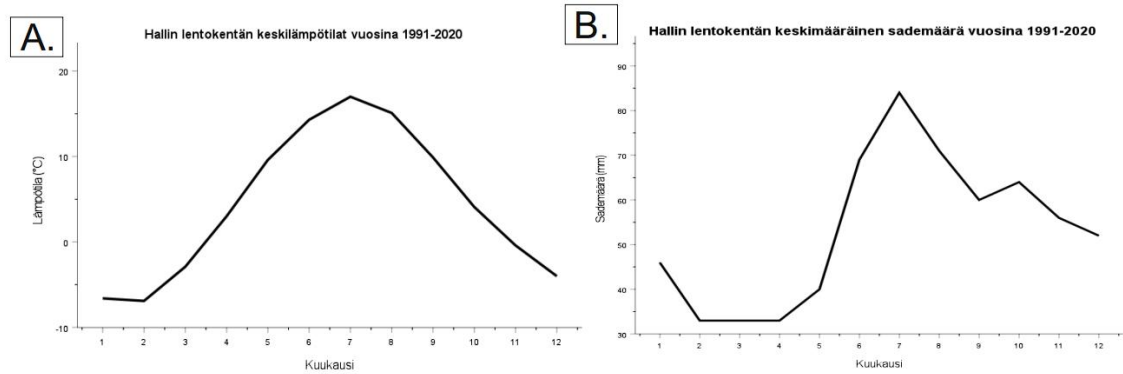
Ojala *et al.* (2005) tekemän tutkimuksen mukaan Nautajärvi kuroutui 7675 BC omaksi järvaltaaksi, jolloin maankohoamisen nopeus oli noin 20–25 mm/vuodessa, jonka mukaan Ristijärven on pitänyt kuroutua noin 15–20 vuotta ennen Nautajärveä. Ristijärven kuroutuminen omaksi järvaltaaksi sijoittuisi silloin noin vuosien 7790–7795 BC välille.

Taulukko 1. Ristijärven ja Nautajärven yleistietoa. (Ojala et al. 2005; Value 2024; Hertta 2025).

Järvi	Ristijärvi	Nautajärvi
Koordinaatit (ETRS-TM35FIN)	N 6855483, E 377153	N 6854664, E 377650
Vesiala (ha)	34,5	18,9
Rantaviiva (km)	4,48	1,983
Valuma-alue (ha)	2 804	1 196
Korkeus merenpinnasta (m mpy)	104,1	103,7
Suurin syvyys (m)	18	20
Päävesistöalue	Kokemäenjoen vesistö	Kokemäenjoen vesistö
Kuroutuminen	7790–7795 BC	7675 BC

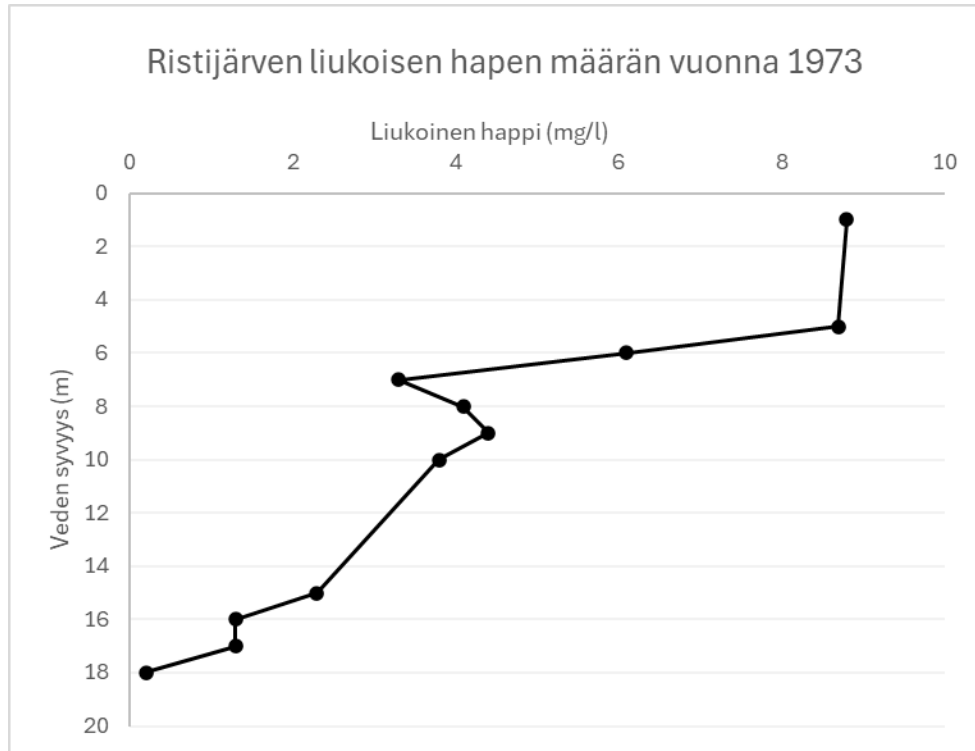
Ristijärvi sijaitsee borealisella havumetsävyöhykkeellä, jossa vallitsee mannerilmasto. Borealisissa järvissä on ominaista eri vuodenaikojen suuret vaihtelut eli talvella järven pintaveden jäätyminen, keväällä lumien sulamisesta aiheutuvat tulvat, kesällä leväkukinnat järvessä ja syksyllä syysmyrskyt (Ojala *et al.* 2000). Ristijärvi on dimiktinen järvi eli siinä tapahtuu kaksi täyskiertoa syksyllä ja keväällä, jolloin järven pohjaan kerrostuu kevättulvien aikana silttiä ja savea (Ojala *et al.* 2000; Wang *et al.* 2020).

Kuvassa 2 on esitetty Ristijärven läheisen sääaseman Hallin lentokentän (noin 7,5 km koilliseen Ristijärvestä) keskisademäärä ja keskilämpötila eri kuukausina vuosien 1991–2020 välillä (Jokinen *et al.* 2021). Lämpötila nousee hitaasti helmikuun jälkeen ja on huipussaan heinäkuussa, jonka jälkeen lämpötila alkaa laskea lähemmäs syksyä kohti mennessä. Sademäärässä tapahtuu lämpötilaa jyrkempi nousu loppukevästä ja sademäärä on korkeimmillaan heinäkuussa, jonka jälkeen se alkaa laskemaan. Pieni piikki nähdään marraskuussa sademäärän nousussa, jonka jälkeen se laskee uudelleen.



Kuva 2. Kuvassa on esitetty Hallin lentokentän A. keskilämpötila (°C) ja B. keskisademäärä (mm) eri kuukausina vuosina 1991–2020. (Lähde: Jokinen et al. 2021)

Ristijärvestä on otettu vesinäytteitä vuosina 1973, 1993 ja 1999 (Hertta 2025). Näiden vuosien tulosten mukaan Ristijärven veden pH-arvo on vaihdellut 6,30–6,7 välillä yhden metrin syvyydeltä, mikä on normaali pH-arvo järvivedelle (Hertta 2025). Kokonaistypen määrä on vaihdellut 350–440 µg/l ja kokonaisfosforin määrä 14–22 µg/l välillä yhden metrin syvyydellä, mikä viittaa lievästi rehevöityneeseen järveen (Hertta 2025). Kuvassa 3 on esitetty Ristijärven liukoisen hapen määrä vuonna 1973, josta huomataan hapen määrän vähenevän järven pohjaa kohti mennessä, kuitenkin 8–9 metrin syvyyden aikana hapen määrä nousee hetkellisesti. Järven syvimässä kohdassa eli 18 m syvyydessä hapen määrä on lähellä nollaa (0,2 mg/l). Lustot tarvitsevat säilyäkseen hapettomat tai vähähappiset olosuhteet vähintään osan aikaa vuodesta, tyypillisesti talvella ja kesällä, mikä toteutuu hyvin Ristijärvessä.



Kuva 3. Kuvassa on esitetty Ristijärven liukoisen hapen määrä suhteessa veden syvyyteen vuonna 1973. (Lähde: Hertta 2025)

Ristijärveen kerrostuu autoktonista ja alloktonista materiaalia riippuen alueella vallitsevista ilmasto- sekä ympäristöolosuhteista. Autoktoninen materiaali tulee järven sisällä tuotetuista materiaalista, kuten vesieliöiden jäänteistä, makrofytyteistä ja kemiallisista saostumista (Smol 2008). Alloktoninen materiaali sen sijaan tulee järven ulkopuolelta, valuma-alueelta ja siihen kuuluvat esimerkiksi eroosion kuluttama maaperä sekä maanpäällisten kasvien jäänteet (Smol 2008). Ristijärven sedimentti voidaan luokitella myös kolmeen eri ryhmään niiden koostumuksen mukaan, jotka ovat klastisiin eli minerogeenisiin (tulevat järven ulkopuolelta), biogeenisiin (syntyvät orgaanisen aineksen tuotannon ja biomineralisaation seurauksena) ja autigeenisiin (syntyvät diageeneettisen muuntumisen seurauksena esimerkiksi vivianiitti) (Zolitschka *et al.* 2015). Orgaanisen aineksen kertyminen on riippuvainen ravinteiden saatavuudesta, järvien tuottavuudesta ja järven täyskierroista (Ojala *et al.* 2013).

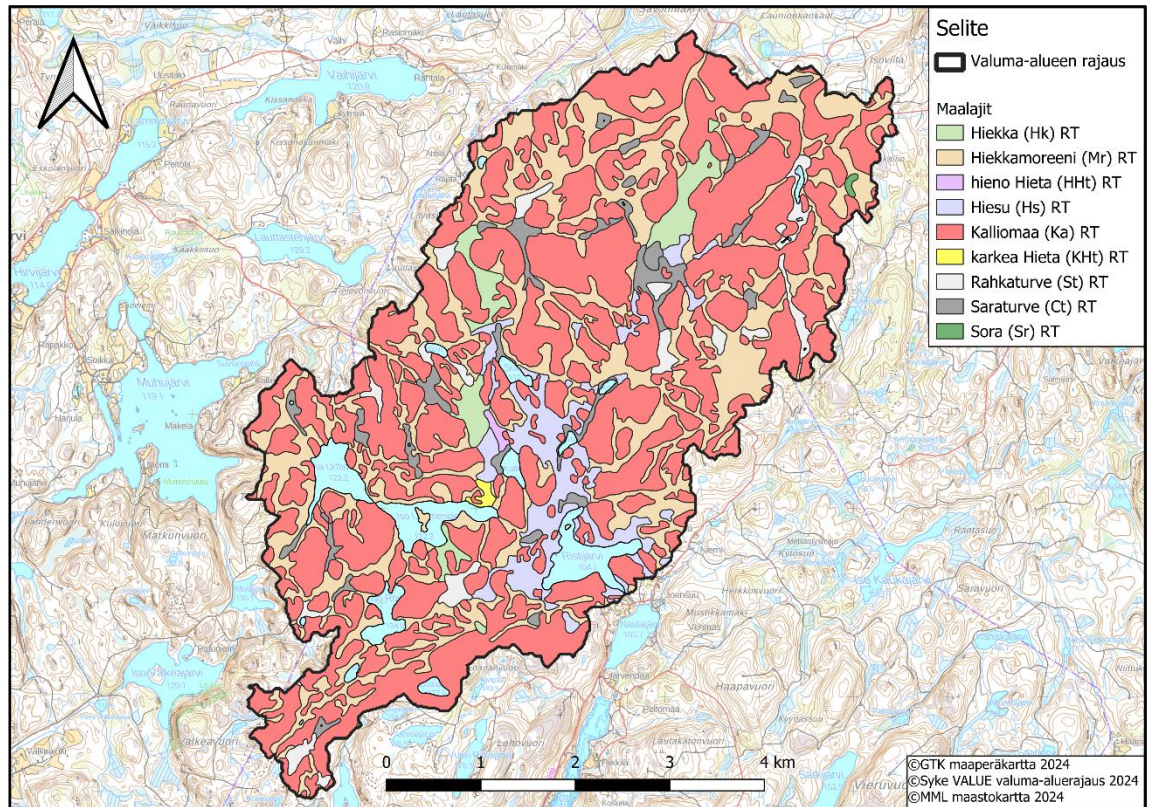
2.1 Tutkimuskohteen geologia

2.1.1 Maaperä

Kuvassa 4 on esitetty Ristijärven valuma-alueen maaperäkartta, josta huomataan Ristijärven valuma-alueen koostuvan pääosin hiekkamoreenista. Lähivaluma-alueella huomataan olevan laajasti hiesua. Valuma-alueella on myös paikoin hiekkaa, hienoa hietaa, karkeaa hietaa, rahkaturvetta, saraturvetta ja soraa. Valuma-alueen maalajit vaikuttavat siihen minkälaista maa-ainesta pääsee kertymään järven pohjaan, ja ne vaikuttavat myös itse veden laatuun (Cieslewicz & Gonet 2004). Järveen kulkeutuu maa-ainesta valuma-alueelta jokien, purojen ja pintavalunnan välityksellä (Sandgren ja Snowball 2001).

Hienojakoisen mineraaliaineksen saatavuus valuma-alueella säätelee klastisen laminaation muodostumista ja vaikuttaa näin koko lustorakenteen muodostumiseen (Ojala *et al.* 2000). Mineraaliaines myös lisää sedimentaatiota ja lustojen tiivistymistä, minkä myötä lustot erottuvat selkeämmin (Ojala *et al.* 2000). Ristijärven valuma-alueella on saatavissa paljon hiesua, joka on hienorakeinen maalaji. Valuma-alueet, jotka koostuvat tasaisesti kallio-, moreeni- ja hienoainesalueista ovat klastis-biogeenisten lustojen muodostumisen kannalta otollisia, mikä kuvastaa hyvin Ristijärven valuma-alueen maaperää (Ojala *et al.* 2000). Tällaisilla valuma-alueilla sijaitsevilla järvissä lustojen kerrostuminen määräytyy ensisijaisesti järvioltaan muodon ja valuma-alueen

topografian perusteella, eikä niinkään järven maksimisyvyyden tai pinta-alan mukaan (Ojala *et al.* 2000).

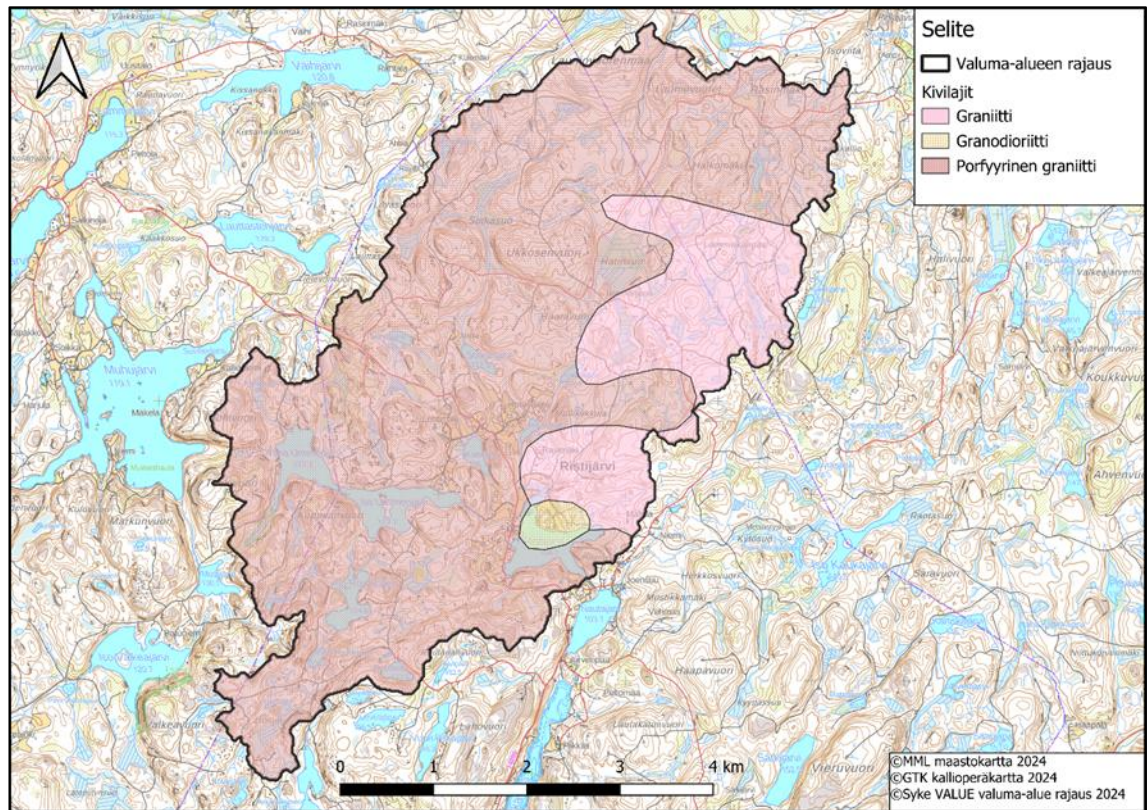


Kuva 4. Maaperäkartta Ristijärven valuma-alueesta. Kartassa on käytetty maaperän RT-luokitusta. (Lähde: MML maastokartta 2024, GTK maaperäkartta 2024 ja Syke Value valuma-alueerajaus 2024)

2.1.2 Kallioperä

Kuvassa 5 on esitetty valuma-alueen kallioperäkartta, josta huomataan alueen koostuvan pääosin porfyirisestä graniitista, mikä on karkearakeista graniittia. Tämä helposti rapautuva graniitti edistää jäätikön aiheuttamaa eroosiota sekä hienoaineksen muodostamista ja siten edistää klastis-biogeenisten lujien muodostumista Ristijärveen. Ristijärven kohdalla on granodioriitti esiintymä ja sen yläpuolella alkaa graniittialue. Kaikki kivilajit ovat paleoproterotsooisia. Kallioperä vaikuttaa Ristijärven ja valuma-alueen maaperän kemialliseen koostumukseen. Valuma-alueen kiteinen kallioperä on

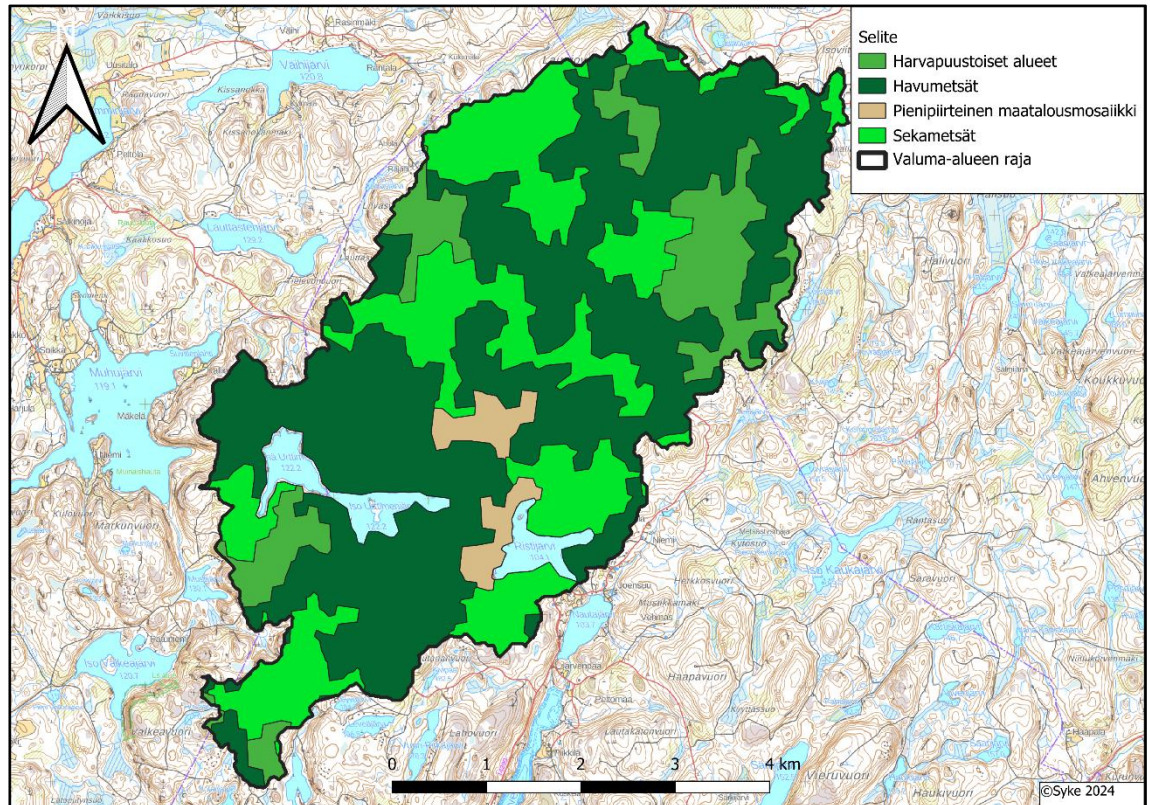
yleisesti vakaa, eikä se merkittävästi vaikuta järven kerrostumisprosesseihin sen postglasiaalisen elinkaaren aikana (Zolitschka *et al.* 2015).



Kuva 5. Kallioperäkartta Ristijärven valuma-alueesta. (Lähde: MML maastokartta 2024, GTK kallioperäkartta 2024 ja Syke Value valuma-alue rajaus 2024)

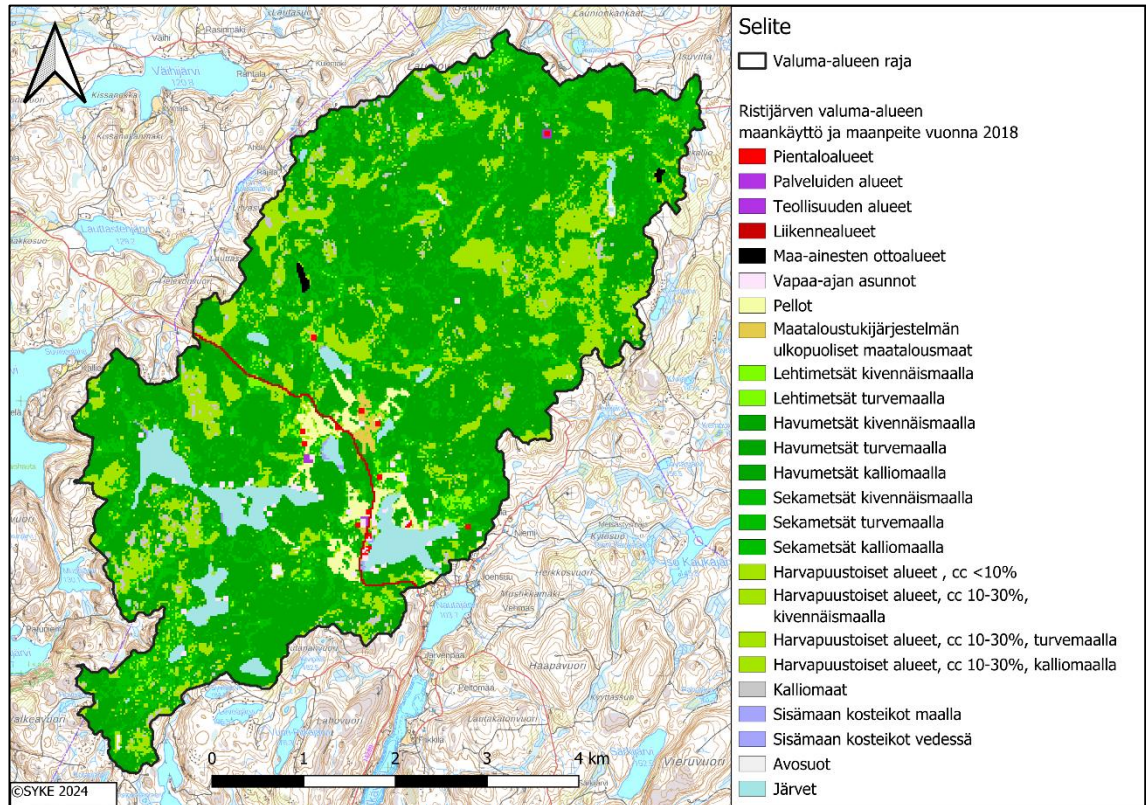
2.2 Maanpeite ja maankäyttö

Kuvassa 6 on esitetty Ristijärven valuma-alueen metsä- (puulajit) ja maatalouden käytössä olevat alueet vuonna 2018, joista käy ilmi, että alue koostuu pääosin havumetsästä, sekametsästä ja harvapuustoisista alueista. Järven länsipuolella sijaitsee pienipiirteinen maatalousmosaiikki.



