



Turun yliopisto
University of Turku

Sedimentaatioprosessi ja siihen vaikuttavat tekijät
Kallavedellä: luontaiset ja ihmisen aiheuttamat muutokset.

Pro Gradu -tutkielma

Mikko Uotinen

Maantieteen ja geologian laitos

11/2020

TURUN YLIOPISTO

Maantieteen ja Geologian laitos

UOTINEN, MIKKO JOHANNES: Sedimentaatioprosessi ja siihen vaikuttavat tekijät Kallavedellä: luontaiset ja ihmisen aiheuttamat muutokset.

Tutkielma, 93 s.

Maaperägeologia

Lokakuu, 2020

Tiivistelmä

Sedimentaatioprosessi on luontainen tapahtumaketju, jossa valuma-alueelta rapautunut vedessä kulkeutuva kiintoaines kerrostuu joen, järven tai meren pohjaan. Sedimentaatioprosessiin vaikuttavat sekä luontaiset tekijät että historiallisella ajalla ihmisperäiset tekijät. Tässä työssä tarkastellaan sedimentaatioprosessia ja siihen vaikuttavia tekijöitä Kuopion Kallavedeltä maaliskuussa 2017 kerätyn sedimenttinäytesarjan avulla. Ilmasto, ihmistoiminta sekä niiden ajallinen ja paikallinen vaihtelu tallentuvat sedimenttikerrokseen, joiden onnistuneen ajoittamisen myötä saadaan tietoa menneistä tapahtumista ympäristössä ja ilmastossa.

Tutkimusalueella vaikuttavat monet ihmistoiminnan hankkeet, rakennusprojektit ja infrastruktuuri, kuten rautatie, moottoritie, teollisuus, maatalous, metsätalous sekä keskisuuren kaupungin välitön läheisyys.

Sedimenttinäytteet otettiin jääsormitekniikalla, analysoitiin mikro-XRF-laitteella ja alkuaineiden intensiteettikuvaajien perusteella tutkittiin ihmisperäisiä sekä luontaisia muutoksia sedimentin fysikaalisissa ja kemiallisissa ominaisuuksissa.

Sedimentin ominaisuuksia tutkimalla havaittiin jääsorminäytteen kerrosten olevan vuosilustoisia, lustokerrosten verrattain paksuja ja kerrostumisympäristön olevan hyvin epätyypillinen vuosilustojen kerrostumisen ja säilymisen kannalta. Ihmistoiminta on vaikuttanut sedimentin kerrostumisolosuhteisiin ja sedimentin rakenteisiin vuosien 2009–2014 siltaremontin aikana.

Sisällys

1 Johdanto.....	1
2 Tutkimuskehys: sedimentaatioympäristö.....	2
2.1 Järvet kerrostumisympäristöinä	2
2.2 Lustosedimentit	3
3 Aineisto ja menetelmät.....	6
3.1 Tutkimusalue: Kallavesi.....	6
3.1.1 Kallioperä tutkimusalueella	8
3.1.2 Maaperä tutkimusalueella	8
3.1.3 Ilmasto tutkimusalueella.....	10
3.1.4 Ihmistoiminta tutkimusalueella	11
3.2 Näytteenotto: Kallansillat 7.3.2017	13
3.2.1 Näytepisteet.....	13
3.2.2 Jääsormimenetelmä.....	14
3.2.3 Jääsorminäytteiden valokuvaus.....	15
3.2.4 Osanäytteiden otto	16
3.3 Perusanalyysit ja osanäytteiden käsittely	16
3.3.1 Magneettinen susceptibiliteetti.....	16
3.3.2 Hehkutushäviö (LOI).....	17
3.3.3 Raekokoanalyysi.....	18
3.3.4 Asetonikuivausmenetelmä	19
3.3.5. Pakastekuivaus ja epoksi-imeytys.....	20
3.4 Sedimentin osanäytteiden röntgenkuvaus	21
3.5 Mikro-XRF-analyysi	22
3.6 Viiva-analyysi.....	24
3.7 Tausta-aineistot	24
4 Tulokset.....	25
4.1 Sedimenttikuvaus.....	25
4.1.1 Kalla1:n sedimenttikuvaus	25
4.1.2 Kalla2:n sedimenttikuvaus	28
4.1.3 Kalla3:n sedimenttikuvaus	31
4.2 Perusanalyysit	34
4.2.1 Magneettinen susceptibiliteetti.....	34
4.2.2 LOI	35