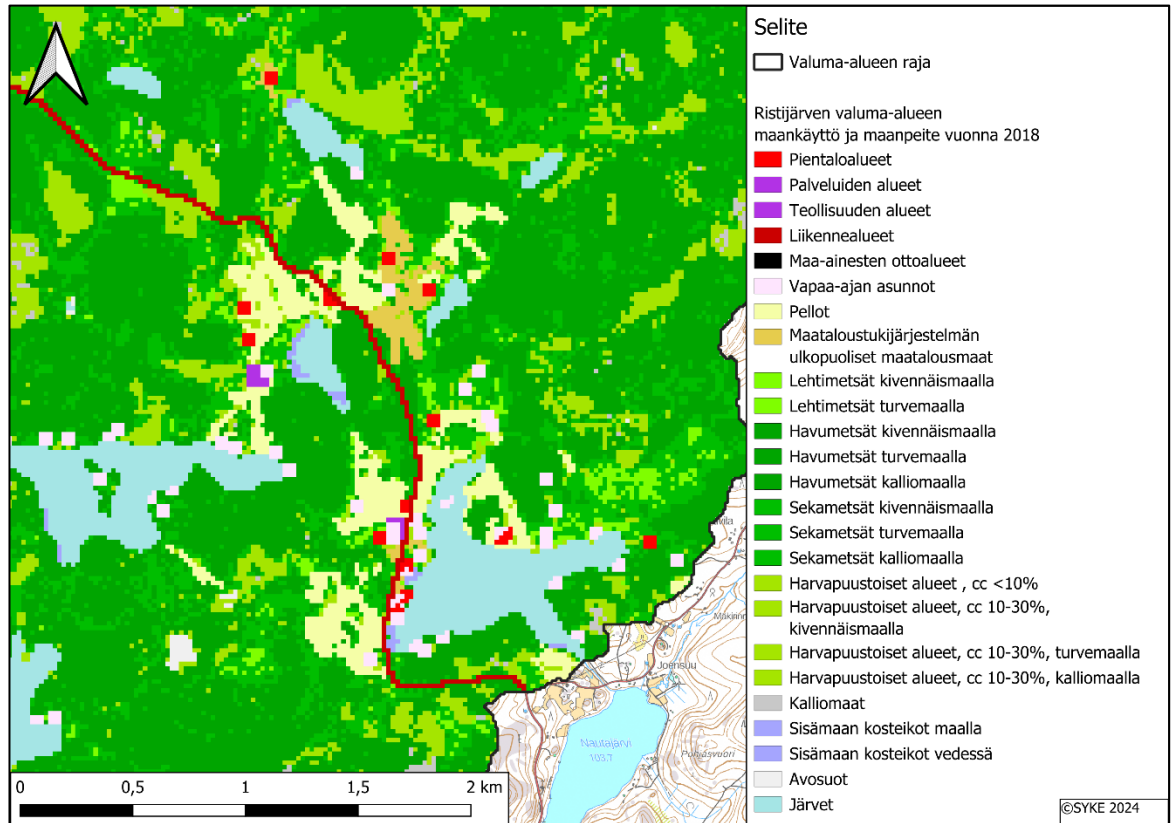
Kuva 6. Ristijärven valuma-alueen metsä- (puulajit) ja maatalouden alueet vuonna 2018. (Lähde: Syke 2024, MML maastokartta 2024 ja Syke Value valuma-aluearjaus 2024)

Kuvassa 7 on esitetty tarkempi kartta Ristijärven valuma-alueen maanpeitteestä ja maankäytöstä. Ristijärven valuma-alue on pääosin metsää ja sen lähivaluma-alueella sijaitsee jonkin verran asutusta sekä peltoaluetta. Kartasta käy ilmi, että valuma-alueella sijaitsee kaksi maa-ainesottoaluetta, jotka voivat vaikuttaa järveen kerrostuvan aineksen määrään ja veden laatuun.



Kuva 7. Ristijärven valuma-alueen maapeite ja maankäyttö vuonna 2018. (Lähde: Syke 2024, MML maastokartta ja Syke VALUE valuma-aluearjaus 2024)

Kuvasta 8 huomataan lähivaluma-alueella asutuksen (pientaloalueiden ja vapaa-ajan asuntojen) keskittyvän varsinkin järven länsipuolelle. Peltoalueet ovat keskittyneet järven pohjoispuolelle. Vapaa-ajanasuntoja on harvakseltaan kaikkialla järven ympärillä ja länsipuolella on myös yksittäinen palvelualue. Iso Urttimenjärven ja Kalliojärven välissä on lähin teollisuusalue.

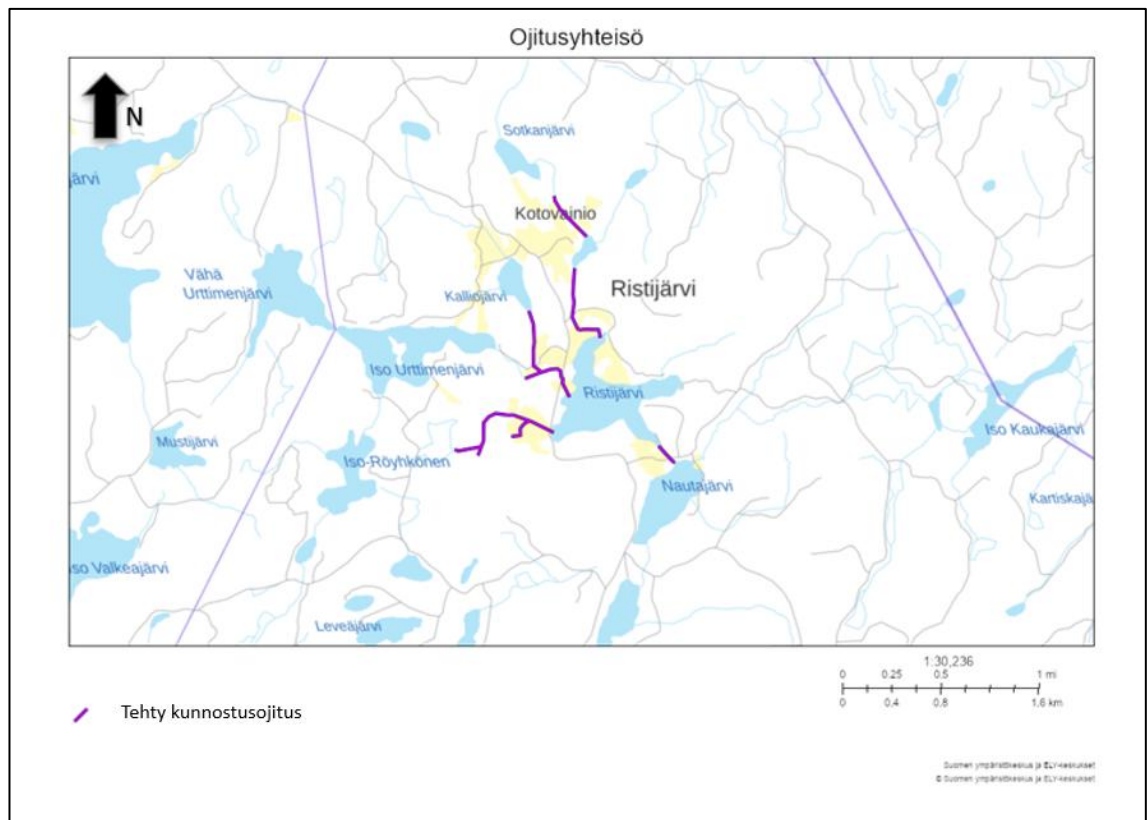


Kuva 8. Ristijärven valuma-alueen maapeite ja maankäyttö lähikuvana vuonna 2018. (Lähde: Syke 2024, MML maastokartta ja Syke VALUE valuma-aluearjaus 2024)

2.3 Kunnostusojitukset

Ristijärven laskevissa ojissa on tehty vesistön perkaus vuonna 1970 (Suomen ympäristökeskus ja ELY-keskukset 2024). Ojien kunnostukset vaikuttavat eroosion voimakkuuteen ja sedimentin kulkeutumiseen, jolloin se aiheuttaa valumavesien kiintoainespitoisuuksien kasvua järvessä. Maaperän maalaji vaikuttaa siihen, miten paljon maa-ainesta huuhtoutuu veden mukana kunnostuksen jälkeen. Kunnostusojituksen vaikutus hienojakoisilla mailla on pitkäaikainen (vaikutus kestää vielä 15–20 vuoden jälkeenkin) ja muutos vesissä kiintoainespitoisuuksissa nähdään heti ojituksen jälkeen (Joensuu *et al.* 2012). Karkearakeisilla mailla kiintoainespitoisuudet eivät nouse merkittävästi ja vaikutus on lyhytaikaisempi (Joensuu *et al.* 2012). Yleisesti kunnostusojituksen aiheuttamat vesistökuormitukset ovat suurimpia 1–3 vuoden aikana toimenpiteestä ja kestävät noin 10 vuotta (Launiainen *et al.* 2012). Kuvassa 9 nähdään

Ristijärven ojien kunnostuksen tapahtuneen viidessä eri ojassa. Kolmessa Ristijärveen laskevassa, yhdessä Røyhjärveen laskevassa ja yhdessä Nautajärveen laskevassa ojassa.

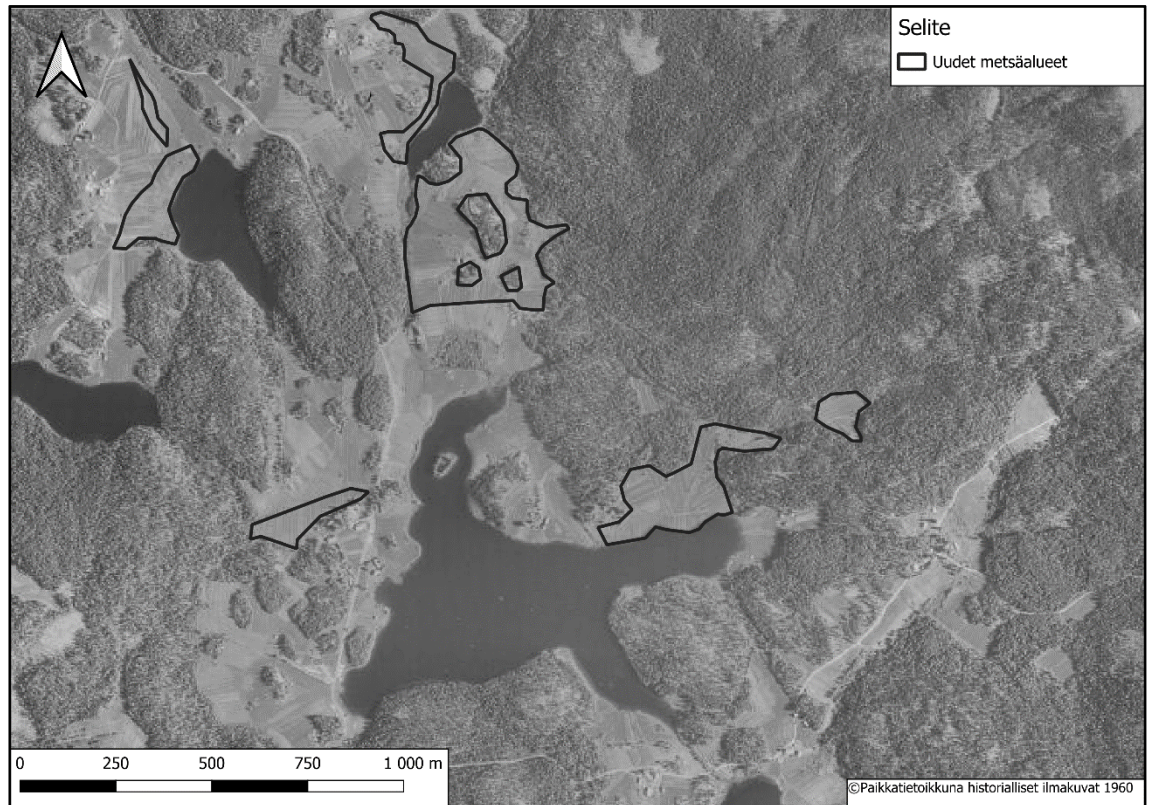


Kuva 9. Kuvassa on esitetty vuoden 1970 tehdyt ojien kunnostukset liiloilla viivoilla. (Lähde: Suomen ympäristökeskus ja ELY-keskukset 2024)

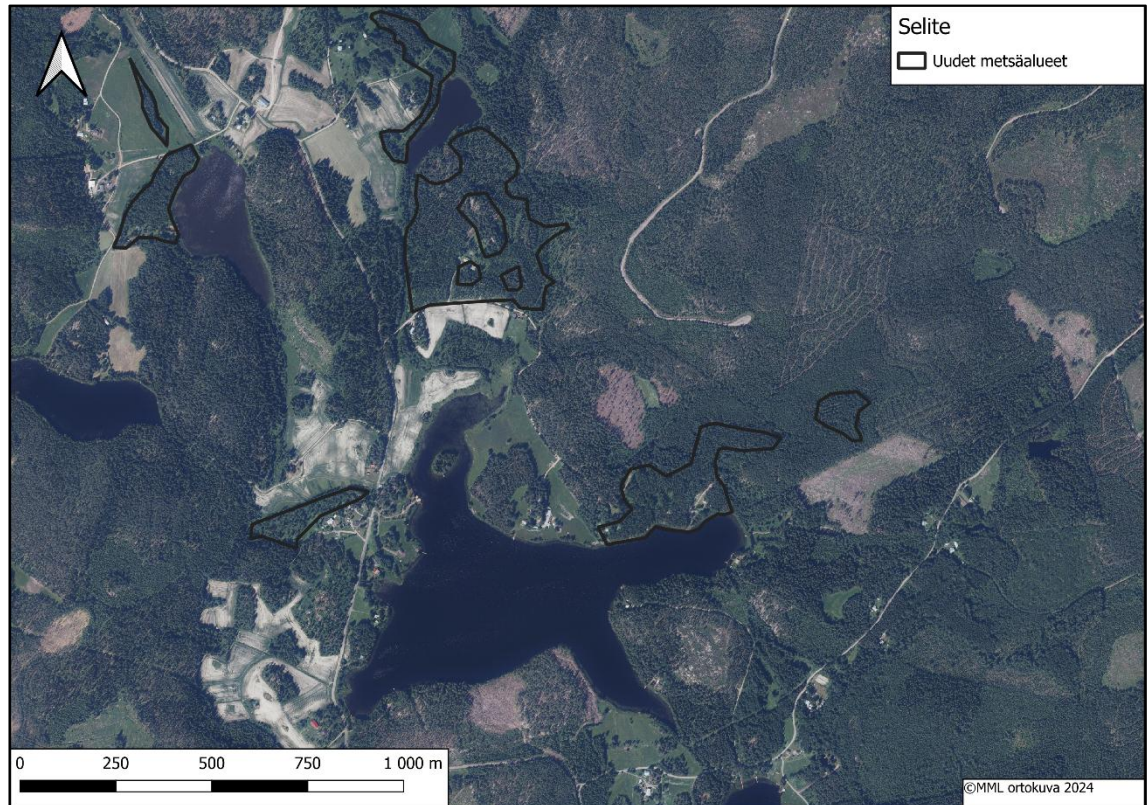
2.4 Tutkimuskohteen historia

Ristijärven kylässä on ollut asutusta jo 1560-luvulla (Siiri 2024). Kyläluettelon mukaan siellä on silloin sijainnut kaksi taloa koillissuunnassa Ristijärveen laskevan ojan läheisyydessä (Siiri 2024). Historiallisesta ilmakuvasta (kuvasta 10) ja vuoden 2024 ilmakuvasta (kuvasta 11) huomataan, että Ristijärven lähivaluma-alueen maankäyttö on muuttunut huomattavasti vuodesta 1960, josta löytyi vanhin ilmakuva alueesta. Vuoden 1960 ilmakuvassa Ristijärven pohjoisosassa on peltovaltaista aluetta, mikä muuttuu metsäalueeksi karttatarkastelun perusteella vuoden 1970 jälkeen eli samaan aikaan tehtyjen ojitusten kanssa. Peltoalueiden metsitys vaikuttaa järven valumavesien laatuun

ja sen kuljettaman kiintoaineksen määrään. Peltoalueilta huuhtoutuu pintavalunnan mukana varsinkin ravinteita (typpeä ja fosforia) järviin verrattuna metsäalueisiin, josta valuu taas humuspitoista vettä.



Kuva 10. Historiallinen ilmakuva Ristijärven lähialueesta vuonna 1960, jossa on mustalla viivalla rajattu peltoalueelle tulevia uusia metsäalueita. (Lähde: Paikkatietoikkuna historialliset ilmakuvat 1960)



Kuva 11. Ilmakuva Ristijärven lähialueesta vuonna 2024, jossa on muinaisille peltoalueille tulleet uudet metsäalueet rajattu mustalla viivalla. (Lähde: MML ortokuva 2024)

3. Aineistot ja menetelmät

3.1 Sedimenttinäytteenotto

Tutkimuksessa hyödynnettiin Ristijärvestä keväällä 2023 kairattuja sedimenttisarjoja ja minijäsorminäytettä. *Kuvassa 1* on esitetty näytteenoton sijainti (ETRS-TM35FIN: N 6855429, E 377156). Näytteet otettiin 18 m syvyydestä järven keskeltä. Tutkimuksessa käytetty minijäsorminäyte otettiin Kajak-näytteenottimella otetusta pintanäytteestä, jotta saatiin häiriintymätön näyte sedimentin ja veden rajapinnasta. Tutkimus keskittyi kahteen vierekkäin sijaitsevaan sedimenttisarjaan. Sarja 1 (RIST-1) ulottui 731 cm:n syvyyteen, kun taas sarja 2 (RIST-2) ulottui 880 cm:n syvyyteen. Näytteenotto suoritettiin käyttäen Geologisen tutkimuskeskuksen eli GTK:n raskasta PP-mäntäkairaa (Putkinen & Saarelainen 1998). PP-kairasta saatu pitkä putkinäyte pilkottiin noin 2–3 m pituisiksi

putkiksi. Tutkimuksessa käytettyjen putkinäytteiden nimet ja pituudet: RIST-1C 0–218 cm, RIST-1B 220–475 cm, RIST-1A 477–730 cm, RIST-2A 172–301 cm ja RIST-2C 660–880 cm. Sedimenttisarjat kattavat koko järven kuroutumisen jälkeisen historian ja ulottuvat Itämeren faasiin sedimentteihin asti. Näytteenoton jälkeen näytteet vietiin GTK:n kylmiöön säilytystä varten.

3.2 Laboratoriotöitä alustavat työvaiheet

Avaamattomat mäntäkairanäytteet säilöttiin kylmiössä, kunnes ne halkaistiin puoliksi vuoden 2024 keväällä. Putket sahattiin poikki koukkuterällä, minkä jälkeen sedimentti voitiin halkaista lankasahalla. Putken halkaisun jälkeen pystyttiin puhdistamaan sedimentin pinta objektilasilla, kunnes lustojen rakenteet saatiin selkeästi esille. Tislatulla vedellä parannettiin lustojen näkyvyyttä sedimentissä. Puhdistuksen jälkeen kairanäytteiden puolikkaat suojattiin muovikelmulla kuivumisen estämiseksi.

3.3 Magneettinen susceptibiliteetti

Muovikelmulla päällystetyistä (muovikelmu estää mittalaitteen sensorin kontaminaation) kairanäytteistä mitattiin magneettinen susceptibiliteetti näytteen pinnalta käyttäen ‘split-core logging’-menetelmää. Magneettinen susceptibiliteetti mittaa aineen magneettisuutta sekä kertoo erityisesti sedimentissä olevista ferro- ja ferrimagneettisista materiaaleista, kuten Fennoskandian maaperässä tyypillisesti esiintyvistä magnetiitista (Thompson & Oldfield 1986). Magneettisen susceptibiliteetin mittaus on ei-tuhoava menetelmä, mikä tarkoittaa, ettei se vahingoita näytettä. Tämän vuoksi se suoritettiin tutkimuksessa ensimmäisenä.

Mineraaliaines tulee suurimmaksi osaksi järven valuma-alueen maa- ja kallioperästä, jonka myötä valuma-alueella on suuri vaikutus siihen, kuinka paljon magneettista mineraaliainesta, lähinnä hienojakoista magnetiittia ja hematitiä kertyy järveen. Magneettinen susceptibiliteetti heijastaa hyvin valuma-alueen eroosion muutoksia esimerkiksi maanviljelyssä, metsä- ja suo-ojituksissa (Heikkilä 2008).

Mittaus suoritettiin Bartington MS2E1 -sensorilla (2 mm tarkkuudella), jossa materiaali altistettiin heikolle magneettikentälle, joka indusoi pienen magnetoitumisen (Nowaczyk 2001). Näyte asetettiin liikkuvalla alustalle ja sedimentin halkaistua pintaa vasten laskettiin kiinni anturi. Anturin pään pitää koskettaa sedimentin pintaa kokonaan, koska sensorin herkkyys hajoaa eksponentiaalisesti etäisyyden kasvaessa sedimentistä (Nowaczyk 2001). Mittausten välillä laite mittaa ilma-arvot, joiden avulla voidaan poistaa muun muassa lämpötilavaihteluiden aiheuttamat virhetekijät tuloksista.

Sedimentin löyhä vesipitoinen pinta tuhoutuu kairauksessa, joten mittauksesta puuttuu arvioitu ylin 5 cm näytteestä. Mittaukset aloitettiin 6 cm syvyydestä, jossa mittari osui kokonaan sedimentin pintaan. Ylemmissä osissa mittari olisi osunut osittain oasikseen (märkäsieneen), jota käytetään sedimenttinäyteputkien tiivistämisessä, mikä olisi väärentänyt tuloksia. Kairanäyteputket olivat noin 2–3 metriä pitkiä eivätkä ne mahtuneet kokonaan liikkuvalla alustalle, jonka takia putken loppuosa piti mitata erikseen. Näytteen loppuosa mitattiin kääntämällä näyte toisinpäin ja mittaamalla jäljelle jäänyt osa. Mittaukset tehtiin päällekkäin aiemmin mitattuihin kohtiin, jotta saatiin yhdistettyjä mittaukset jatkuvana sarjana. Lopulliset tulokset korjattiin vähentämällä mitattu ilma-arvo mitatusta tuloksesta

3.4 Litofasiesanalyysi

Lustot eroavat toisistaan värin, raekoon ja orgaanisen, kemiallisen ja mineralogisen koostumuksen perusteella (Zolitschka *et al.* 2015). Litofasiesanalyysissä sedimentin rakenteet, koostumus ja väri sekä niiden muutokset syvyyden suhteen kuvattiin tarkasti millimetripaperille. Lustorakenteen selkeys sekä vaaleiden ja tummempien laminaatioiden määrä huomioitiin, sillä nämä heijastavat kylmempiä ja lämpimämpiä ajanjaksoja. Lisäksi lustosarjaan voi kerrostua erillisiä mineraalikerroksia esimerkiksi myrskyn tai sateen vaikutuksesta (Tiljander 2005). Millimetripaperille merkittiin eri merkkihorisontit, jotka kuvastavat sedimentistä erottuvia rakenne- ja väriero muutoksia. Nämä merkkihorisontit helpottavat rinnakkaisnäytteiden visuaalista korrelointia ja toimivat samalla ilmasto- ja ympäristömuutosten indikaattoreina, heijastaen valuma-

alueella tapahtuneita muutoksia. Alustavat tulokset mahdollisista ilmastoanomaliaista sekä vivianiiteista ja makrofossiileista kirjattiin muistiin.

Vivianiitti ($\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$) on yleinen rauta (II)-fosfaattimineraali ja se muodostuu sedimenttiin anaerobisissa olosuhteissa (Liu *et al.* 2024). Vivianiitin muodostuminen edellyttää korkeaa rauta (II)-ionien pitoisuutta ja fosfaattien aktiivisuutta sekä matalaa sulfidin aktiivisuutta (Nriagu 1972). Vivianiitti on hapettomassa tilassa väriltään valkoinen, mutta raudan hapettuessa se muuttuu siniseksi (*kuva 12*).



Kuva 12. Kuvan mustan ympyrän sisällä on esitetty hapettunut vivianiitti lustosedimentinäytteessä noin vuonna 6690 BC.

3.5 Hehkutushäviö

Hehkutushäviön avulla voidaan määrittää orgaanisen ja mineraaliaineksen määrä sedimentissä, kun orgaaninen aines on poltettu pois (Smol 2008). Hehkutushäviönäytteet otettiin paleomagnetismikuutioiden reunoilta noin 2 cm välein. Näytteet asetettiin etukäteen numeroituihin ja punnittuihin upokkaisiin. Upokkaat asetettiin 105 °C:seen uuniin kuivumaan yön yli. Uunista otetut upokkaat siirrettiin pihdeillä hanalliseen eksikaattoriin 30 minuutiksi jäähtymään. Eksikaattori estää ylimääräisen kosteuden

imeytymisen näytteisiin jäähtymisen aikana, mikä ehkäisee virheellistä painon nousua. Jäähtyneet näytteet punnittiin tarkkuusvaa'alla, jonka jälkeen ne laitettiin hehkutusuuniin, jossa orgaaninen aines poltettiin pois. Hehkutusohjelmassa uunin lämpötila nousee yhden tunnin ajan, minkä jälkeen orgaanista-ainesta poltetaan kaksi tuntia 550 °C:ssa. Hehkutusuunin lämpötilan laskettua valmiit näytteet siirrettiin pihdeillä eksikaattoriin jäähtymään 30 minuutiksi, minkä jälkeen ne punnitaan uudelleen tarkkuusvaa'alla. Hehkutushäviö eli LOI (loss-on-ignition) saadaan laskettua alla olevalla kaavalla (Heiri *et al.* 2001).

$$LOI_{550} = ((DW_{105} - DW_{550}) / DW_{105}) * 100$$

LOI_{550} = hehkutushäviö prosentteina kuivan sedimentin massasta (550 °C)

DW_{105} = kuivatun sedimentin massa 105 °C

DW_{550} = hehkutetun sedimentin massa 550 °C

3.6 Sedimenttisarjan korrelointi ja ajoittaminen

Sedimenttisarjat RIST-1 ja RIST-2 korreloitiin keskenään magneettisen susceptibiliteetin ja visuaalisesti erottuvien merkkiorisonttien avulla. Näiden perusteella muodostettiin yhtenäinen sarja, josta oli poistettu kairaputkien katkoskohdat. Sedimenttisarja ajoitettiin lustolaskujen ja paleomagnetismin avulla (Zolitschka *et al.* 2015; Ojala & Tiljander 2003), kuten seuraavissa kappaleissa kuvataan. Näiden tulosten perusteella laadittiin sedimentin ikä-syvyysmalli, jonka suhteen fysikaaliset parametrit LOI ja magneettinen susceptibiliteetti esitetään tässä työssä.

3.6.1 Paleomagnetismi

Maapallon magneettikenttä on jatkuvassa muutoksessa. Hyvin tunnettujen napaisuusvaihteluiden lisäksi maapallon magneettikentässä tapahtuu hidas vuodesta

toiseen jatkuva suhteellisen tasainen suunnan ja voimakkuuden muutos, jota kutsutaan paleosekulaarimuutokseksi (PSV = paleosecular variation) (Ogg 2012; Zolitschka *et al.* 2015). PSV-signaalit tallentuvat sedimenttiin, kun rautaa sisältävät magneettiset hiukkaset järven pohjassa suuntautuvat vallitsevan magneettikentän mukaan (Ogg 2012; Zolitschka *et al.* 2015). PSV-signaaleja voidaan käyttää maan magneettikentän historian rekonstruointiin sedimenttisarjojen tuloksia vertaamalla ja paikkakohtaisen korrelaation muodostamiseen sekä sedimenttien suhteelliseen ajoittamiseen (Zolitschka *et al.* 2015). Varsinkin Fennoskandian klastis-biogeenisia lustoja kerrostavat järvet tallentavat voimakkaan PSV-signaalin (Snowball *et al.* 2007; Zolitschka *et al.* 2015).

Tutkimuksessa asetettiin sedimenttiin yhteensä 302 paleomagnetismikuutiota (tilavuudeltaan 7 cm³) noin 2 cm välein ja sedimenttisarjan loppuosassa 10 cm välein, josta lustot puuttuivat kokonaan. Kuutioihin oli etukäteen porattu reikä, jonka kautta ylimääräinen ilma pääsi poistumaan kuutiota sedimenttiin painettaessa. Lisäksi kuutioihin oli merkitty nuoli osoittamaan sedimentin pinnan suuntaa, ja kuutiot oli numeroitu juoksevilla numeroilla. Kun kuutiot oli irrotettu sedimentistä, pyyhittiin ylimääräinen sedimentti pois ja ne suljettiin muovikannella. Ilmatiiviiden varmistamiseksi kuutiot teipattiin teipillä ympäri, jolloin myös ilmareikä peittyi. Valmiit kuutiot asetettiin ilmatiiviiseen laatikkoon tai minigrip-pussiin, johon laitettiin lisäksi kostea paperi näytteiden kosteuden säilyttämiseksi. Lopuksi näytteet laitettiin säilymään jääkaappiin.

Kuutioiden PSV-vaihtelu mitattiin Turun yliopiston kannettavalla pyörivällä magnetometrillä eli PSM-spinnerillä, joka mittaa luonnollisen jäännösmagnetoituman eli NRM:n (Natural Remanent Magnetization) näytteestä. Laite kertoo näytteiden inkliinaation, deklinaaation ja intensiteetin. Näyte mitataan neljässä eri asennossa mittausvirheiden vähentämiseksi. Kuutiota käännettiin manuaalisesti käsin eri asentoihin.

Ristijärven PSV-arvoja vertailtiin Nautajärven aikaisempiin inkliinaatio ja deklinaaatio arvoihin (Kuva 27), joista etsittiin yhtenevät magneettikentän suunnan muutokset. Erityistä huomiota kiinnitettiin PSV-käyrien minimi- ja maksimiarvoihin sekä muutosnopeuksiin, joiden avulla aineistoja voitiin visuaalisesti rinnastaa ja antaa vuosiluvut yhteneville kohdille. Määritettyjen kohtien väliset vuodet laskettiin lineaarisesti kahden datapisteen välillä. Edellä mainittua menetelmää kutsutaan interpoloimiseksi, joka on paras tapa selvittää puutteellisten ja epäselvien lustojen määrä,

jossa arvioidaan sedimentaationopeus ja lasketaan kahden datapisteen väliset vuodet (Zolitschka *et al.* 2015).

3.6.2 AF-demagnetointi

Paleomagneettista ajoittamista varten sedimentteihin tallentuneet luonnollisen remanentin magnetoituman (NRM) stabiilisuus testattiin vaihtovirtademagnetoinnin avulla (AF, alternating field) (Thompson & Oldfield 1986). Mittaukseen valittiin neljä näytettä (näytenumerot: 51, 101, 152 ja 169) syvyyksistä 152 cm, 301 cm, 450 cm ja 500 cm. AF-demagnetointi mittausta suoritettiin laittamalla näytteet aluksi LDA5-Demagnetointi laitteeseen, ja niihin kohdistettiin kasvava AF-huippuarvo (5, 10, 15...120 mT), jonka jälkeen mitattiin jäljelle jäänyt magneettisuus (Moskowitz s.a.). LDA5-laitteella saadaan eristettyä luonnollinen jäännösmagnetisaation ominaiskomponentit (Agico 2022).

Demagnetoinnissa näyte kiinnitetään 2-akseliseen kääntäjään, joka mahdollistaa näytteen puolisuunnaisen pyörimisen demagnetointiprosessin aikana tai asettaa yhteen 18 asennosta demagnetointia varten haluttuun suuntaan (Agico 2022). Mittauksen jälkeen näytteiden magneettiset ominaisuudet (inklinaatio, deklinaatio ja intensiteetti) mitattiin PSM-spinnerillä. Demagnetisoinnissa siis pestään heikointa magneettista kenttää pois altistamalla näyte eri suuruisille AF-demagnetointikentille (Moskowitz s.a.). Ensimmäisenä pienen koersiivisyyden omaavien jäännösmagneettisuus poistuu ja korkeimman koersiivisyyden sisältävät hiukkaset säilyvät muuttumattomina (Moskowitz s.a.).

3.6.3 Lustolaskenta

Paleomagneettista ajoittamista täydennettiin lustolaskuilla, jotka laskettiin kairasarjan ylä- ja alaosaan, joita ei pystytty määrittämään paleomagnetismin avulla. Yläosaan laskettiin 6–150 cm väliltä lustot ja alaosaan 750–786 cm väliltä lustot. Lustolaskennassa yksi vuosi vastaa yhtä vaaleaa mineraaliaineksestä koostuvaa ja yhtä tummaa orgaanisesta-aineksestä koostuvaa kerrosta. Lustot tuottavat tarkan ja luotettavan

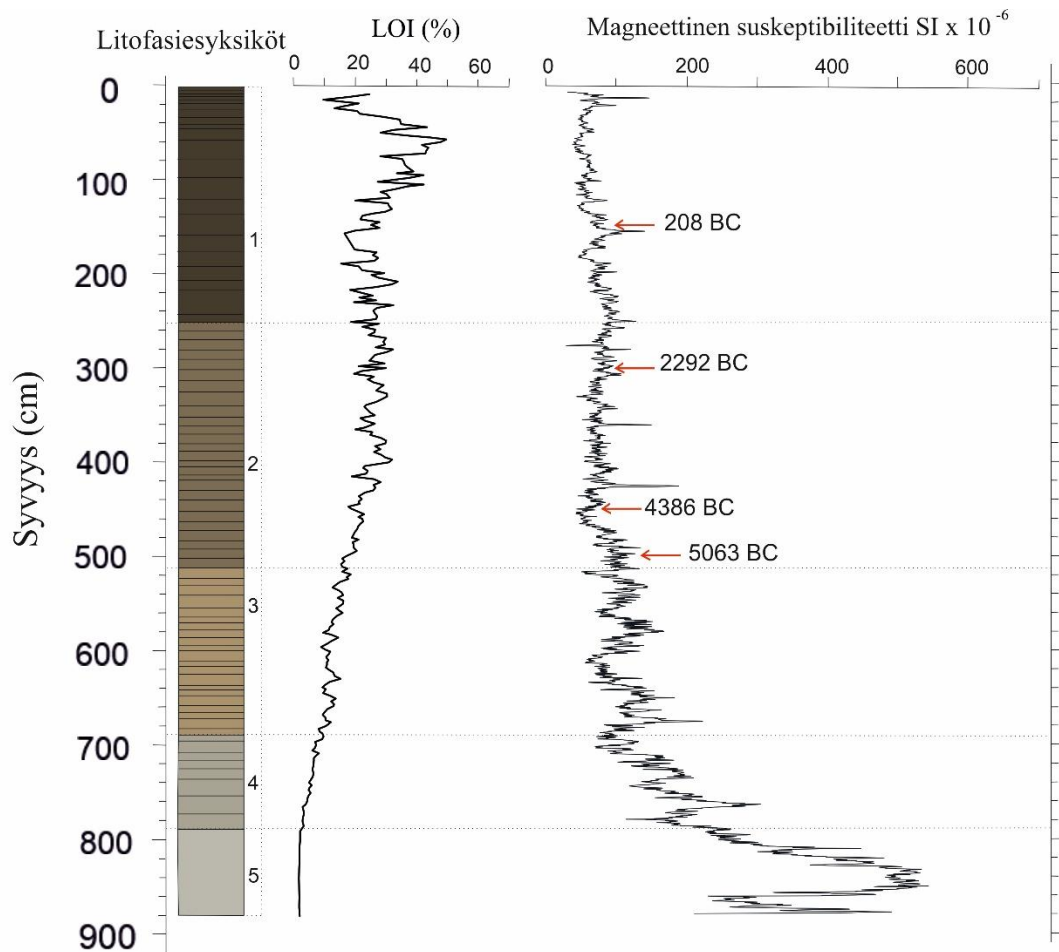
ikämäärittämissä menetelmän (Zolitschka *et al.* 2015). Lustolaskenta helpottuu sedimenttisarjan orgaanisemman kerroksen jälkeen, koska korkeampi mineraalipitoisuus johtaa paksumpiin lustoihin, joka helpottaa lustojen tunnistamista ja laskemista (Ojala & Saarnisto 1999).

Sedimentin yläosan lustolaskenta toteutettiin jääsorminäytteestä, jonka analysoi GTK:n geologi Emilia Kosonen ja alaosan lustolaskenta tehtiin näytteistä otettujen valokuvien perusteella. Alaosan lustolaskentaa ei pystytty suorittamaan kokonaan 880 cm syvyyteen, koska 786 cm syvyys oli alin taso, jossa vuosikerrallisia lustosedimenttejä esiintyy. Ristijärvi on poikkeuksellinen järvi, sillä pitkien ja jatkuvien lustosarjojen esiintyminen järvissä on suhteellisen harvinaista (Ojala *et al.* 2000). Lustolaskennassa hyödynnettiin myös lineaarista vuosien määrittäystä kahden datapisteen välillä 10 cm välein.

4. Tulokset

4.1 Litofasies

Kuvassa 13 on esitetty yleistetty kuva sedimenttistratigrafiasta, hehkutushäviön ja magneettisen susceptibiliteetin kanssa suhteessa sedimentin syvyyteen. Kuvasta huomataan sedimenttisarjan pinnan olevan tummimman väristä ja vaalentuvan syvemmälle mentäessä. Mustat viivat sedimenttistratigrafiassa kuvaavat vuosilustoja, jotka häviävät noin 800 cm syvyydessä.



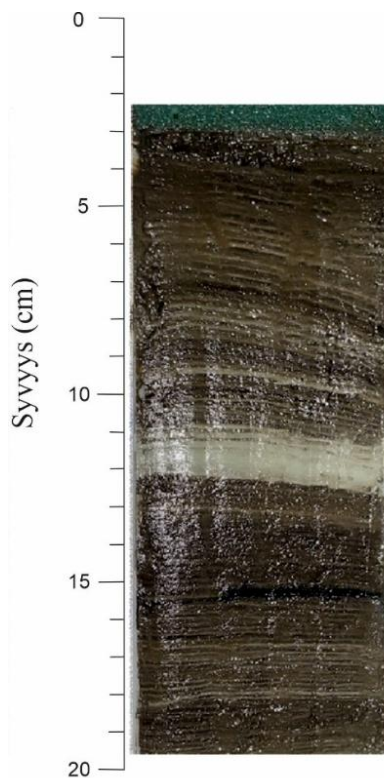
Selite:

1. Tummanruskea, hyvin orgaaninen, vähemmän mineraalilaminaatioita
 2. Ruskea, mineraalilaminaatioiden määrä kasvaa
 3. Vaaleanruskea, paljon mineraalilaminaatioita
 4. Vaaleanharmaa, muuttuu saviseksi, alussa ruskeampia laminaatioita, paksut mineraalilaminaatiot pohjassa
 5. Vaaleanharmaa, massiivinen savi, ei lustoja
- ← = AF-demagnetointinäyte

Kuva 13. Yleiskuva sedimenttistratigrafiasta syvyyden suhteen, johon on merkitty eri litofasiesyksiköt numeroilla ja vuosilustot on kuvattu mustilla viivoilla. Kuvassa on myös esitetty LOI- ja magneettinen susceptibiliteettikäyrä syvyyden suhteen. Nuolilla on merkitty AF-demagnetointinäytteiden kohdat.

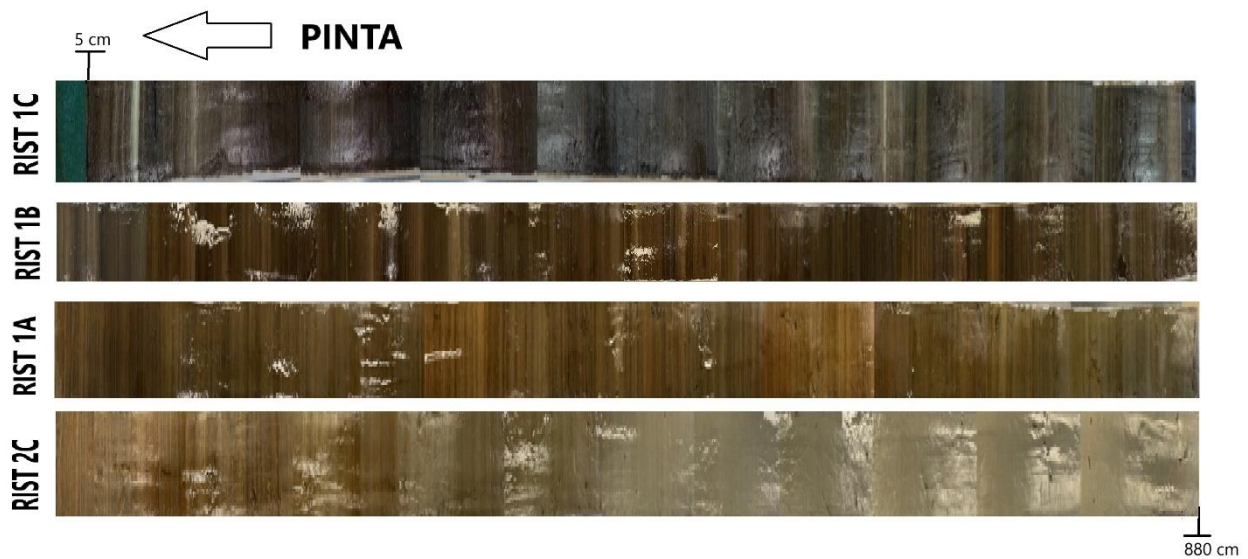
Liitteessä 1 on kuvattu eri anomaaliset merkkihorisontit, josta huomataan sedimentistä erottuvia piirteitä eri syvyyksiltä. Merkkihorisontit antavat hyvän käsityksen varsinkin mineraaliaineksen kertymisen vaihtelusta. Erottuvimmat merkkihorisontit ovat rautarikkaat laminaatiot, jotka eroavat väriltään muusta sedimentistä huomattavasti.

Kuvassa 14 sedimentin pintaosassa havaitaan merkittäviä muutoksia sedimentin rakenteessa ja lustojen paksuuksissa. Huomioarvoisimpia ovat noin 12 cm kohdalla oleva paksu savikerrostuma ja noin 15 cm kohdalla oleva hyvin tumma sekä paksu orgaaninen kerros, joka erottuu selkeästi muusta sedimentistä. Sedimentin ylimmät lustot ovat taipuneet kairauksen yhteydessä, mikä näkyy selkeästi noin 5–9 cm syvyydellä. Sedimentin ensimmäisen noin 20 cm matkalla esiintyy suhteellisen runsaasti vaaleita, mineraalilaminaatioita.