4.2.3 Raekoko.....	37
4.3 Lustolaskut	39
4.3.1 Lustolaskut jääsorminäytteestä valokuvien perusteella.....	39
4.3.2 Lustolaskut Araldiittiin imeytetyistä näytteistä	40
4.3.3 Lustolaskut 51 pisteen keskiarvolla lasketusta excel-kuvaajasta	40
4.3.4 Lustolaskut röntgenkuvista ja virhemarginaalit.....	41
4.4 Sedimentin ajoitus	43
4.5 Sedimentaationopeus	45
4.6 Mikro-XRF-analyysin tulokset.	46
4.7 Viiva-analyysi.....	48
4.8 Happiaineistot ja hydrologiset aineistot	53
5 Tulosten tulkinta	55
5.1 Lustotulkinta	55
5.2 Sedimentin ajoitus	59
5.3 Sedimentaationopeus	60
5.4 Sedimentin ominaisuudet.....	61
5.4.1 Magneettinen susceptibiliteetti.....	65
5.4.2 Hehkutushäviö	65
5.4.3 Raekoko ja maalajiluokitus	66
5.5 Ilmaston vaikutus sedimentaatioprosessiin.....	66
5.5.1 Kevättulvan virtausvaihtelun vaikutus sedimentaatioon	68
5.5.2 Kesäkuukausien sademäärän ja lämpötilan vaikutus sedimentaatioon	70
5.6 Iisalmen vesistöreitti ja Kelloselän syvänteet	72
5.6.1 Iisalmen luontaisesti ravinteikas vesistöreitti.....	73
5.6.2 Kelloselän pohjan happipitoisuus	74
5.6.3 Mangaanin ja raudan reagointi liukoisen hapen määrään	76
5.7 Sedimentaatioon vaikuttavat ihmisperäiset tekijät.....	79
5.7.1 Kallansiltojen remontti 2009–2014.....	79
5.8 Tutkimuksen virhelähteet	82
5.8.1 Pakastekuivaus ja epoksi-imeytys.....	82
5.8.2 Viiva-analyysin vaikutus mittaustuloksiin	84
6 Johtopäätökset.....	85
7 Lähdeluettelo	87

1 Johdanto

Järvet toimivat sopivissa olosuhteissa ympäristötietojen tallentajina. Järven valuma-alueelta rapautuva, vesistöreitille huuhtoutuva aines sekä järven sisäisen tuotannon myötä syntyvä aines muodostavat sedimenttiä, joka painovoiman vaikutuksesta laskeutuu ja kerrostuu järven pohjaan. Tätä prosessia kutsutaan sedimentaatioksi. Sedimentin kerrostumiseen vaikuttavat tekijät ovat pääasiassa ilmasto, valuma-alueen maa- ja kallioperä, alueen topografia sekä kerrostumisaltaan pohjan muodot eli batymetria (Zolitschka et. al. 2015). Lisäksi ihmistoiminta vaikuttaa sedimentin kemialliseen koostumukseen ja joskus myös sedimentaatioprosessiin. Tästä syystä järvisedimenttejä tutkimalla voidaan rekonstruoida ilmastossa tapahtuneita muutoksia ja ymmärtää ihmistoiminnan vaikutusta järviökosysteemiin (Pettersson et. al. 1999, Ojala et. al. 2000). Suomen suuri järviäisyys luo hyvät edellytykset luontaisiin muutoksiin perustuville sedimenttitutkimuksille. Järvien hyödyntäminen elinkeino- liikenne- ja virkistyskäytössä sekä kuormittaminen teollisuuden, maatalouden, liikenteen ja rakennustöiden myötä saattaa muuttaa niiden luontaista kehitystä ja siksi ihmistoiminnan aiheuttamien muutosten tutkiminen ja erottaminen luontaisesta kehityksestä on mahdollista.