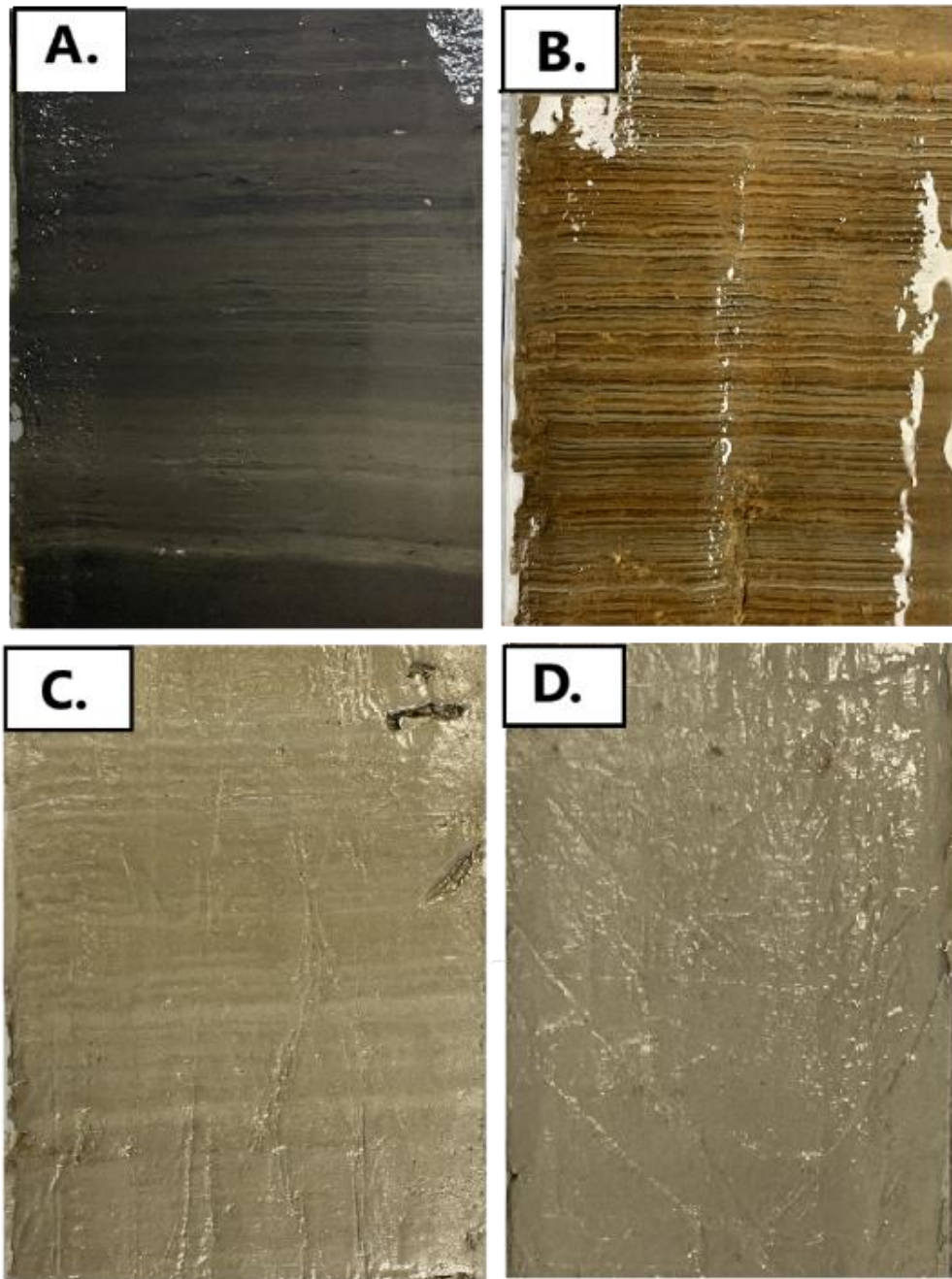
Kuva 14. Kuvassa on Ristijärven sedimentin pintaosa noin 19,5 cm syvyyteen asti.

Kuvassa 15 on esitetty koko kairasarja havainnollistavana kuvana, josta saadaan käsitys sedimentissä tapahtuvasta muutoksesta eri kairaputkissa. Sedimentti muuttuu selvästi tummasta ja orgaanisesta pintaosasta vaaleammaksi sekä mineraalipitoisemmaksi sedimentiksi ja päättyen lopulta täysin massiiviseen Ancyclusjärven saveen. RIST-1C kairasarjassa voidaan olettaa olleen pitempiä orgaanisen aineksen tuotantokausia, mikä on vaikuttanut orgaanisten lustojen kerrospaksuuteen (Tiljander 2005). Lustojen muuttuessa mineraalipitoisemmiksi niiden määrä kasvaa ja rakenne paksunee kairasarjan loppuosassa.



Kuva 15. Havainnollistava kuva eri kairaputkista (RIST-1C, RIST-1B, RIST-1A ja RIST-2C), kuvastamassa sedimentin muutosta kairasarjassa. Sedimentin pinta on ylimpänä kuvassa vasemmalla. Kaikkien näytteiden pinta on vasemmalla ja pohja oikealla. Kuvat eivät ole oikeassa mittakaavassa.

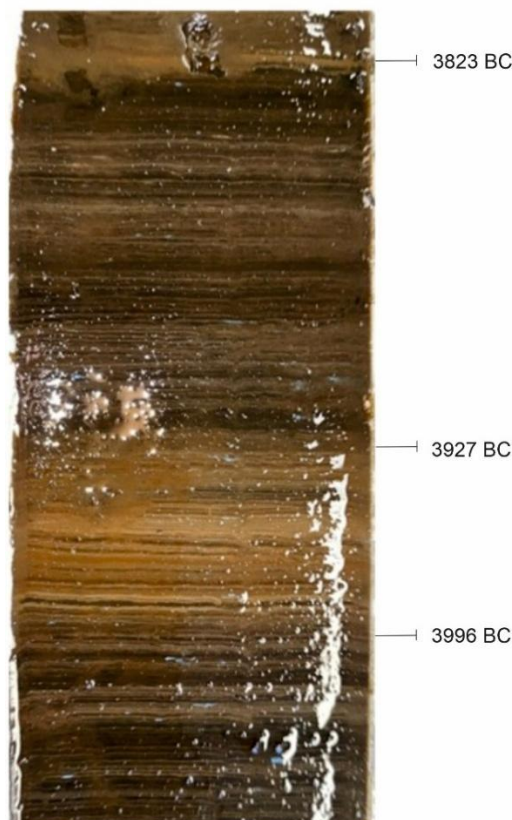
Kuvassa 16 havainnollistetaan sedimentin muutoksia pinnasta pohjaan. Kohta A. kuvastaa tummanruskeita orgaanisia ja vaaleita, mineraalipitoisia laminaatioita. Kohta B. puolestaan kuvaa vaaleanruskeita laminaatioita, jotka ovat saaneet ruosteenomaisen värinsä sedimentin hapettuessa säilytyksen aikana. Osa laminaatioista on harmaansävyisiä, mikä voisi johtua saven määrän lisääntymisestä. Yleisesti laminaatiot ovat tässä kohdassa ohuita ja kevät- ja talvikerrokset erottuvat selvästi toisistaan. Kohta C. kuvaa savisia laminaatioita, jotka ovat paksumpia kuin edeltävät kerrokset. Savessa ei kuitenkaan enää ole selkeitä väri vaihteluita, sillä se koostuu pääasiassa mineraaliaineksesta. Kohta D. esittää massiivista savea, jossa kerrostumat eivät enää erotu ja sedimentti pysyy samankaltaisena koko sarjan loppuun asti.



Kuva 16. Kuvassa on esitetty eri kohtia lustosarjasta. A. mineraalilaminaatioita tummassa ja orgaanisessa sedimentissä (206–218 cm) vuosien 894–1055 BC välillä, B. lisääntyneet mineraalilaminaatiot vaaleanruskeassa sedimentissä (664–671 cm) vuosien 6887–6943 BC väliltä, C. Saviset laminaatiot (770–777 cm) vuosien 7843–7886 BC väliltä, ja D. massiivinen savi (818–826 cm) vuodet ei tiedossa.

Sedimentissä havaittiin neljä kohtaa, missä lustorakenne koostui rautasaostumista kohottaen huomattavasti myös magneettisen susceptibiliteetin arvoja. Nämä rautarikkaat laminaatiot ovat hyvin saman tyyppisiä kuin Lincoln *et al.* (2025) ovat kuvanneet

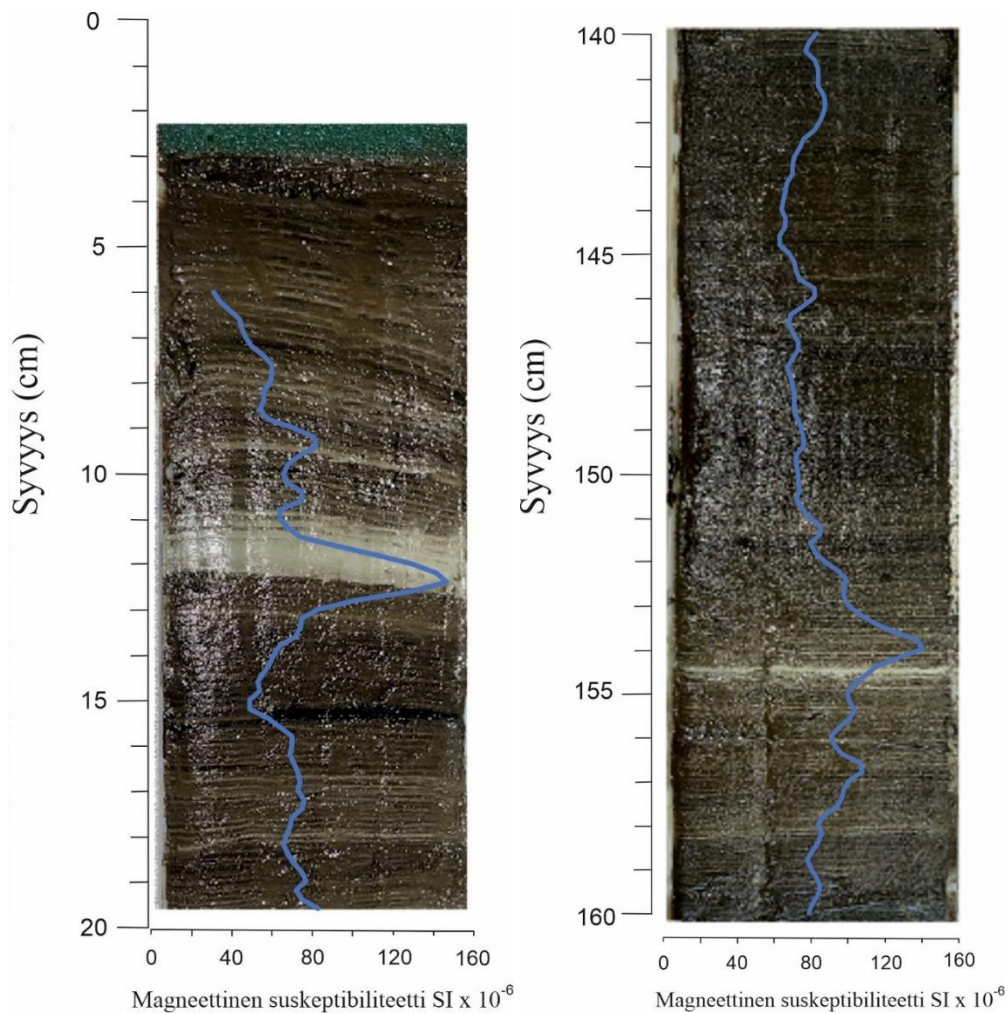
tutkimuksessaan Nautajärven sedimenttisarjasta. Ensimmäinen rautarikas laminaatio havaittiin noin 359–360 cm syvyydessä (3013–3025 BC), mikä erottui himmeämmin pienenä alueena. Toisessa kohdassa oli yksi rautarikas laminaatio noin 415 cm syvyydessä (3823 BC) ja kolmannessa kohdassa oli monta rautarikasta laminaatiota noin 421–425 cm syvyydestä (3927–3996 BC), molemmat kohdat erottuivat hyvin selkeästi (Kuva 17). Neljännessä kohdassa oli yksi rautarikas laminaatio noin 473 cm syvyydessä (4688 BC). Yksittäinen paksu rautarikas laminaatio viittaa vuoden kestäneeseen muutokseen ja monta rautarikasta laminaatiota taas useita vuosia kestäneeseen muutokseen järven limnologiassa. Kahden selkeimmän rautarikkaan laminaation kohdalla (3823 BC ja 3927–3996 BC) orgaanisen aineksen määrä ei laske vaan oikeastaan on aika korkealla noin 26 %, viitaten lämpimämpään ilmastoon. Näiden kahden rautarikkaan laminaatio kohdan jälkeen ylempänä sedimentissä orgaanisen aineksen määrä laskee huomattavasti, mikä viittaa ilmastossa tapahtuneeseen kylmemmän jakson alkamiseen.



Kuva 17. Kuvassa on esitetty kaksi selkeintä rautamuodostumaa. Ylempänä yksi rautarikas laminaatio (noin 415 cm syvyydessä) vuonna 3823 BC ja alempana monta rautarikasta laminaatiota (noin 421–425 cm syvyydessä) vuosien 3927–3996 BC väliltä.

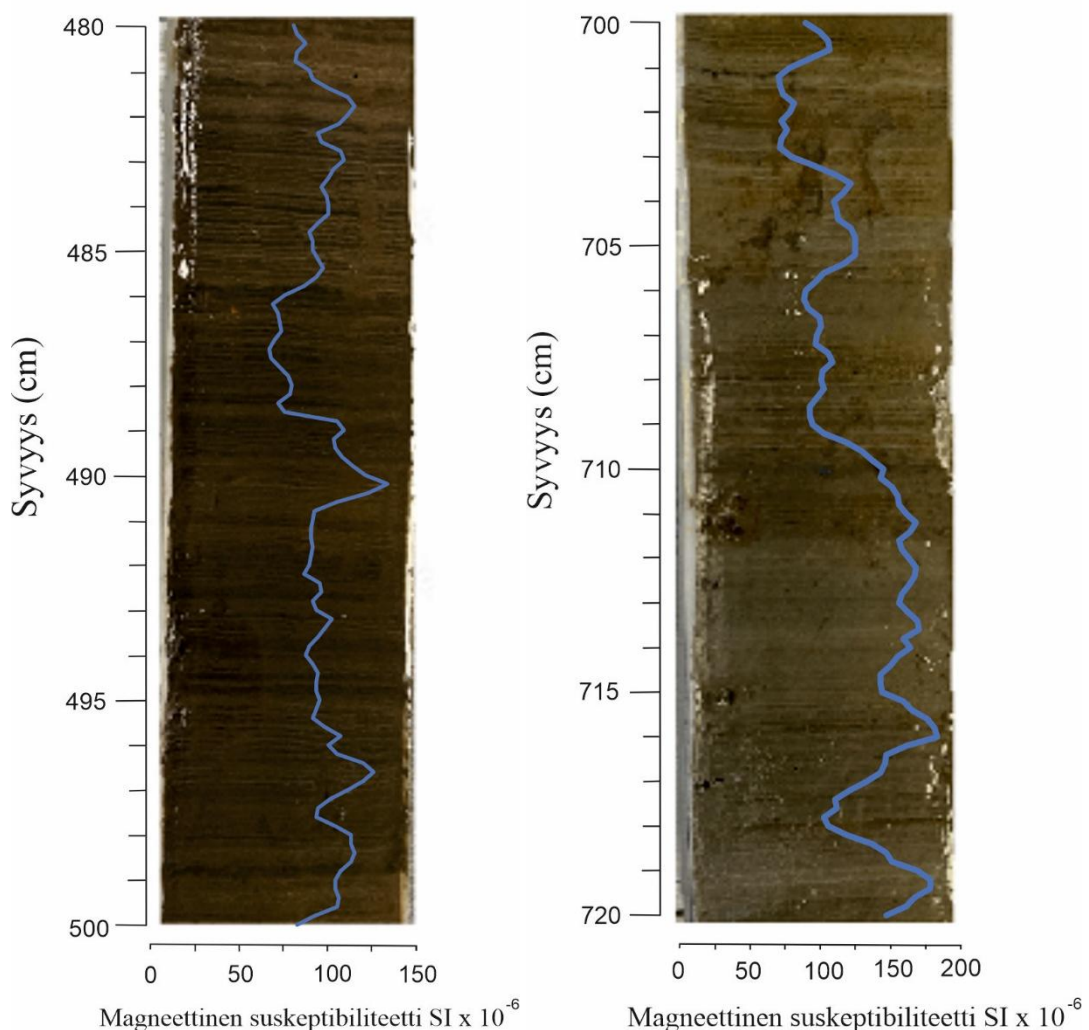
4.2 Magneettinen susceptibiliteetti

Kuvassa 18 nähdään miten magneettinen susceptibiliteetti heijastaa hyvin mineraaliaineksen kertymää. Tämä näkyy erityisesti näytteen pintakerroksessa noin 12 cm syvyydessä olevan paksun savikerroksen kohdalla selkeänä käyrän nousuna sekä noin 15 cm syvyydellä havaitun tumman orgaanisen kerroksen kohdalla, jolloin käyrä laskee huomattavasti. Tummempi sedimentin väri kertoo orgaanisemmasta sedimentistä. Magneettinen susceptibiliteetti nousee jyrkästi noin 154 cm syvyydellä esiintyvässä selkeästi paksummassa mineraalipitoisessa laminaatiossa.



Kuva 18. Lustokuvat kahdesta eri syvyydestä 3–19,5 cm ja 140–160 cm, joihin on lisätty sinisellä viivalla magneettinen susceptibiliteettikäyrä.

Kuvassa 19 ei havaita yhtä selkeitä värieroja kuin sedimentin pintaosassa, mikä tekee magneettisen susceptibiliteetti erojen yhdistämisen värieroihin haastavammaksi. Syvyysvälillä 480–500 cm magneettinen susceptibiliteetti heijastaa yksittäisiä tummempia laminaatioita, kuten noin 486 cm ja 492 cm syvyydellä. Korkein piikki on noin 490 cm syvyydessä oleva, joka heijastaa hyvin vaaleampaa mineraalipitoisempaa kohtaa. Sedimentin muuttuessa noin 700 cm syvyydessä savisemmaksi magneettinen susceptibiliteetti myös nousee. Savisemmassa sedimentissä 701 cm ja 718 cm kohdalla olevien tummempien laminaatioiden kohdalla magneettinen susceptibiliteetti laskee.

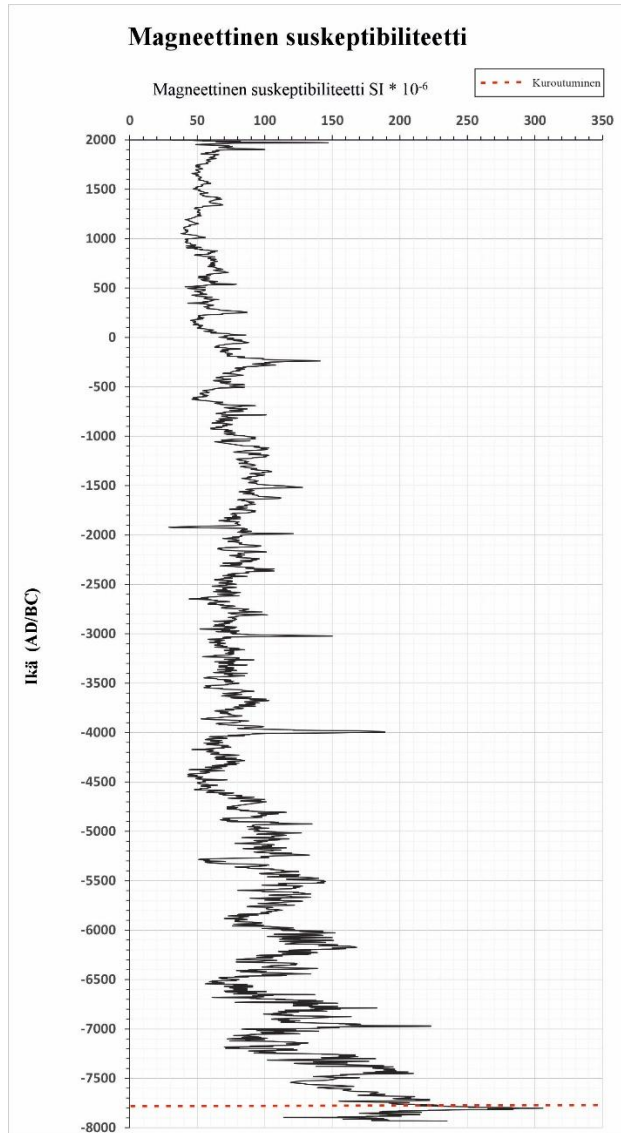


Kuva 19. Lustokuvat kahdesta eri syvyydestä 480–500 cm ja 700–720 cm, joihin on lisätty sinisellä viivalla magneettinen susceptibiliteettikäyrä.

Kuvassa 20 on esitetty magneettisen susceptibiliteetin arvot yhdessä ikämäärittelyn kanssa. Tulokset alkavat vuodesta AD 1999 ja päättyvät vuoteen 7931 BC. Magneettisen

suszeptibiliteetin arvot kasvavat syvemmillä sedimentissä, sen koostumuksen muuttuessa savisemmaksi. Pintaosassa (AD 1999–100) magneettinen suszeptibiliteetti vaihtelee pääosin noin $50 \cdot 10^{-6}$ ympärillä, kun taas näytesarjan keskiosissa (AD 100–4700 BC) magneettinen suszeptibiliteetti kohoaa ja vaihtelee $50\text{--}100 \cdot 10^{-6}$ välillä. 4700–7931 BC aikana magneettisen suszeptibiliteetin vaihtelu voimistuu ja kasvaa ollen keskimäärin yli $100 \cdot 10^{-6}$.

Magneettisessa suszeptibiliteetissa nähdään selkeitä huippukohtia (AD 1971, 238 BC, 3020 BC, 3993 BC, 6970 BC ja 7802 BC) ja minimikohtia (1921 BC, 2648 BC, 5296 BC, 6544 BC, 7183 BC ja 7895 BC). Korkeimmillaan magneettinen suszeptibiliteetti nousee $306 \cdot 10^{-6}$ (7802 BC). Huippukohtat viittaavat magneettisen mineraaliaineksen suureen määrään sedimentissä, mikä heijastaa kevättulvien aikana kerrostuvaa mineraaliainesta ja kertoo voimakkaammasta valuma-alueen eroosiosta, jonka voidaan ajatella kertovan suuremmista lumen kertymistä ja siten kylmemmistä ilmasto-olosuhteista erityisesti talvella. Minimikohtat viittaavat lämpimämpiin ilmasto-olosuhteisiin, jolloin kevätvalunta ja eroosio ovat vähäisempää, eikä magneettista mineraaliainesta ole päässyt kerrostumaan suuria määriä.