Tämän pro gradu -tutkielma perustuu maaliskuussa 2017 jääsormitekniikalla otettuihin kolmeen sedimenttinäytteeseen. Näytepisteet sijaitsivat Kallavedellä Kallansiltojen ja Iso-Uitukan saaren välillä. Kallavesi ympäröi Kuopion kaupunkia ja sen valuma-alueella on useita ihmistoiminnan synnyttämiä kuormituslähteitä. Kallaveden altaaseen laskevat kaupungin ja teollisuuden hulevedet, valuma-alueella on jatkuvasti meneillään suuria rakennusprojekteja ja näytteenottopisteen välittömässä läheisyydessä kulkee vilkkaasti liikennöity moottoritie. Näistä syistä Kallavesi on erinomainen kohde tutkia ihmistoiminnan vaikutusta sedimentaatioon.

Tutkimuksessa selvitetään tapahtuneita muutoksia sedimentaationopeudessa, sedimentin kemiallisissa ja fysikaalisissa ominaisuuksissa sekä arvioidaan niihin vaikuttaneita luonnollisia ja antropogeenisiä eli ihmisperäisiä tekijöitä. Lisäksi tutkitaan, onko sedimentin kerroksellisuus luonteeltaan vuosikerrallista. Tulosten avulla pyritään arvioimaan viimeaikaisen ihmistoiminnan vaikutuksia Kallaveden sedimentaatioon. Tässä tutkimuksessa käsitellään vain vesistöissä tapahtuvaa sedimentaatiota.

Tutkimuksen näytteenotossa käytettiin jääsormimenetelmää, sillä tällä menetelmällä saadaan löyhästä ja vesipitoisesta sedimentistä häiriintymätön, sedimentin ominaisuuksia hyvin edustava näyte. Epoksimenetelmällä käsitellyn näytteen alkuaineintensiteetti voidaan mitata mikro-XRF-laitteella.

2 Tutkimuskehys: sedimentaatioympäristö

2.1 Järvet kerrostumisympäristöinä

Noin 9,4 prosenttia Suomen pinta-alasta on sisävesien peitossa ja järvet ovat monin paikoin yhdistyneet vesistöiksi purojen ja jokien välityksellä. Maankamاران monipuolisten maa- ja kallioperägeologisten rakenteiden vuoksi järvien syvyys- ja kokosuhteissa on suurta vaihtelua. Hienosedimenttisillä alueilla järvenpohjat ovat tasaisia ja matalia (Simola 1983) kun taas kallioperän ruhjevyyhyhykkeisiin syntyneet järvet ovat syviä sekä jyrkkäreunaisia (Ojala 2007).

Järvet eroavat kerrostumisympäristönä meristä ja joista sikäli olennaisesti, että aallokon vaikutus on vähäinen ja vuorovesi-ilmiötä ei pääse syntymään. Tämän vuoksi järviin päätyvä kiintoaines pääsääntöisesti poistuu kierrosta ja päätyy pysyvästi pohjasedimenttiin (Ojala 2007). Kiintoaineksen raekoko ja tiheys vaikuttavat siihen, millaisessa virtausnopeudessa aines vajoaa pohjaan (Hjulströn 1935). Mikäli vesi ei virtaa lainkaan, vajoaa kiintoaines tiheyden perusteella pohjaan Stokesin lain mukaisesti

Ojalan (2007) mukaan Suomen järvet toimivat merkittävänä viimeisimmän jääkauden jälkeisen ilmaston- ja ympäristömuutosten tallentajana. Erilaisin fysikaalisin, kemiallisin ja biologisin menetelmin voidaan tutkia vesistöjen hydrologisia ja valuma-alueen muutoksia, järviäntaiden kehitystä, kasvillisuutta, asutuksen leviämistä, maankäyttöä, happamoitumista sekä ilmaston perustekijöitä, kuten sadantaa (vesi ja lumi) ja lämpötilaa.

2.2 Lustosedimentit

Luston määritelmä on laajentunut kuluneen sadan vuoden aikana Gerard De Geerin vuoden 1912 määrittelemästä jäätikön sulamisvesien kerrostamista lustosavista laajemmin vuodenaikaisrytmiä heijastavaksi, vähintään kahdesta erilaisesta kerroksesta vuoden aikana koostuvaksi sedimenttikerrokseksi (Zolitschka et al. 2015). Kerrokset erottuvat toisistaan värin, koostumuksen, tekstuurin, rakenteen ja/tai paksuuden perusteella (Zolitschka et al. 2015).