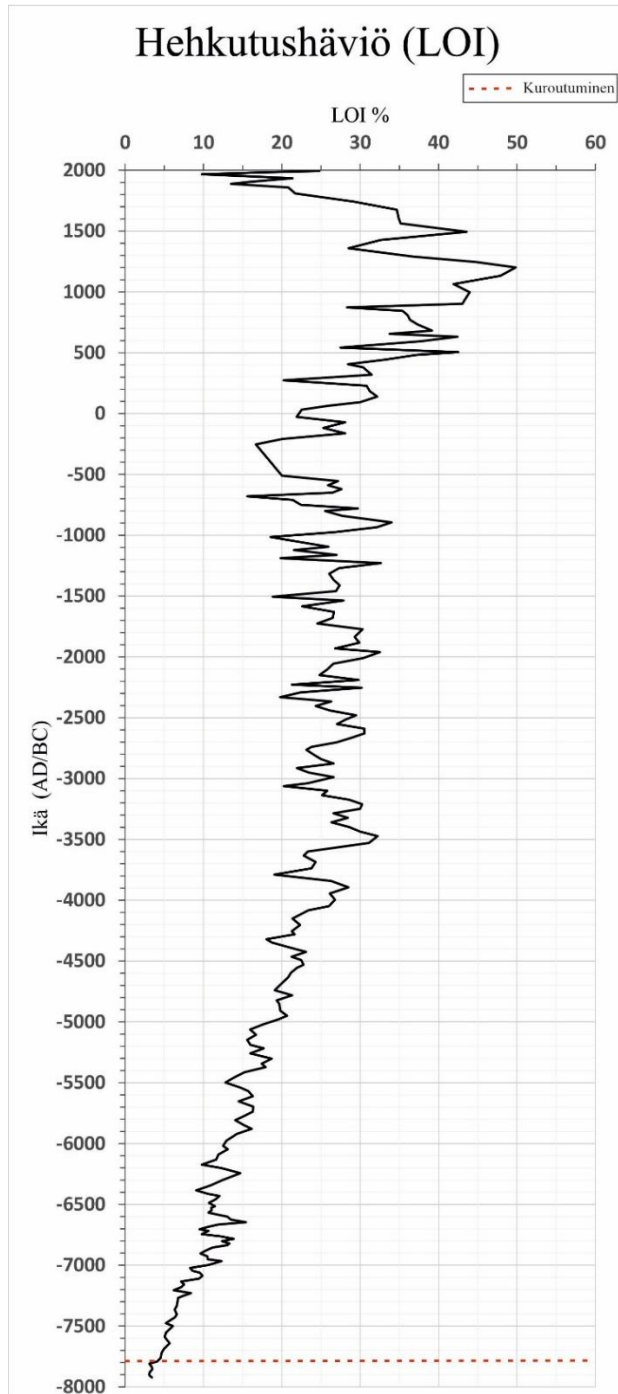


Kuva 20. Magneettinen susceptibiliteetti vuosien AD 1999–7931 BC välillä. Järven kuroutuminen on merkitty punaisella katkoviivalla.

4.3 Hehkutushäviö

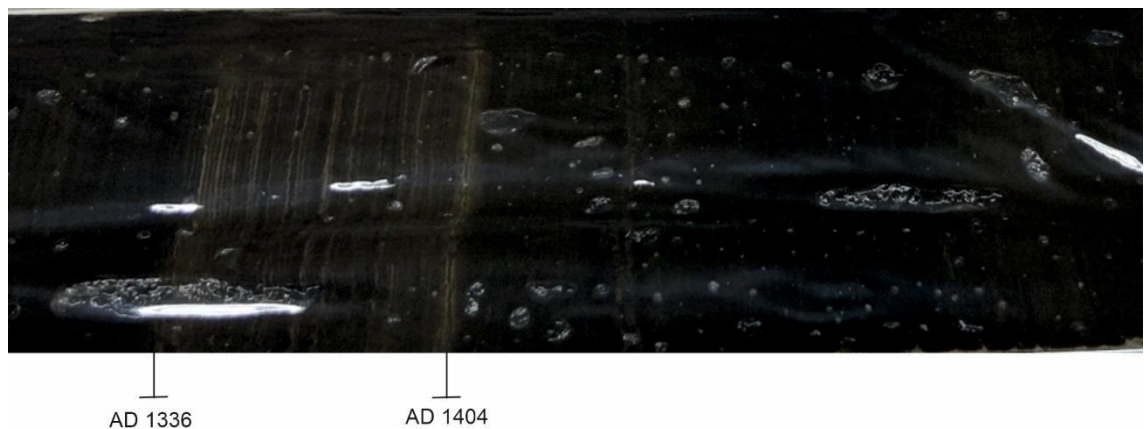
Hehkutushäviötulokset on esitetty kuvassa 21 ikämäärityksen kanssa. Sedimentti on orgaanisimmillaan pintaosassa vuosien AD 1743-93 aikana, jolloin LOI on yli 30 % suurimman osan ajasta, lukuun ottamatta yksittäisiä laskuja. Vuosien AD 63-4978 BC aikana orgaanisen aineksen määrä vähenee ja LOI vaihtelee noin 17–34 %:n välillä. Syvemmillä sedimentissä orgaanisen aineksen määrä on selvästi alhaisempi ja vuosien 5020–6998 BC välillä määrä vaihtelee 10–20 %:n välillä. Lopuksi orgaanisen aineksen

määrä laskee alle 10 %:iin. Sedimentin orgaanisen aineksen määrä laskee jyrkemmin vuoden 4000 BC jälkeen. Koko näytesarjan LOI-arvot vaihtelevat noin 2 %:n ja 50 %:n välillä.



Kuva 21. Ristijärven hehikutushäviö eli LOI-tulokset ikämäärittelyn kanssa AD/BC vuosina. Järven kuroutuminen on merkitty punaisella katkoviivalla.

Vuoden AD 1970 ojitusten vaikutus näkyy selvästi LOI-tuloksissa. Vuoden AD 1967 LOI-arvo on 9,8 %, mikä on huomattavasti alhaisempi kuin aiempi vuoden AD 1935 arvo (LOI 21 %) tai sen jälkeinen arvo AD 1984 (LOI 18 %). Vuonna AD 1359 nähdään mahdollisesti ihmistoiminnan alku, jolloin LOI tippuu 28,5 %:iin aiemmasta yli 35 %:sta. Ihmistoiminnan alkua vahvistaa sedimentissä vuosien AD 1404-1336 välillä näkyvät useat mineraalipitoiset vaaleat mineraalilaminaatiot (*kuva 22*), mitkä heijastavat suurempaa eroosiota alueella.



Kuva 22. Kuvassa on esitetty (noin 46–49 cm syvyydessä) vuosien AD 1404-1336 välissä olevat vaaleat mineraalilaminaatiot muuten tummassa orgaanisessa sedimentissä.

4.4 Magneettinen susceptibiliteetti ja hehkutushäviö korrelaatio

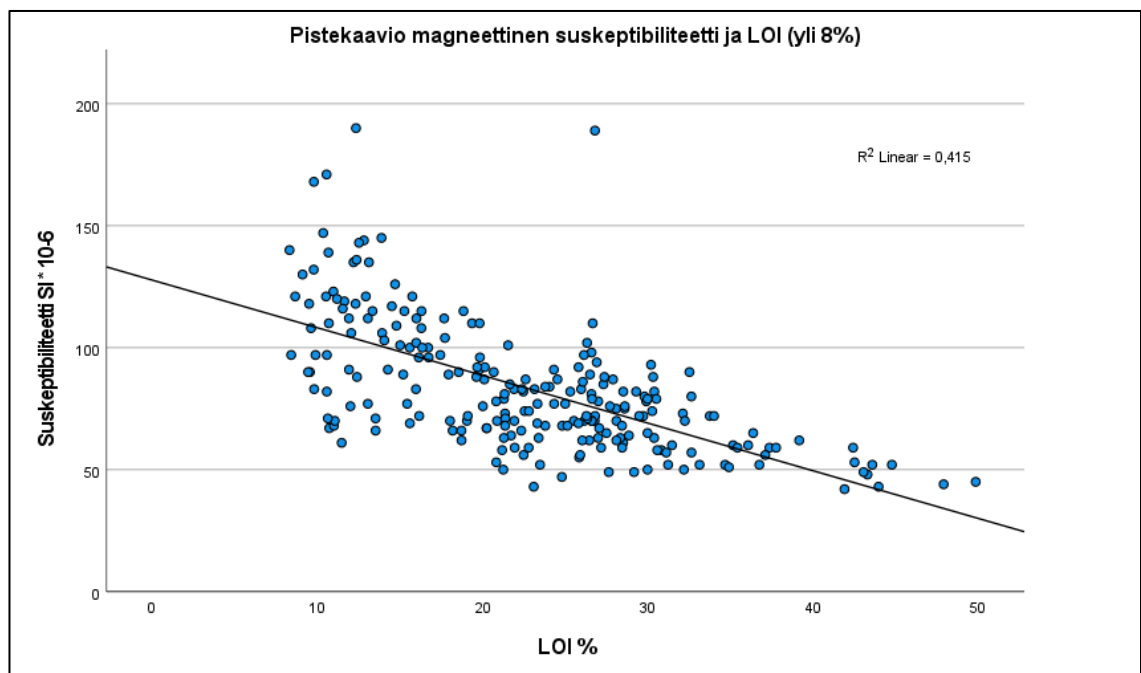
Magneettisella susceptibiliteetilla ja hehkutushäviöllä havaittiin kaksi eri riippuvuutta: LOI:n ollessa yli 8 % ja LOI:n ollessa alle 8 %. *Kuvassa 23* nähdään, että hehkutushäviöllä (LOI yli 8 %) ja magneettisella susceptibiliteetilla on merkittävä negatiivinen korrelaatio (-0,660). Suuri korrelaatioarvo viittaa siihen, että kahdella muuttujalla on riippuvuus toisistaan eli LOI:n pienentyessä susceptibiliteetti suurenee, mikä nähdään *kuvassa 24*. Korrelaatioissa käytettiin Spearmanin korrelaatiota, koska LOI tai magneettinen susceptibiliteetti eivät ole kumpikaan täysin normaalisti jakautuneita histogrammien ja Q-Q-kuvaajien tarkastelun perusteella. Selitysaste on $R^2 = 0,415$ eli malli selittää 41,5 % selitettävän muuttujan susceptibiliteetin vaihtelusta selittävän muuttujan LOI:n perusteella.

Correlations

		LOI	Suskeptibiliteetti
Spearman's rho	LOI	Correlation Coefficient	1,000
		Sig. (2-tailed)	.
		N	232
	Suskeptibiliteetti	Correlation Coefficient	-,660**
		Sig. (2-tailed)	<,001
		N	232

** . Correlation is significant at the 0.01 level (2-tailed).

Kuva 23. Spearmanin korrelaatio (LOI yli 8 %).



Kuva 24. Pistekaavio heikutushäviön (LOI yli 8 %) ja magneettisen susceptibiliteetin suhteesta.

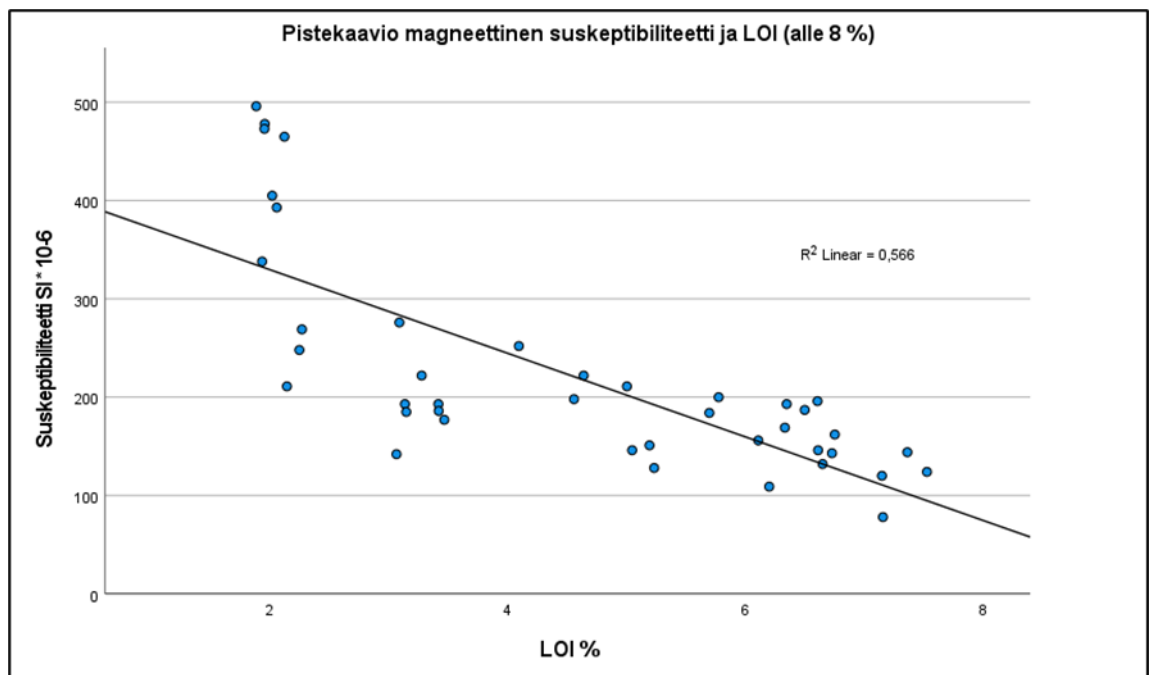
Kuvassa 25 on kuvattu heikutushäviön (LOI alle 8 %) riippuvuus magneettiseen susceptibiliteettiin, jolloin niiden korrelaatio on vielä merkittävämpi (-0,802). Kuvassa 26 nähdään pisteiden asettuvan trendiviivan lähetyville ja selitysasteen kasvavan $R^2 = 0,566$. LOI:n laskiessa pisteet karkaavat trendiviivan lähetyviltä.

Correlations

		LOI	Suszeptibiliteetti
Spearman's rho	LOI	Correlation Coefficient	1,000
		Sig. (2-tailed)	.
		N	41
	Suszeptibiliteetti	Correlation Coefficient	-,802**
		Sig. (2-tailed)	<,001
		N	41

** . Correlation is significant at the 0.01 level (2-tailed).

Kuva 25. Spearmanin korrelaatio (LOI alle 8 %).

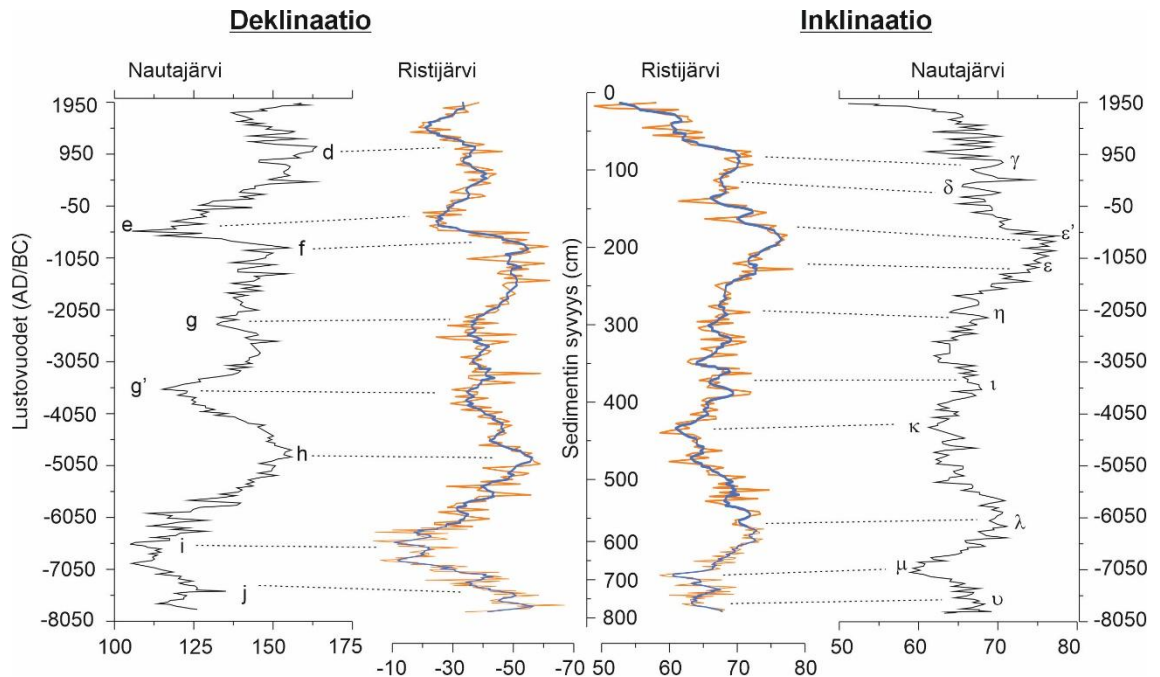


Kuva 26. Pistekaavio hehkutushäviön (LOI alle 8 %) ja magneettisen susceptibiliteetin suhteesta.

4.5 Sedimenttisarjan ikämääritys ja ikä-syvyys kuvaaja

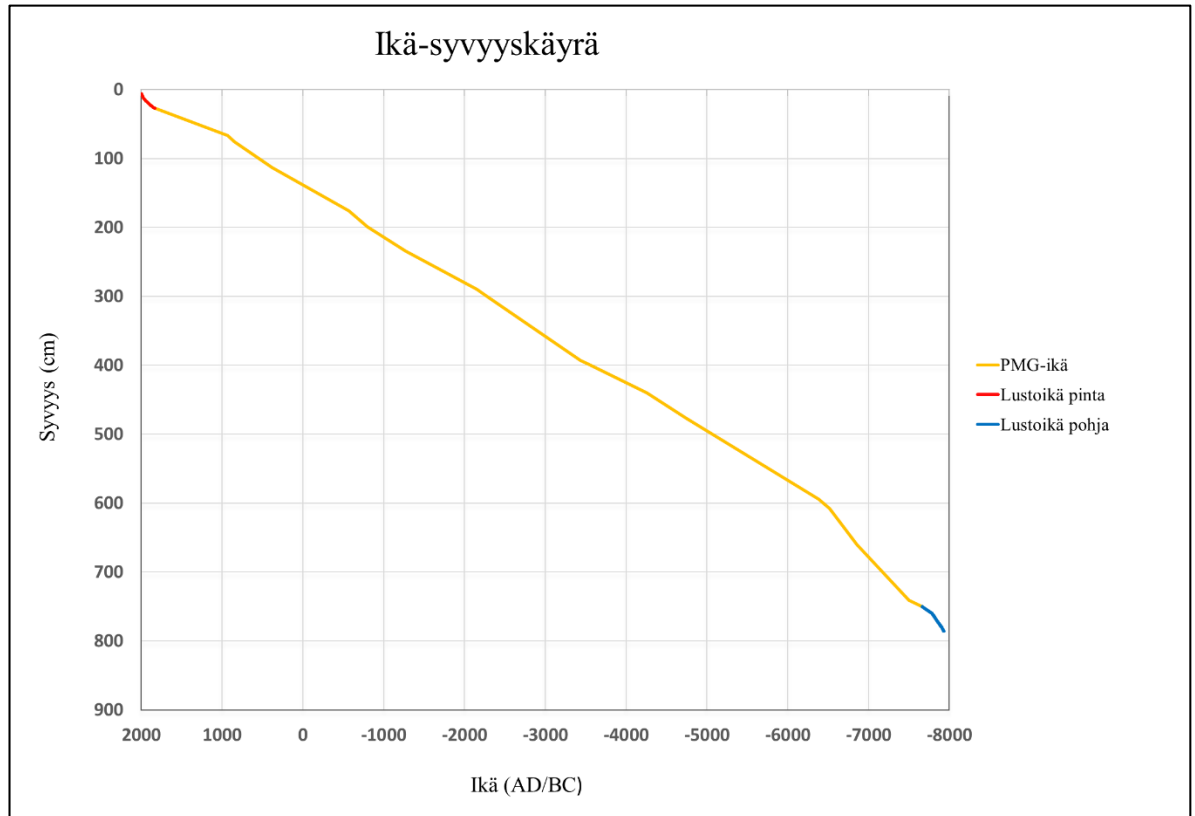
Kuvassa 27 on esitetty Ristijärven sekä Nautajärven maapallon magneetikentän paleosekulaarisia muutoksia esittävät deklinaatio- ja inkliinaatiokäyrät, jossa Ristijärven käyrästä on etsitty Nautajärven käyrän kanssa yhtenevät kohdat. Yhtenevät deklinaatiot on merkitty latinalaisilla aakkosilla ja inkliinaatio kreikkalaisilla aakkosilla kuvaan.

Käyrien vertailun avulla pystyttiin määrittämään Ristijärven sedimentin iät aiemmin ikämääritetyn Nautajärven vuosien avulla.



Kuva 27. Maapallon magneettikentän paleosekulaaristen muutoksien deklinaatio- ja inklinaatiokäyrät Ristijärvestä ja Nautajärvestä, joihin on merkitty yhtenevät muutokset käyrien vaihtelussa.

Kuvassa 28 on esitetty ikä-syvyyskäyrä, jossa PSV vaihtelun kiinnekohdat ja lustovuodet on suhteutettu sedimentin syvyyteen. Käyrä on pääosin suora, mikä viittaa onnistuneeseen ikämääritykseen, vaikka siinä on havaittavissa pientä vaihtelua. Tutkimuksen ikämäärityksen kannalta paleomagnetismin avulla määritetyt vuodet olivat keskeisimmät, sillä ne kattavat suurimman osan sedimenttisarjaa. Paleomagnetismiin liittyy kuitenkin virheellisen arvioinnin riski, joten on suositeltavaa vertailla iän ja syvyyden suhdetta toisiinsa virheiden minimoimiseksi.



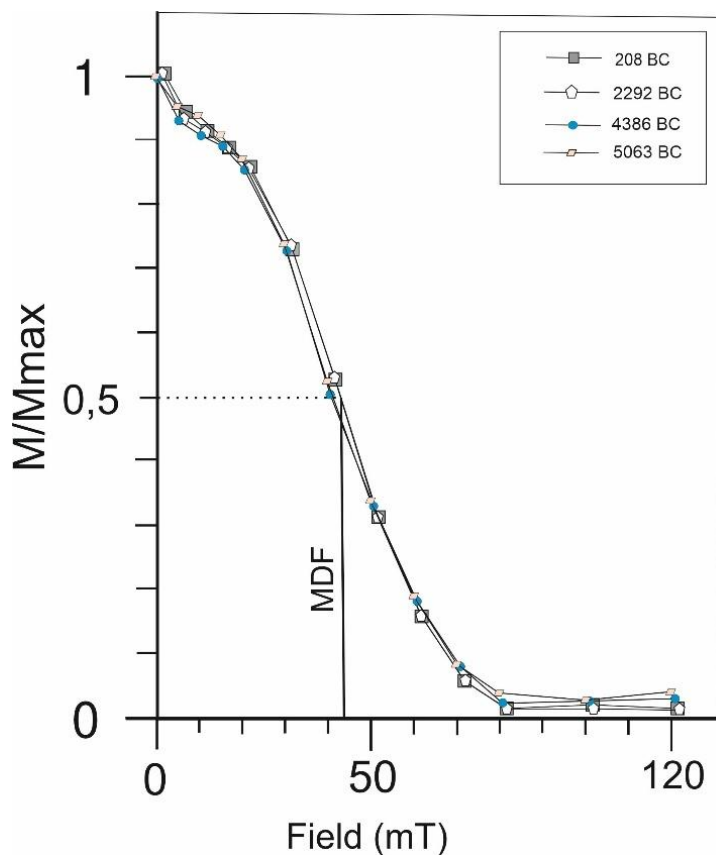
Kuva 28. Kuvassa on Ristijärven sedimentin ikä-syvyyskäyrä, jossa keltaisella on PSV-malliin pohjautuva ikä eli pmg-ikä, punaisella laskettu lustoikä pinnasta ja sinisellä laskettu lustoikä pohjasta.

4.6 AF-demagnetointi

Tutkimuksessa käytettiin verkko-ohjelmaa MagePlot/P, mikä piirtää AF-demagnetointi prosessissa tapahtuvat muutokset eri graafeihin, jotka kuvaavat magnetoinnin muutoksia demagnetointiprosessin aikana. Ohjelmaan syötetään demagnetointitaso, deklinaatio, inkliinaatio ja magnetoinnin voimakkuus.

Kuvassa 29 on esitetty AF-demagnetointikäyrä vuosilta 208 BC, 2292 BC, 4386 BC ja 5063 BC, jossa M/M_{max} viittaa luonnollisen remanentin magneetituman (NRM) suhteellista voimakkuutta tietyssä vaiheessa magneettikentän demagnetointiprosessia (Ojala & Saarinen 2001). Field (mT) viittaa näytteeseen kohdistettua AF-demagnetointikenttää. Magneettisen materiaalin kerrostuminen on ollut tasainen sedimentaatioprosessin aikana kaikissa näytteissä, mikä nähdään käyrien yhtenevällä käyttäytymisellä. MDF-arvo (The median destructive Field) on noin 44 mT, mikä kuvaa

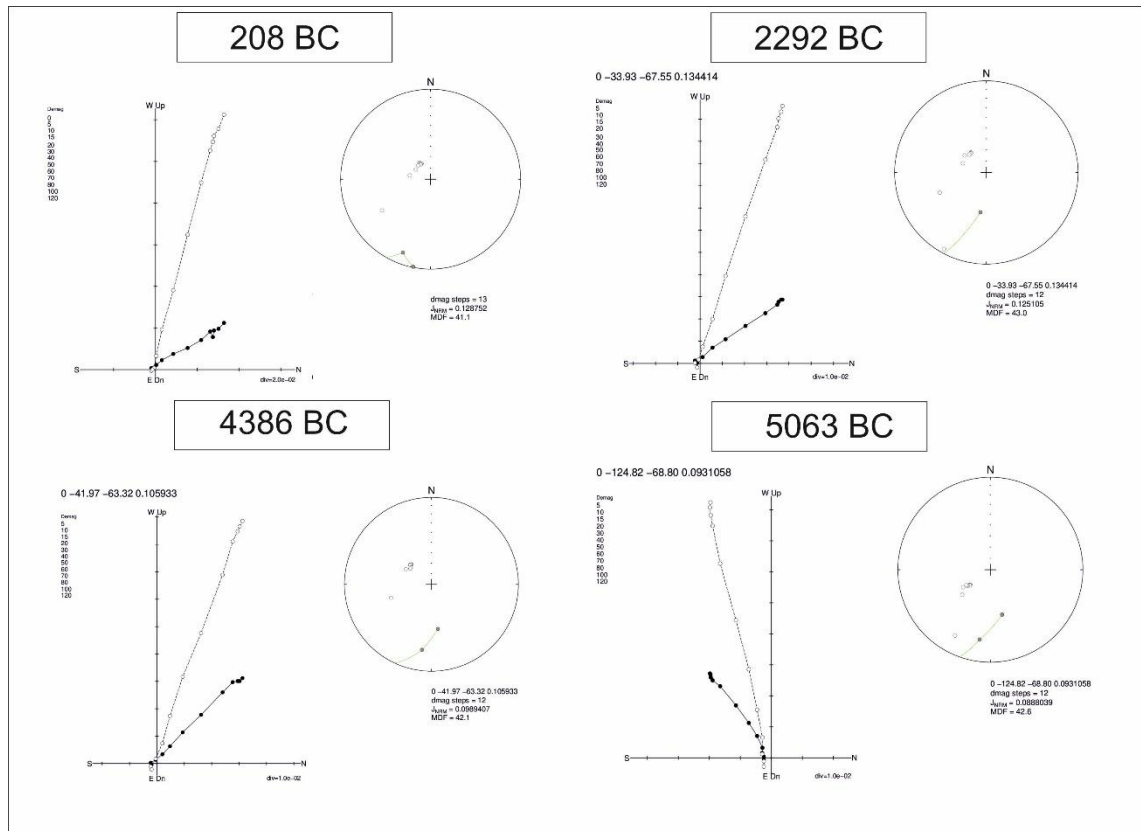
sitä magneettikentän voimakkuutta, jossa puolet alkuperäisestä luonnollisesta remanentista magnetoitumasta (NRM) on poistunut demagnetoinnin aikana (Ojala & Saarinen 2001). Näytteet demagnetisoituvat täysin 80 mT:n AF-kentässä, jolloin kaikki magneettinen remanenssi on poistunut sedimentistä, eikä käyrässä tapahdu enää muutosta, vaikka kentän voimakkuutta lisätään. Tämä viittaa hienojakoisen single domain (SD) magnetiitin ja pienen pseudo-single domain (PSD) magnetiitin esiintymiseen sedimentissä, joka säilyttää luonnollisen jäännösmagnetoituman erinomaisesti ja on paleomagneettisen ajoittamisen kannalta tärkeää (King *et al.* 1982; Thompson 1986; Thompson & Oldfield 1986).



Kuva 29. Kuvassa on yhdistetty kaikki Ristijärven sedimenttisarjan (NRM) AF-demagnetointikäyrät vuosilta 208 BC, 2292 BC, 4386 BC ja 5063 BC.

Kuvassa 30 on esitetty AF-demagnetointi tulokset Zijderveld-kaaviossa ja stereoplotissa. Zijderveld-kaaviosta voidaan havaita, että kaikissa näytteissä magneettinen signaali on vahva ja vakaa. Tämä osoittaa, ettei näytteissä esiinny sekundääristä viskoosia NRM-

komponenttia, mikä tukee laadukasta paleomagneetista ajoittamista. Stereoplateissa pisteet ovat aluksi keskittyneet projektioiden keskelle päällekkäin, jolloin magneettisuudessa ei tapahdu vielä suurta muutosta. Lopuksi pisteet alkavat sijoittumaan projektioiden reunoille, jolloin ne menettävät kaiken magneettisen suuntainformaationsa.



Kuva 30. Ristijärven sedimenttisarjan vuosien 208 BC, 2292 BC, 4386 BC ja 5063 BC näytteet Zijderveld-kaavioissa ja stereoplateissa.

5. Tulosten tulkinta

5.1 Ristijärven ympäristön- ja ilmastomuutoksen vaiheet

Sedimentin muutokseen vaikuttaa ilmastomuutokset ja ympäristötekijät yhtäaikaaisesti (Tiljander 2005). Järven valuma-alueen valuntaan ja eroosioon vaikuttaa sademäärä sekä lämpötila, jotka heijastavat hyvin menneiden talvien ilmasto-olosuhteita

lustosedimentissä (Ojala & Alenius 2005). Mayewski *et al.* (2004) tekemän tutkimuksen mukaan holoseeni epookin ilmasto on ollut hyvin vaihtelevaa, koska alueellisiin sadannan ja lämpötilan vaihteluihin ovat vaikuttaneet yhtäaikaisesti useat tekijät. Ilmastoon ovat historian aikana vaikuttaneet muun muassa maapallon kiertoradasta johtuvat maan pinnalle tulevat lämpösäteilyn muutokset, auringon aktiivisuuden vaihtelut, Pohjois-Atlantin termohaliinikierron muutokset sekä meri-ilmakehän kiertokulun vaihtelut (Mayewski *et al.* 2004; Ojala *et al.* 2015).

Varhais-Holoseenin ja Nuoremman dryas kauden taitteessa ilmasto alkoi lämmetä, mannerjäätiköt vetäytyivät ja ilmasto muuttui kylmästä jäätiköitymisestä lämpimään interglasiaaliseen ilmastoon, mikä on mahdollistanut modernin yhteiskunnan kasvun ja kehityksen (Mayewski *et al.* 2004; Wastegård 2022; Zander *et al.* 2024). On tutkittu, että lyhyet ilmastotapahtumat, kuten 8.2 ka ja 4.2 ka ovat päällekkäisiä pitkien ilmastotapahtumien kanssa (Wastegård 2022).

Ristijärven tuloksissa huomataan yhtäläisyyksiä aiemmin tutkittujen ilmastonmuutostapahtumien kanssa. Ristijärven aineistosta on havaittavissa 8.2 ka kylmä ilmastotapahtuma (Ojala & Alenius 2005; Seppä *et al.* 2007; Ojala *et al.* 2008). 8.2 ka on tulkittu indikoivan ilmastollista muutosta/siirtymää kylmemmästä kohti lämpimämpiä olosuhteita, joka määrittelee Varhais- ja Keski-Holoseenin välisen siirtymän (Wastegård 2022). 8.2 ka tapahtuma johtui mahdollisesti Pohjois-Atlantin termohaliinikierron muutoksista, jotka käynnistyivät Laurentian mannerjäätikön sulamisen loppuvaiheessa, jolloin Agassiz- ja Ojibway-jääjärvistä purkautui suuria määriä makeaa vettä, mikä laski meriveden pintasuolaisuutta ja muutti merikiertoa (Barber *et al.* 1999). 8.2 ka tapahtuma voisi ilmetä Ristijärvessä ainakin kahtena kylmänä tapahtumana vuosien: 6413–6343 BC ja 6174–6090 BC aikana, mikä nähdään orgaanisen aineksen määrän laskuna ja suhteellisen korkeissa magneettisen susceptibiliteetin arvoissa indikoiden eroosiotasojen kasvua tällä ajanjaksolla. Kylmänä kautena pitkittyneet talvet ja lumen kertymien kasvavat määrät johtivat merkittävimpiin kevätvalumiin sekä paksumpiin mineraaliaineksen vuosittaisiin kertymiin Ristijärvessä. 8.2 ka kahden kylmän tapahtuman välissä orgaanisen aineksen määrä nousee, mikä viittaisi lämpimämpään jaksoon kylmempien kausien välissä. 8.2 ka tapahtumaan voisi liittyä myös vuosien 6744–6685 BC välillä tapahtuva kylmempi kausi, jolloin orgaanisen aineksen määrä laskee.

8.2 ka tapahtumaa seuraa holoseenin lämpömaksimi (HTM), mikä on tapahtunut hiemana eri aikoihin pohjoisen pallonpuoliskon eri puolilla (Ojala & Alenius 2005). Ristijärvessä HTM sijoittumista ei nähdä selkeästi, eikä sille voida antaa tarkkaa ajoitusta orgaanisen aineksen määrän pysyessä suhteellisen tasaisena. HTM voisi sijoittua vuosien 5921–3100 BC välille, mikä sopisi hyvin yhteen Ojala & Alenius (2005) tutkimuksen kanssa Nautajärvestä. Korkein orgaanisen aineksen piikki HTM aikana nähdään vuonna 3473 BC, mikä voisi viitata lämpimän kauden lämpöpiikkiin. Holoseenin lämpimän kauden aikana nähdään sedimentissä ajoittain myös vaaleita mineraalilaminaatioita, mikä viittaisi kylmempiin kausiin. Nämä kylmemmät kaudet tapahtuvat: 5499–5456 BC, 4347–4321 BC ja 3789–3599 BC. Vuosien 3789–3599 BC välillä tapahtunut orgaanisen aineksen lasku voisi liittyä Wastegård (2022) tutkimuksessa esitettyyn 5.6 ka kylmään tapahtumaan, jolloin orgaanisen aineksen määrä laskee alimmillaan 19 %:iin, jolloin sedimentissä huomataan paljon vaaleita mineraalilaminaatioita ja magneettinen susceptibiliteetti nousee.

4200 vuotta sitten ilmasto muuttui kylmemmäksi, jota voidaan pitää keski- ja myöhäisholoseenin rajana, mikä havaitaan myös Ristijärven tuloksissa (Wastegård 2022). Vuonna 2330 BC orgaanisen aineksen määrä laskee noin 20 %:iin, mikä voisi viitata 4.2 ka ilmastotapahtumaan ja sitä seuranneeseen ilmaston yleiseen viilenemiseen. Sedimentissä vuosien 2342–2305 BC välillä on paljon mineraalilaminaatioita, mikä vahvistaa tulkintaa kylmemmän ajanjakson alkamisesta

Wastegårdin (2022) tutkimuksessa esitetty 3.7 ka kylmä ilmastotapahtuma voidaan Ristijärvessä ajoittaa joko vuoteen 1506 BC, jolloin LOI laskee alle 19 %:iin tai vaihtoehtoisesti vuoteen 1726 BC, jolloin orgaanisen aineksen määrä laskee 25 %:iin. Vuosien 1521–1474 BC aikana sedimentissä on paljon vaaleita mineraalilaminaatioita, mikä vahvistaa tapahtunutta kylmää kautta. Vuoden 1726 BC lähetyvillä on myös vaaleita mineraalilaminaatioita, mutta orgaanisen aineksen määrä ei laske yhtä paljon ja mineraalilaminaatiot eivät ole yhtä selkeitä.

2.8 ka ilmastotapahtuma on yleisesti tunnettu äkillinen kylmäjakso, joka johtui äkillisestä auringon aktiivisuuden vähenemisestä (Van Geel *et al.* 2000). 2.8 ka tapahtuma sijoittuu tulosten mukaan 750–680 BC välille. Kylmän kauden huippu on vuona 680 BC, jolloin LOI laskee huomattavasti 15,5 %:iin, mikä näkyy sedimentissä ainakin seitsemänä vaaleana mineraalilaminaationa. Laminaatioiden määrä viittaa siihen, että kylmin jakso

olisi kestänyt noin seitsemän vuotta. 2.8 ka kylmä kausi voi mahdollisesti liittyä ilmakehässä tapahtuneeseen kiertoliikkeen muutokseen vuosien 810–610 BC välillä, jolloin samaan aikaan tapahtui Homeric niminen aurinkominimi (Rach *et al.* 2017). Pohjois-Ruotsissa tehdyn järvitutkimuksen mukaan ilmasto oli silloin kostea ja sateen määrän lisääntyminen vahvasti eroosiota, jolloin mineraaliaineksen määrä kasvaa sedimentissä (Berntsson *et al.* 2015).

Wastegårdin (2022) tutkimuksessa esitetty Rooman lämpökausi on vaikea tunnistaa Ristijärven aineistosta, mutta se saattaa ajoittua ainakin vuosien AD 63–229 välille. Näiden vuosien jälkeen (vuonna AD 274) sedimentissä esiintyy runsaasti mineraalipitoisia laminaatioita ja LOI-arvo nousee uudelleen vasta vuosien AD 320–506 aikana.

Myöhäisantiikin pieni jääkausi (LALIA, Late Antique Little Ice Age) nähdään mahdollisesti vuonna AD 543, jossa on paljon mineraalilaminaatioita ja LOI on alhainen noin 27 %. LALIA on pohjoisella pallonpuoliskolla tapahtunut kylmempi kausi, jolloin ilman lämpötila laski yhdellä asteella alle vuosikymmenessä (Peregrine 2020). LALIA on todennäköisesti seurausta kolmen tulivuorenpurkauksen ketjusta vuosina AD 536, AD 540 ja AD 547 (Büntgen *et al.* 2016).

Keskiajan lämpöjaksona (MWP, Medieval Warm Period) tunnettu ilmaston lämpimämpi ajanjakso sijoittuu Ristijärvässä noin vuosien AD 631–1291 välille. Vuoden AD 631 hehkuhäviössä orgaanisen aineksen määrä nousee korkeaksi yli 42 %:iin ja pysyy korkeana vuoteen AD 1291 asti, jonka jälkeen se tippuu 28 %:iin, viitaten kylmempään ilmastoon. Korkein lämpimin kohta nähdään vuosien AD 1133–1246 välillä, jolloin orgaanisen aineksen määrä nousee melkein 50 %:iin. Vuosien AD 631–1291 välillä alhaiset susceptibiliteettiarvot ja mineraalilaminaatioiden puuttuminen tukee hyvin päätelmiä, koska MWP-ilmastotapahtumalle on yleistä sedimentissä olevat ohuet laminaatiot, joissa on runsaasti orgaanista ainesta ja hyvin vähän mineraaliainesta (Ojala and Alenius 2005; Tiljander 2005; Tiljander *et al.* 2003). MWP päättyminen nähdään selkeästi sedimentin muuttuessa äkillisesti mineraalipitoisemmaksi vuoden AD 1291 jälkeen.

Pieni jääkausi (LIA, Little Ice Age) voisi sijoittua Ristijärvässä vuosien AD 1359–1906 välille. LIA oli todennäköisesti kylmin ajanjakso viimeisen 8000 vuoden aikana (Wanner

et al. 2022). Lämpötilan laskun aiheuttajana oli lukuisat tulivuorenpurkaukset ja heikko auringon säteily sekä siitä aiheutuvat kolme auringon aktiivisuusminimiä: Spörer, Maunder ja Dalton (Wanner *et al.* 2022). Sedimentissä nähdään varsinkin vuosien AD 1359–1427 välillä suurentunut mineraaliaineksen määrä ja paljon vaaleita mineraalilaminaatioita (noin 22 kpl). Samaan aikaan ihmistoiminta on lisääntynyt alueella aiempien Nautajärven tutkimuksien mukaan, mikä vaikeuttaa alueellisen ilmastomerkkien tutkimista ojituksien, maanviljelyn ja muun maankäytön kautta (Ojala & Alenius 2005). Vuonna AD 1494 LOI nousee uudelleen 40 %:iin, joka on mahdollisesti lämpimämpi kausi pienen jääkauden välissä, jonka jälkeen kylmemmät säät palasivat. Ihmistoiminnan vaikutus nähdään varsinkin vuodesta AD 1743 eteenpäin, jolloin mineraaliaineksen määrä kasvaa maatalouden vaikutuksesta.

5.2 Ristijärven pitkän aikavälin trendi mineraaliaineksen ja orgaanisen aineksen kerrostumisnopeudessa

Ristijärven hehikutushäviötuloksissa *kuvassa 21* havaitaan selkeä trendi sedimentin muuttuessa orgaanisemmasta pinnasta asteittain mineraalipitoisemmaksi syvemmillä sedimentissä. Sedimentin orgaanisen aineksen määrässä havaitaan kuitenkin ajoittaisia piikkejä ja laskuja, jotka ovat seurausta ilmasto- ja ympäristömuutosten aiheuttamista vaihteluista. Magneettisen susceptibiliteetin tuloksien mukaan *kuvassa 20* Ristijärvessä magneettisten mineraalien pitoisuuden kasvu tapahtuu sedimentissä syvyysuunnassa yhtenevästi hehikutushäviötulosten mineraaliaineksen kasvun mukana.

Ristijärven ensimmäiset vuosilustot kerrostuivat noin vuonna 7931 BC. Ristijärvi kuroutui omaksi järvialtaaksi Itämeren Ancylus-järvestä vuosien 7790–7795 BC välillä, mikä nähdään sedimentin orgaanisen aineksen lisääntymisenä. Vuosilustot alkoivat muodostua sedimenttiin jo ennen järven kuroutumista. Ihmistoiminta on lisääntynyt Ristijärven lähiympäristössä vuosien AD 1300-1400 aikana maatalouden myötä, jolloin eroosio kasvaa valuma-alueella ja järveen kerrostuu nopeasti paljon mineraaliainesta. Maatalouden vaikutus nähdään vaaleiden mineraalilaminaatioiden määrän lisääntymisenä, erityisesti viimeisinä vuosisatoina ja tehomaatalouden ajanjaksona sotien

jälkeen. AD 1560 huomataan orgaanisen aineksen lasku uudelleen, jolloin Ristijärven kylässä oli dokumentoitu asutusta (Siiri 2024).

Pitkäaikaisten trendien lisäksi havaitaan selkeitä piikkejä orgaanisen aineksen määrässä vuosina: BC 6646, BC 6244, BC 3893, BC 3473, BC 1961, BC 1229, BC 894, AD 139, AD 506, AD 631, AD 1201 ja AD 1494. Orgaanisen aineksen suuremmat jaksot liittyvät leudompiin ja kosteampiin talviin, jolloin lunta ei kertynyt paljon ja eroosio oli vähäisempää valuma-alueella (Ojala & Alenius 2005). Orgaanisen aineksen selkeitä laskuja huomataan vuosina: BC 6705, BC 6385, BC 5499, BC 4347, BC 3789, BC 2330, 1726 BC, 1506, BC 1015, BC 680, BC 253, AD 274, AD 543, AD 873, AD 1359, AD 1889 ja 1967. Mineraaliaineuksen suuret määrät liittyvät todennäköisemmin kylmempiin talviin, jolloin lunta kertyi enemmän ja eroosio vaikutti vahvemmin valuma-alueella (Ojala & Alenius 2005).

5.3 Ristijärven ja Nautajärven vertailu

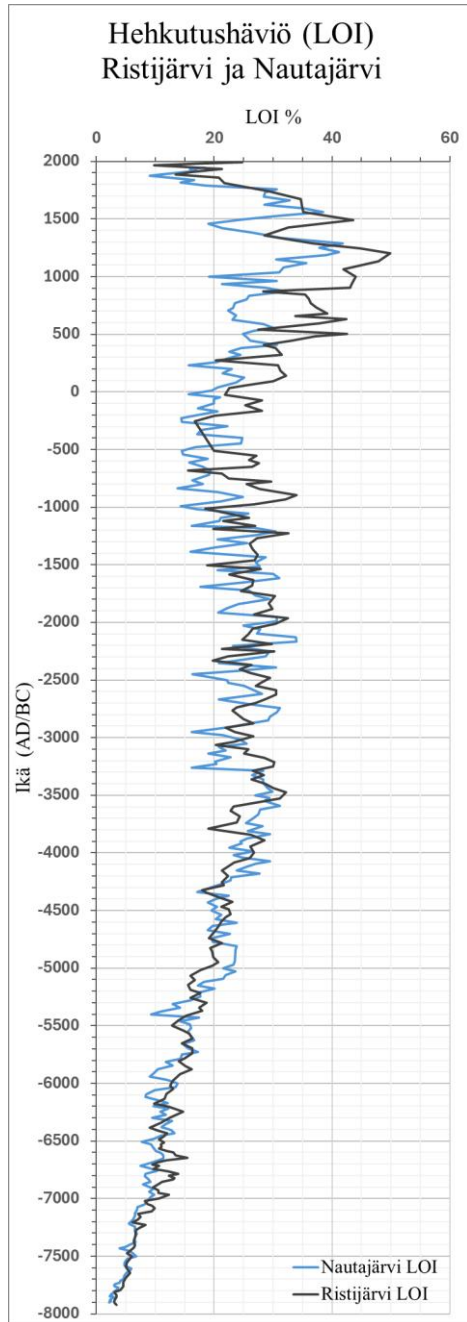
Seuraavissa kappaleissa on eroteltu Ristijärven ja Nautajärven yhtäläisyyksiä ja eroavaisuuksia tutkimuksen tuloksien sekä Nautajärven vertailuaineistojen avulla. Molemmissa järvissä on havaittavissa selkeitä yhtäläisyyksiä sekä pidempiaikaisissa trendeissä, että lyhytkestoisissa tapahtumissa.

5.3.1 *Orgaanisen aineksen määrän vaihtelu*

Kuvassa 31 on esitetty järvien heikutushäviötulokset, josta huomataan Ristijärven sekä Nautajärven muistuttavat kokonaisuudessaan hyvin paljon toisiaan ja niissä havaitaan täysin sama käyrän vaihtelu. Ristijärven ja Nautajärven orgaanisen aineksen määrän nousut ja laskut osuvat osittain samoihin vuosiin. Ristijärven pintaosa vaikuttaa orgaanisemmalta kuin Nautajärven pintaosa, varsinkin noin vuosien 1000 BC-AD 1700 välillä. Ristijärven sedimentti on taas vuosien 3800–3600 BC välillä vähemmän orgaanista kuin Nautajärven sedimentti. Vuosissa on jonkun verran heittoa esimerkiksi Ristijärvessä vuoden AD 1359 aikana nähdään täysin samankaltainen orgaanisen aineksen määrän tippuminen kuin Nautajärvessä vasta vuonna AD 1460. Erot iässä

voivat, kuitenkin liittyä epätarkkaan ikämääriytykseen, heittoon vuosissa tai toisen järven reagoiessa eri aikaan tai voimakkuudella samaan ilmasto-/ympäristötapautumaan. Tämä osoittaa, että järven välittömän valuma-alueen tapahtumat voivat ohjata järven sedimentaatiota eri suuntiin, siten peittäen alueellisemmän ilmastollisen signaalin. Tärkein samankaltaisuus järvien heikutushäviötuloksissa on savipitoisen aineksen määrän kasvu syvyysuunnassa.

Ojala & Alenius (2005) tehdyn tutkimuksen mukaan Nautajärvessä havaittiin valuma-alueen eroosion kasvu vuosina 7590–7530 BC, 7450–7400 BC, 7220–7110 BC, 7000–6000 BC, 5400–5200 BC, 4400–4000 BC, 2700–2400 BC, 1500 BC–AD 500 ja 1400 AD eteenpäin. Ristijärvessä nähdään hyvin samankaltaisia eroosion voimakkuuksia samoina aikoina esimerkiksi aiemmin tekstissä mainitut orgaanisen aineksen laskut osuvat hyvin samoihin vuosiin. Selkeitä yhteneväisyyksiä orgaanisen aineksen pitoisuuden nousussa on esimerkiksi noin vuosina: 1961 BC, 1229 BC, 894 BC, 163 BC, AD 1201, AD 1494. Selkeitä yhteneväisyyksiä orgaanisen aineksen laskussa on esimerkiksi noin vuosina: BC 4321, BC 2913, BC 1930, BC 1189, BC 253, AD 274, AD 1065 ja AD 1889.

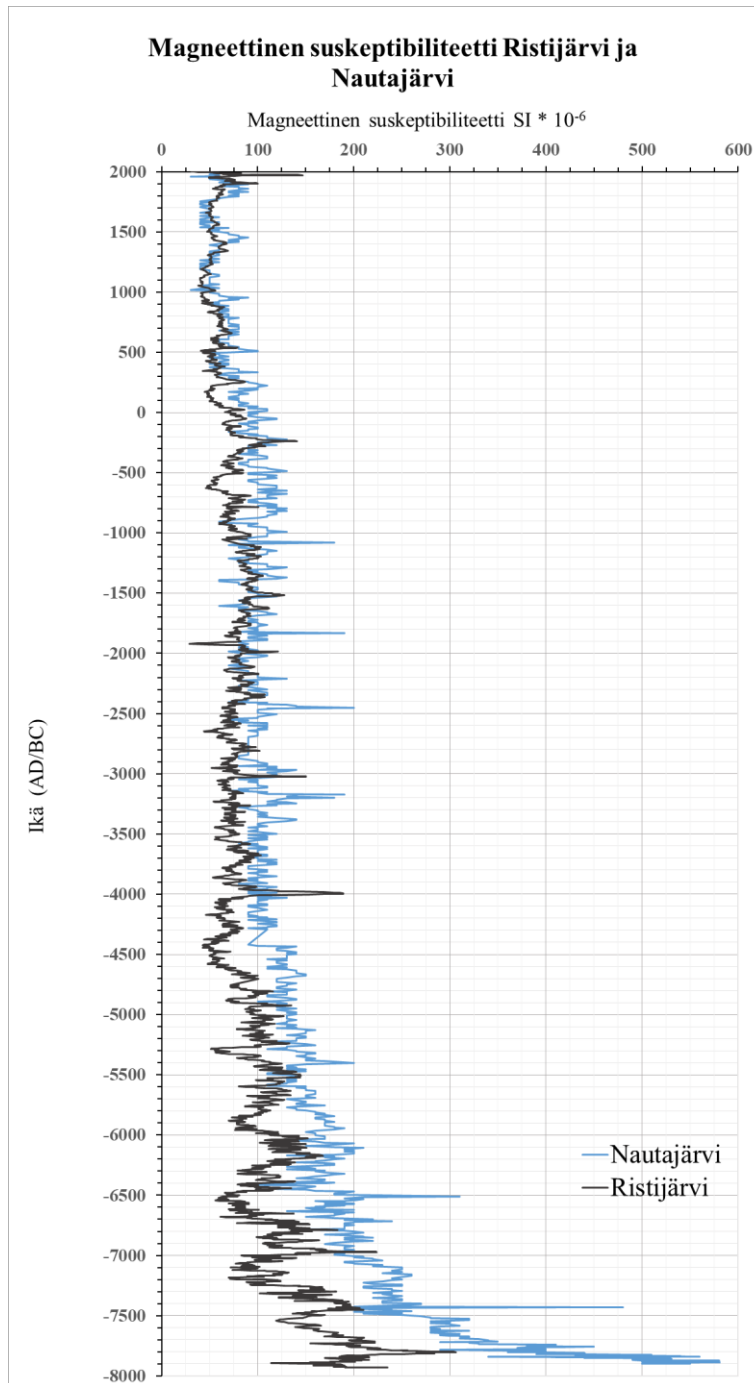


Kuva 31. Kuvassa on esitetty hehkutushäviötulokset (LOI) Ristijärvelle mustalla viivalla ja Nautajärvelle sinisellä viivalla.

5.3.2 Magneettisen materiaalin määrän vaihtelu

Ristijärven ja Nautajärven magneettiset susceptibiliteettikäyrät seuraavat hyvin toisiaan (Kuva 32). Selkeitä yhtäläisyyksiä nähdään nousuissa ja laskuissa, mutta myös eroja on nähtävissä. Esimerkiksi vuosien AD 225-250 ja vuoden 238 BC aikana havaitaan

yhtäläiset piikit susceptibiliteetikäyrissä. Syvemmillä nähdään suurempia eroja ja Ristijärven magneettinen susceptibiliteetti nousee huomattavasti korkeammalle kuin Nautajärven. Ristijärvessä on selkeästi korkeampia piikkejä magneettisessa susceptibiliteetissa vuosina: BC 7429, BC 6510, BC 5400, BC 3170, BC 2450, BC 1830 ja BC 1080.



Kuva 32. Kuvassa on esitetty magneettinen susceptibiliteetikäyrä Ristijärvelle mustalla viivalla ja Nautajärvelle sinisellä viivalla.

5.3.3 Ilmasto- ja ympäristömuutokset

Pienen jääkauden (LIA) alku nähdään molemmissa järvissä merkittävänä mineraaliaineksen kohoamisena ja orgaanisen aineksen laskuna noin vuosien AD 1359-1427 välillä, jolloin myös ihmistoiminta alkoi lisääntymään järvien valuma-alueilla. Nautajärvestä havaittiin vuonna 881 ensimmäiset merkit viljelyn alkamisesta alueella sedimentistä löydetyn viljasiitepöly (Secale) perusteella (Ojala & Alenius 2005). Tutkimuksen siitepölyaineistojen perusteella maataloustoiminta voimistui vuodesta AD 1427 eteenpäin Nautajärven valuma-alueella (Ojala & Alenius 2005), mikä tukee Ristijärven tulkintoja ihmistoiminnan alusta.

Keskiajan lämpöjakson (MWP) nähdään osuvan osittain samaan aikaan järvissä. Lämpimän kauden alku Ristijärvessä on mahdollisesti tapahtunut AD 631 alkaen, kun taas Nautajärvessä AD 625-770 orgaanisen aineksen määrä laskee ja vasta vuodesta AD 1035 eteenpäin orgaanisen aineksen määrä nousee lähelle Ristijärven arvoja. Yhtenevä aika järvien välillä keskiajan lämpöjaksoksi on vuodet AD 1035-1291.

LALIA kylmäjakso nähdään Ristijärvessä mahdollisesti vuonna AD 543 selkeänä orgaanisenaineksen määrän tippumisena, kun taas Nautajärvessä orgaanisen aineksen määrä nousee samaan aikaan. Rooman lämpökausi näyttäisi sijoittuvan molempiin järviin samoihin aikoihin noin AD 93-229. Nautajärvessä 2.8 ka tapahtumassa ei tapahdu yhtä jyrkkää laskua orgaanisen aineksen määrässä kuin Ristijärvessä. 2.8 ka voisi tapahtua Nautajärvessä aikaisemmin vuonna 835 BC, jolloin orgaanisen aineksen määrässä on merkittävämpi lasku.

Ristijärven ja Nautajärven mielenkiintoinen yhtäläisyys on niissä esiintyvät rautarikkaat laminaatit Holoseenin lämpömaksimin aikana (noin 3000–5000 BC). Lincoln *et al.* (2025) tutkimuksen mukaan ne muodostuvat lämpimässä sekä kuivassa ilmastossa, jolloin vesipatsaan vuodenaikainen kerrostuneisuus voimistuu ja järven kevät- sekä syyskierrot heikkenevät. Tämä johtaa raudan ja mangaanin rikastumiseen veden syvemmissä kerroksissa (hypolimniossa), kunnes sateisuuden ja valunnan nopea kasvu tuo merkittäviä määriä happea alempaan hypolimnioniin, jonka myötä hapettuneissa olosuhteissa rauta ja mangaani saostuvat sedimenttiin muodostaen rautarikkaan

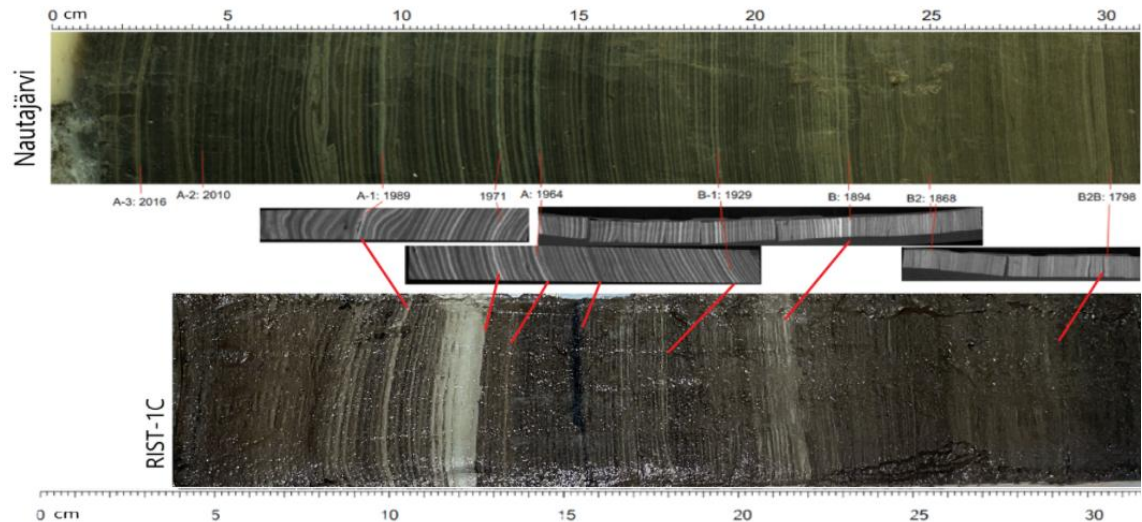
laminaation (Lincoln *et al.* 2025). Järvi muuttuu mahdollisesti siis hetkellisesti dimiktisestä järvestä enemmän meromiktisen kaltaiseksi järveksi, jossa ei tapahdu yhtä selkeää kevään ja syksyn veden täyskiertoa (Lincoln *et al.* 2025).

Rautarikkaat laminaatiot eivät osu samoihin vuosiin järvissä, vaikka ne esiintyvätkin molemmissa järvissä Holoseenin lämpömaksimin aikana. Nautajärvessä oli havaittu näitä muodostumia vuosina 4960–4840 BC, 4710–4610 BC, 4455–4340 BC, 4300–4130 BC, 4030–4000 BC, 3900–3860 BC, 3480–3430 BC, BC, 3400–3330 BC ja 3280–3150 BC (Lincoln *et al.* 2025). Ristijärvessä havaittiin taas neljä eri muodostumaa ja ne esiintyivät litofasiuksen sekä magneettisen susceptibiliteetin tarkastelun perusteella vuosina 4688 BC, 3996–3927 BC, 3823 BC ja 3025–3013 BC. Ristijärvestä jäi todennäköisesti tulkitsematta pienempiä rautamuodostumia, jotka eivät erottuneet selkeästi litofasiuksesta. Näiden muodostumien havaitseminen käytetyillä tutkimusmenetelmillä on haastavaa ilman lisätutkimuksia.

Ojala *et al.* (2008) tekemän tutkimuksen mukaan 8.2 ka tapahtuma Nautajärven sedimenttisarjassa ei huomata yhtenä pitkänä kylmänä tapahtumana vaan kahtena tai kolmena lyhyempänä kylmänä jaksona. Sama asia nähdään Ristijärven tuloksissa, jossa 8.2 ka tapahtuma nähtiin ainakin kahtena kylmempänä jaksona. Ojala ja Alenius (2005) tutkimuksen mukaan Nautajärven eroosion ja mineraaliaineksen määrä lisääntyi ajanjaksolla 7050–6050 BC, johon 8.2 ka tapahtuma myös sijoittuu. Ristijärvessä nähdään tämä sama mineraaliaineksen lisääntyminen samoihin aikoihin. Tapahtumat viittaisivat runsaampaan lumimäärään ja pidempään talvikauteen, mikä johti kevätsumamisvesien suurempaan virtaamaan (Ojala & Alenius 2005).

Kuvassa 33 on esitetty Nautajärven ja Ristijärven sedimenttisarjojen pintaosat, johon on piirretty punaisella viivalla selkeitä yhtäläisyyksiä järvien välillä. Vuoden AD 1989 paksumpi vaalea mineraalilaaminaatio ja vuonna AD 1970 tapahtunut kunnostusojitusten vaikutus nähdään molemmissa järvissä. Ristijärvessä kunnostusojitusten vaikutus näkyy selkeämmin paksumpana mineraalikerrostumana kuin Nautajärvessä. Tämä johtuu siitä, että Ristijärveen tehtiin kunnostusojitukset peräti kolmeen siihen laskevaan ojaan, kun taas Nautajärvessä kunnostusojitus kohdistui vain yhteen siihen laskevaan ojaan. Tämän seurauksena Ristijärveen on kulkeutunut ja kerrostunut mineraaliainesta huomattavasti enemmän kunnostuksien seurauksena, kuin Nautajärveen. Vuonna AD 1952 tumma orgaaninen laminaatio näkyy molemmissa järvissä suunnilleen samoihin aikoihin.

Vuodesta AD 1929 eteenpäin olevat, noin 10 vaaleaa mineraalilaminaatiota osuvat samoihin vuosiin Nautajärven kanssa. Vuodesta AD 1894 eteenpäin olevat vaaleat mineraalilaminaatit osuvat myös kohdilleen järvissä ja vuoden AD 1798 jälkeen oleva vaaleampi kohta. Kokonaisuudessaan järviä voisi melkein luulla samaksi järveksi.



Kuva 33. Kuvassa on esitetty ylhäällä Nautajärven minijääsorminäyte pintasedimentistä ja siitä otetut osanäytteet kuvan alhaalla. Alimpana on esitetty Ristijärven pintasedimentistä otettu kuva (RIST-1C), josta on yhdistetty punaisilla viivoilla selkeitä yhteneviä profiileja kummastakin järvestä.

5.4 Mahdolliset virhetekijät

Tutkimuksen mahdolliset virhetekijät liittyvät sedimentin kairaamiseen, laboratoriotyövaiheisiin ja mahdolliseen väärään tulkintaan. Kairauksen yhteydessä PP-kairaputkien leikkaaminen useampaan osaan voi aiheuttaa liitosten päätykohtien epäselkeytymistä tai häviämistä. Paleomagneettisessa ikämäärittämisessä virheitä voi aiheuttaa väärä tulkinta yhtenevien vuosien päättelyssä sekä paleomagneettisten kuutioiden vaihteleva resoluution tutkimussarjojen välillä. Lustolaskennan epävarmuustekijöitä ovat epäselvät lustot ja väärä tulkinta lustojen määrässä. Paksut laminaatit voivat koostua jopa yli kymmenestä vuosilustosta, jotka liittyvät yksittäisiin tapauksiin valuma-alueella, kuten sateeseen tai leväkukintaan (Zolitschka *et al.* 2015). Ohuet laminaatit voivat taas olla tiivistyneitä ja niitä voi olla vaikea havaita tai ne voivat osittain puuttua (Zolitschka *et al.* 2015). Ikämäärittämisessä käytetty kahden datapisteen

välisen iän määrittäminen lineaarisesti tuo epätarkkuutta ikä-syvyysmalliin olettaen, että sedimentaation nopeudet olisivat vakaita. Hehkutushäviössä virhetekijöitä aiheuttaa huolimattomuus punnitsemisessa, koska punnitaan hyvin pieniä määriä, jolloin pienikin muutos voi aiheuttaa jo suuren eron painoissa. Hehkutushäviössä myös pienemmät vaihteluerot voivat johtua siitä, miten mineraali- ja orgaanispitoisemmat laminaatiot ovat osuneet eri näytteisiin. Tämän vuoksi tarkkaa tulosta ei voida saada, vaan ainoastaan keskimääräinen tulos tietyltä syvyysväliltä. Magneettisen susceptibiliteetin virhetekijöitä aiheuttaa se että, sedimentistä tulee leveyssuunnassa mitattua vain pieni osa ja, jos sedimentin pinnalla on havaittavissa paljon vaakasuuntaisia epäyhtenäisyyksiä tai vääristymiä, kuten murtumia eivät tulokset kuvasta sedimentin magneettisuutta välttämättä oikein (Nowaczyk 2001).

6. Johtopäätökset

Tutkimuksen mukaan voidaan todeta, että Ristijärvi on merkittävä tutkimuskohde paleoympäristötutkimuksissa, koska se tarjoaa pitkän ja hyvin säilyneen lustorakenteen koko järven historian aikana. Sedimenttisarjat antavat hyvän näkemyksen alueen kevättulvien ja eroosion aiheuttamista muutoksista ja kuvastavat siten sekä alueellista ilmastoa, että paikallista ympäristön vaihtelua valuma-alueella. Ristijärvessä nähdään viiteitä tunnettuihin ilmastojaksoihin jo hehkutushäviön, magneettisen susceptibiliteetin ja litofasieksen tarkastelun perusteella.

Vastaukset tutkimuksen pääkysymyksiin:

1. Ristijärven pitkän aikavälin trendi mineraaliaineksen ja orgaanisen aineksen kerrostumisnopeudessa edustaa Veiksel-jääkauden jälkeistä aikaa, joka alkaa vähäisestä orgaanisen aineksen määrästä järven ollessa osa Ancyclusjärveä ja muuttuu orgaanisemmaksi kuroutuessaan omaksi järvioltaaksi. Orgaanisen aineksen määrä kasvaa hiljalleen ilmaston lämmitessä ja lopuksi mineraaliaineksen määrä (eroosio) kasvaa, joka kuvastuu pienempänä LOI:na ihmistoiminnan vaikutuksena.
2. Ristijärvestä on havaittavissa selkeitä ominaispiirteitä eri ilmastoanomalioista. Kylmät kaudet erottuivat Ristijärvestä orgaanisen aineksen laskuina, vaalean mineraalipitoisten

laminaatioiden määrän kasvuna ja niiden koon kasvaessa sekä magneettisen susceptibiliteetin nousuina. Lämpimät kaudet erottuivat orgaanisen aineksen nousuina, tummana orgaanisena sedimenttinä ja magneettisen susceptibiliteetin laskuina. Erottuvimmat ilmasto anomaliat ovat pieni jääkausi (LIA), keskiajan lämpöjakso (MWP), myöhäis antiikin pieni jääkausi (LALIA) ja 8.2 ka kylmä jakso. Ristijärvestä erotetaan myös muita pienempiä ilmastotapahtumia.

3. Ristijärven klastis-biogeenisen lustosarjan sedimentaatio ja sen vaihtelut muistuttavat Nautajärveä monella tavalla, mutta sedimenttisarjoissa on havaittavissa myös eroavaisuuksia. Voidaan kuitenkin todeta, että samankaltaisella valuma-alueella ja maantieteellisesti lähekkäin sijaitsevia järviä, joihin samat ilmasto-olosuhteet ovat vaikuttaneet, voidaan tutkia rinnakkain ja niiden paleoaineistoja voidaan käyttää toisiaan tukevasti. Selkeitä yhtäläisyyksiä järvien välillä havaittiin varsinkin hehikutushäviökäyrän ja magneettisen susceptibiliteetikäyrän samankaltaisuutena. Järvien pintasedimentti oli hyvin samankaltainen ja siitä pystyttiin erottamaan selkeitä yhteneviä profiileja. Molemmissa järvissä myös eroosiokausien voimakkuudet osuivat osittain yhteen samoihin vuosiin. Merkitsevä yhtäläisyys molemmissa järvissä on Holoseenin lämpömaksimin (HTM) aikana esiintyvät rautarikkaat laminaatiot. Järvien välillä eroja havaittiin yksittäisissä piikeissä niin hehikutushäviökäyrässä kuin magneettisessa susceptibiliteetikäyrässä. Ristijärvi oli orgaanisempi 1000 BC-AD 1700 välillä kuin Nautajärvi, mikä kertoo enemmän valuma-alue eroista kuin ilmastoon liittyvistä eroista.

7. Kiitokset

Haluan kiittää ohjaajaani Antti Ojalaa, joka auttoi paljon tutkielman tekemisessä niin laboratoriotyövaiheissa kuin itse tulosten käsittelyssä ja tutkielman kirjoittamisessa. Kiitän toista ohjaajaani, GTK:n Emilia Kososta, tutkielman kirjoitus vaiheen auttamisesta sekä minijääsorminäytteen tutkimisesta ja siitä saaduista tuloksista, jotka auttoivat tutkimukseni ikämäärittystä paljon. Kiitän kairanäytteiden ottamisesta Antti Ojalaan ja GTK:n työntekijöitä Emilia Kososta, Sami Jokista ja Mikko Kinnusta. Haluan myös

kiittää Alina Salojärveä, joka auttoi tutkimuksen kuutioiden teippaamisessa ja puhdistamisessa. Kiitän Aino Käkeä, joka auttoi kairanäytteiden kannossa.

Lähdeluettelo

- Agico. (2022). LDA5/PAM1 – User Manual. 30.10.2024.
<<https://www.agico.cz/downloads/documents/manuals/lda5-man.pdf>>
- Barber, D. C., Dyke, A., Hillaire-Marcel, C., Jennings, A. E., Andrews, J. T., Kerwin, M. W., G. Bilodeau, R. McNeely, J. Southon, M. D. Morehead & Gagnon, J. M. (1999). Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature* 400. 344-348.
- Berntsson, A., Jansson, K. N., Kylander, M. E., De Vleeschouwer, F., & Bertrand, S. (2015). Late Holocene high precipitation events recorded in lake sediments and catchment geomorphology, Lake Vuoksjävrätje, NW Sweden. *Boreas* 44: 4, 676-692.
- Boyll. L. (2023). Glacial Varved Sediments. Royal Holloway University of London. 1.4.2024.
<<https://www.antarcticglaciers.org/wp-content/plugins/antarcticglaciers-pdf/download.php?p=13779>>
- Büntgen, U., Myglan, V. S., Ljungqvist, F. C., McCormick, M., Di Cosmo, N., Sigl, M., Jungclaus, J., Wagner, S., Krusic, P. J., K., Esper, J., Kaplan, J. O., De Vaan, M. A. C., Luterbacher, J., Wacker, L., Tegel, W. & Kirdyanov, A. V. (2016). Cooling and societal change during the Late Antique Little Ice Age from 536 to around 660 AD. *Nature geoscience* 9: 3, 231-236.
- Cieslewicz, J. & Gonet, S. S. (2004). Properties of humic acids as biomarkers of lake catchment management. *Aquatic Sciences* 66, 178–184 s.
- GTK kallioperäkartta (2024). GTK Hakku.15.10.2024.
<<https://hakku.gtk.fi/fi/locations/search?orderBy=nameFi&search=maaper%C3%A4&submit=true>>
- GTK maaperäkartta (2024). GTK Hakku.15.10.2024.
<<https://hakku.gtk.fi/fi/locations/search?orderBy=nameFi&search=maaper%C3%A4&submit=true>>
- Heikkilä, K. (s.a). Satamuta-hanke. Valk, -Joutsu, - ja Karhijärven sedimenttitutkimukset. *University of Turku, Department of Geology*. 100 s.
- Heiri, O., Lotter, A. F., & Lemcke, G. (2001). Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of paleolimnology* 25, 101–110.
- Hertta. (2025). Suomen ympäristökeskus. 20.2.2025. <<https://www.wp2.ymparisto.fi/scripts/kirjaudu.asp>>
- Jokinen, P., Pirinen, P., Kaukoranta, J.-P., Kangas, A., Alenius, P., Eriksson, P., Johansson, M. & Wilkman, S. (2021). Tilastoja Suomen ilmastosta ja merestä 1991–2020. Ilmatieteen laitos. Raportteja 2021:8, 196 s.
- Joensuu, S., Vuollekoski, M. & Kauppila, M. (2012). Valumaveden kiintoaine- ja fosforipitoisuuden kehityksestä kunnostusojituksen jälkeen. *Vesitalous*, 4/2012, 32 s. 5.10.2024.
<https://vesitalous.fi/wp-content/uploads/2013/04/VT1204_lowres.pdf>

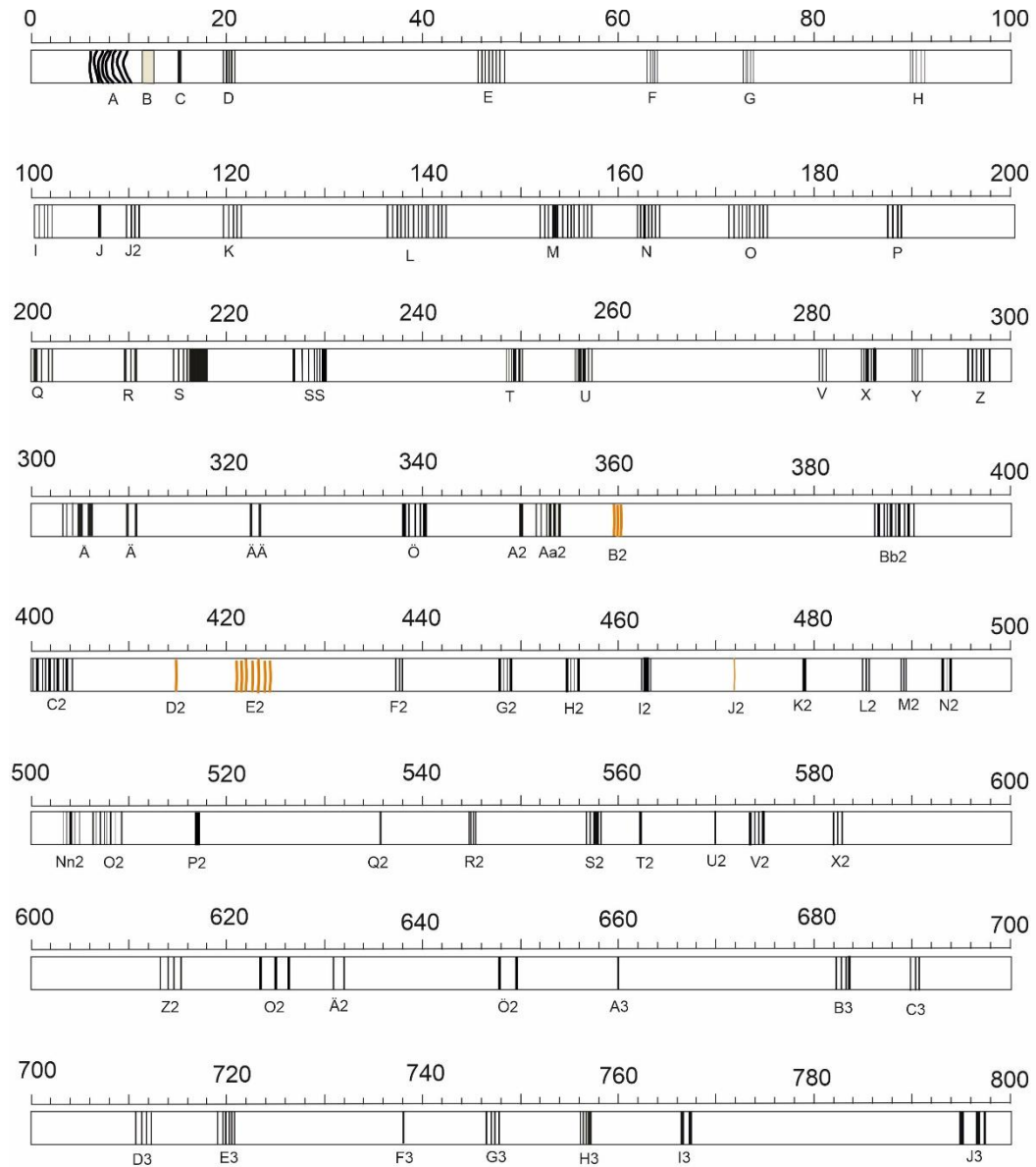
- King, J., Banerjee, S.K., Marvin, J. & Özdemir, Ö. (1982) A comparison of different magnetic methods for determining the relative grain size of magnetite in natural materials: some results from lake sediments. *Earth Planetary and Science Letters* 59, 404–19.
- Last, W.M. & Smol, J.P. (2001). *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments*. Basin Analysis, Coring and Chronological Techniques. vol. 1. Springer Verlag. 548 s.
- Launiainen, S., Laurén, A., Jaakkola, E., Tattari, S., Saarelainen, J., Kauppila, M., Joensuu, S., Piirainen, S. & Finér, L. (2012). Maatalouden ja metsätalouden vesistökuormituksen erottaminen Savijoen valuma-alueella. *Vesitalous*, 4/2012, 16 s. <https://vesitalous.fi/wp-content/uploads/2013/04/VT1204_lowres.pdf>
- Liu, W., Wang, Z., Bowden, M., Qafoku, O., & Rosso, K. M. (2024). Vivianite oxidation is not photocatalyzed. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 373, 109-121.
- Lincoln, P., Tjallingii, R., Kosonen, E., Ojala, A., Abrook, A. M., & Martin-Puertas, C. (2025). Disruption of boreal lake circulation in response to mid-Holocene warmth; evidence from the varved sediments of Lake Nautajärvi, southern Finland. *Science of the Total Environment* 964, 178519.
- Mayewski, P.A., Rohling, E.E., Stager, J.C., Karlén, W., Maasch, K.A., Meeker, L.D., Meyerson, E.A., Gasse, F., van Kreveland, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R.R. & Steig, E.J. (2004). Holocene climate variability. *Quaternary Research* 62: 3, 243–255.
- MML maastokartta (2024). Karttapaikka. 15.10.2024
<<https://asiointi.maanmittauslaitos.fi/karttapaikka/?lang=fi>>
- MML ortokuva (2024). Karttapaikka. 15.10.2024
<<https://asiointi.maanmittauslaitos.fi/karttapaikka/?lang=fi>>
- MML taustakartta (2024). Karttapaikka. 15.10.2024
<<https://asiointi.maanmittauslaitos.fi/karttapaikka/?lang=fi>>
- Moskowitz, B. M. (s.a.). Hitchhiker's Guide to Magnetism. 11.11.2024
<https://magneticmicrosphere.com/resources/hitchhiker_guide_to_magnetism.pdf>
- Nowaczyk, N. P. (2002). Logging of magnetic susceptibility. *Tracking environmental change using lake sediments: basin analysis, coring, and chronological techniques* 1: 8, 155-170.
- Nriagu, J.O., Dell, C.I. (1974). Diagenetic formation of iron phosphates in recent lake sediments. *American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials* 59: 9-10, 934-946.
- Ogg, J. G. (2012). Geomagnetic polarity time scale. *Geologic Time Scale 2020* 1: 5, 85-113.
- Ojala, A. E., & Saarnisto, M. (1999). Comparative varve counting and magnetic properties of the 8400-yr sequence of an annually laminated sediment in Lake Valkiajärvi, Central Finland. *Journal of Paleolimnology* 22, 335–348.
- Ojala, A. E., Saarinen, T., & Salonen, V. P. (2000). Preconditions for the formation of annually laminated lake sediments in southern and central Finland. *Boreal Environment Research* 5: 3, 243-255.
- Ojala, A. E., & Saarinen, T. (2002). Palaeosecular variation of the Earth's magnetic field during the last 10000 years based on the annually laminated sediment of Lake Nautajärvi, central Finland. *The Holocene* 12: 4, 391-400.
- Ojala, A. E., & Tiljander, M. (2003). Testing the fidelity of sediment chronology: comparison of varve and paleomagnetic results from Holocene lake sediments from central Finland. *Quaternary Science Reviews* 22: 15-17, 1787-1803.

- Ojala, A. E. K., Heinsalu, A., Saarnisto, M., & Tiljander, M. (2005). Annually laminated sediments date the drainage of the Ancylus Lake and early Holocene shoreline displacement in central Finland. *Quaternary International* 130: 1, 63–73.
- Ojala, A. E., & Alenius, T. (2005). 10 000 years of interannual sedimentation recorded in the Lake Nautajärvi (Finland) clastic–organic varves. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 219: 3–4, 285–302.
- Ojala, A. E., Heinsalu, A., Kauppila, T., Alenius, T., & Saarnisto, M. (2008). Characterizing changes in the sedimentary environment of a varved lake sediment record in southern central Finland around 8000 cal. yr BP. *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association* 23: 8, 765–775.
- Ojala, A. E., Kosonen, E., Weckström, J., Korkonen, S., & Korhola, A. (2013). Seasonal formation of clastic-biogenic varves: the potential for palaeoenvironmental interpretations. *GFF* 135: 3–4, 237–247.
- Ojala, A. E. K., Launonen, I., Holmström, L., & Tiljander, M. (2015). Effects of solar forcing and North Atlantic oscillation on the climate of continental Scandinavia during the Holocene. *Quaternary Science Reviews* 112, 153–171.
- Paikkatiетоikkuna historialliset ilmakuvat (1960). 15.10.2024. <<https://kartta.paikkatiетоikkuna.fi/>>
- Peregrine, P. N. (2020). Climate and social change at the start of the Late Antique Little Ice Age. *The Holocene* 30: 11, 1643–1648.
- Putkinen, S., Saarelainen, J., 1998. Kullenbergin naytteenottimen uusi. kevennetty malli (new lighter model of kullenberg corer). *Geologi* 50, 22–23.
- Rach, O., Engels, S., Kahmen, A., Brauer, A., Martín-Puertas, C., Van Geel, B., & Sachse, D. (2017). Hydrological and ecological changes in western Europe between 3200 and 2000 years BP derived from lipid biomarker δD values in lake Meerfelder Maar sediments. *Quaternary Science Reviews* 172, 44–54.
- Sandgren, P., & Snowball, I. (2001). Application of mineral magnetic techniques to paleolimnology. *Tracking environmental change using lake sediments: Physical and geochemical methods* 2: 8, 217–237.
- Seppä, H., Birks, H. J. B., Giesecke, T., Hammarlund, D., Alenius, T., Antonsson, K., Bjune, A. E., Heikkilä, M., MacDonald, G. M., Ojala, A. E. K., Telford, R. J., & Veski, S. (2007). Spatial structure of the 8200 cal yr BP event in northern Europe. *Climate of the Past* 3: 2, 225–236.
- Siiri. (2024). Arkeologinen kohde Ristijärvi. 12.9.2024. <<https://siiri.tampere.fi/displayObject.do?uri=http://tampere.fi/kyy/1232631379196-73015443>>
- Smol, J. P. (2008). *Pollution of lakes and rivers: a paleoenvironmental perspective*. 2. p. Blackwell Publishing, Malden, Oxford & Carlton. 383 s.
- Snowball, I., Zillén, L., Ojala, A., Saarinen, T., & Sandgren, P. (2007). FENNOSTACK and FENNORPIS: Varve dated Holocene palaeomagnetic secular variation and relative palaeointensity stacks for Fennoscandia. *Earth and Planetary Science Letters* 255: 1–2, 106–116.
- Suomen ympäristökeskus ja ELY-keskukset (2024). Ojitusyhteisöt. 16.9.2024. <<https://ely.maps.arcgis.com/apps/webappviewer/index.html?id=e2ed85641789499c8b27d0d18bc667f7>>
- Syke (2024). Corine. Suomen ympäristökeskus. 16.10.2024. <https://www.syke.fi/fi-fi/avoim_tieto/paikkatiетоaineistot/ladattavat_paikkatiетоaineistot>
- Thompson, R. & Oldfield, F. (1986). *Environmental magnetism*. London: Allen and Unwin. 227 s.

- Thompson, R. (1986). Modelling magnetization data using SIMPLEX. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 42: 1-2, 113–27.
- Tiljander, M. (2005). *Holocene sedimentary history of annual laminations of Lake Korttajärvi, central Finland*. Helsingin yliopiston geologian laitoksen väitöskirja nro 185. 29 s.
- Tiljander, M. I. A., Saarnisto, M., Ojala, A. E., & Saarinen, T. (2003). A 3000-year palaeoenvironmental record from annually laminated sediment of Lake Korttajärvi, central Finland. *Boreas* 32: 4, 566–577.
- Value (2024). Suomen ympäristökeskus.10.10.2024. <<https://paikkatieto.ymparisto.fi/value/>>
- Van Geel, B., Heusser, C., Renssen, H. & Schuurmans, C. (2000). Climatic change in Chile at around 2700 BP and global evidence for solar forcing: a hypothesis. *The Holocene* 10: 5, 659–664.
- Wang, J., Huang, L., Ju, J., Daut, G., Ma, Q., Zhu, I., Haberzettl, T., Baade, J., Mäusbacher, R., Hamilton, A., Graves, K., Olsthoorn, J. & Laval, B. E. (2020). Seasonal stratification of a deep, high-altitude, dimictic lake: Nam Co, Tibetan Plateau. *Journal of Hydrology* 584, 124668.
- Wanner, H., Pfister, C., & Neukom, R. (2022). The variable European little ice age. *Quaternary Science Reviews* 287, 107531.
- Wastegård, S. (2022). The Holocene of Sweden—a review. *GFF* 144: 2, 126-149.
- Zander, P. D., Żarczyński, M., Tylmann, W., Vogel, H., & Grosjean, M. (2024). Subdecadal Holocene warm-season temperature variability in central Europe recorded by biochemical varves. *Geophysical Research Letters* 51: 22, e2024GL110871.
- Zillén, L., Snowball, I., Sandgren, P., & Stanton, T. (2003). Occurrence of varved lake sediment sequences in Varmland, west central Sweden: lake characteristics, varve chronology and AMS radiocarbon dating. *Boreas* 32: 4, 612-626.
- Zolitschka, B., Francus, P., Ojala, A. E., & Schimmelmänn, A. (2015). Varves in lake sediments—a review. *Quaternary Science Reviews* 117, 1-41.

Liitteet

Liite 1. Anomaaliset merkkihorisontit ja niiden selitteet



Selitteet:

A = taipuneet vaaleat mineraalilaminaatiot
 B = yksi paksu vaalea savikerros
 C = musta orgaaninen kerros
 D = vaaleat mineraalilaminaatiot
 E = paljon (noin 22 kpl) ohuita mineraalilaminaatioita
 F = haalean vaaleita mineraalilaminaatioita
 G = haalean vaaleita mineraalilaminaatioita
 H = haalean vaaleita mineraalilaminaatioita
 I = vaaleita mineraalilaminaatioita (noin 15 kpl)
 J = vaalea yksittäinen mineraalilaminaatio
 J2 = vaaleita mineraalilaminaatioita
 K = vaaleita mineraalilaminaatioita (noin 23-30 kpl)

L = vaaleita mineraalilaminaatioita
 M = keskellä yksi paksumpi vaalea mineraalilaminaatio ja ympärillä paljon vaaleita mineraalilaminaatioita
 N = tummempi kohta, jota seuraa vaaleat mineraalilaminaatiot
 O = paljon vaaleita mineraalilaminaatioita
 P = paksumpia vaaleita mineraalilaminaatioita (noin 4-5 kpl), jonka jälkeen tummenee
 Q = tummempi kohta, jonka jälkeen vaaleita mineraalilaminaatioita
 R = kahden tummemman kohdan välissä vaaleita mineraalilaminaatioita
 S = aluksi paljon vaaleita mineraalilaminaatioita ja loppuosassa musta paksu kerros (2 cm)

SS = aluksi ja lopuksi tumma orgaaninen kerros, joiden välissä vaaleita mineraalilaminaatioita
 T = vaaleita mineraalilaminaatioita ja lopuksi musta orgaaninen kerros
 U = vaaleita mineraalilaminaatioita, jonka jälkeen tummempia kerroksia (noin 6 kpl)
 V = vaaleita mineraalilaminaatioita
 X = vaaleita mineraalilaminaatioita ja kaksi selkeämpää vaaleaa laminaatiota
 Y = vaaleita mineraalilaminaatioita
 Z = paljon vaaleita mineraalilaminaatioita (noin 3 cm)
 Å = alkuun paljon vaaleita mineraalilaminaatioita (noin 3 cm), jonka jälkeen kaksi paksua vaaleanruskeaa kerrosta
 Ä = kaksi tummaa orgaanista kerrosta
 ÄÄ = kaksi vaaleaa mineraalilaminaatiota
 Ö = vaaleita mineraalilaminaatioita keskellä ja reunoilla tummat orgaaniset kerrokset
 A2 = yksi paksu tummanruskeaa kerros
 Aa2 = aluksi vaaleita mineraalilaminaatioita ja sitä seuraa kolme tummanruskeaa kerrosta
 B2 = rautarikas ruosteen värinen laminaatio
 Bb2 = vuorotellen vaaleita mineraalilaminaatioita ja tummia kerroksia
 C2 = vuorotellen vaaleita mineraalilaminaatioita ja tummia kerroksia, muuttuu noin 5 mm matkalta aina
 D2 = rautarikas ruosteen värinen mineraalilaminaatio
 E2 = monta rautarikasta ruosteen väristä mineraalilaminaatiota (noin 33 kpl)
 F2 = ohuita vaaleita mineraalilaminaatioita
 G2 = vaaleita mineraalilaminaatioita keskellä ja tummanruskeita orgaanisia kerroksia reunoilla
 H2 = vaaleita mineraalilaminaatioita keskellä ja tummanruskeita orgaanisia kerroksia reunoilla
 I2 = paksumpi vaalea mineraalilaminaatio, tummempien orgaanisten kerroksien ympäröimänä
 J2 = ohut rautarikas ruosteen värinen laminaatio
 K2 = yksi vaalea paksumpi mineraalilaminaatio
 L2 = tummia orgaanisia kerroksia (noin 3 kpl)
 M2 = vaaleita mineraalilaminaatioita (noin 5 kpl)
 N2 = tummanruskeat kerrokset sivuilla keskellä vaalea mineraalilaminaatio
 Nn2 = yksi paksumpi tumma kerros vaaleiden mineraalilaminaatioiden välissä
 O2 = tummia orgaanisia ja vaaleita mineraalilaminaatioita vuorotellen
 P2 = paksu tumma orgaaninen kohta
 Q2 = vaalea ohut mineraalilaminaatio
 R2 = tummanruskeita kerroksia
 S2 = vaaleita savisia mineraalilaminaatioita keskellä, jota reunustaa tummanruskeat kerrokset
 T2 = tummanruskeaa orgaaninen kerros
 U2 = vaalea paksumpi mineraalilaminaatio
 V2 = keskellä vaaleanharmaita mineraalilaminaatioita ja reunoilla paksut tummanruskeat kerrokset
 X2 = tummia orgaanisia kerroksia (noin 3 kpl)
 Z2 = tummanruskeita orgaanisia kerroksia
 O2 = kolme tummanruskeaa kerrosta
 Ä2 = kaksi tummanruskeaa kerrosta
 Ö2 = kaksi tummaa orgaanista kerrosta
 A3 = vaalea mineraalilaminaatio (hiekan värinen)
 B3 = hiekan värisiä vaaleita mineraalilaminaatioita (noin 8 kpl)
 C3 = tummia orgaanisia kerroksia
 D3 = orgaanisia tummiam laminaatioita
 E3 = orgaanisia tummiam laminaatioita
 F3 = hyvin vaalea savinen mineraalilaminaatio
 G3 = vaaleita savisia mineraalilaminaatioita (4 kpl)
 H3 = vaaleita savisia mineraalilaminaatioita (4 kpl), jonka jälkeen tumma orgaanisempi kohta
 I3 = kaksi paksua savi mineraalilaminaatiota
 J3 = kaksi paksua ja yksi ohuempi savi mineraalilaminaatio