Järviin kerrostuva sedimenttiaines voidaan jakaa kolmeen luokkaan kemiallisten ominaisuuksien, sedimentaatioympäristön tai rakenteen perusteella (Ojala 2007, Zolitschka et al. 2015). Syntytapaan perustuvan luokittelun mukaan sedimenttikerrosten komponentit ovat litogeeninen eli mineraaliaines, biogeeninen eli orgaanisen aineksen muodostama kerros ja autogeeninen eli sisäisen tuotannon muodostama aines (Ojala 2007, Zolitschka et al. 2015).

Litogeeninen komponentti koostuu epäorgaanisesta materiaalista, joka on useimmiten mineraalirakeita (Zolitschka et al. 2015) tai vulkaanista tuhkaa, joista jälkimmäistä ei tavata Suomessa merkittävässä määrin (Kalliokoski 2018). Islannin tulivuorenpurkauksista peräisin olevia tefra- ja kryptotefrakerroksia Suomen järvistä kuitenkin löytyy (Kalliokoski 2018). Muualta kulkeutunut, alloktoninen litogeeninen aines kulkeutuu järviin pääasiassa fysikaalisten tekijöiden vaikutuksesta. Valuma-alueella rapautunut aines kulkeutuu purojen ja jokien virtauksessa ja virtauksen heiketessä aines laskeutuu sedimentin pintaan (Simola 1983). Valuma-alueen kallioperän ja maaperän koostumus ja rakenne vaikuttavat merkittävästi siihen, millaisia sedimenttikerroksia järviin syntyy (Ojala et al. 2000, Zolitschka et al. 2015, Tammelin et al. 2017).

Biogeeninen komponentti koostuu sekä valuma-alueelta kulkeutuneesta alloktonisesta orgaanisesta aineesta että järven perustuotannon tuottamasta aineesta ja eliöiden jäänteistä (Ojala 2007, Ojala et al. 2013). Järven autoktoninen eli sisäinen tuotanto on trofiatasosta riippuvaista. Vähäravinteisissa järvissä valuma-alueelta kulkeutuneen orgaanisen aineksen osuus on suurempi kuin järven sisäisen tuotannon kautta syntyneen orgaanisen aineksen (Ojala 2007, Zolitschka et al. 2015). Kalliovaltaisilla ja soistuneilla alueilla syntyy pääasiassa biogeenisiä sedimenttejä. Biogeenisen ja minerogeenisen

aineksen suhde riippuu järven sisäisestä tuotannosta sekä valuma-alueelta kulkeutuvan orgaanisen aineksen ja mineraaliaineksen määrästä (Ojala et. al. 2000, Ojala 2007, Zolitschka et. al. 2015). Karkearakeisilta moreenimailta ei kulkeudu suuria määriä hienoainesta, joten tällöin karunkin järven aines voi olla pääasiallisesti biogeenistä (Simola 1983, Lintinen 1995).

Autigeeniset sedimentit syntyvät järvessä liukoisessa muodossa olevista yhdisteistä, jotka ovat joko hapettumis- tai pelkistymisedimenttejä. Tyypillisiä pelkistymisedimenttejä Suomen järvissä ovat järvikalkki (CaCO_3) sekä vivianiitti ($\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$). Tyypillinen hapetusedimentti taas on yleensä götiitistä koostuva limoniitti ($\text{Fe}^{+3}\text{O}(\text{OH})$) (Hytönen 1999, Ojala 2007). Hapettumis- ja pelkistymisedimenttien avulla voidaan tutkia ja tulkita järven pohjalla tapahtuneita happipitoisuuden muutoksia yhdessä tausta-aineiston kanssa (Hytönen 1999, Ojala 2007).

Sedimentit harvemmin koostuvat vain yhdestä edellä mainituista komponenteista. Useimmiten sedimentti on ainakin kahden komponentin sekoitus, mutta määräsuhteet voivat vaihdella paljon (Ojala 2007). Sedimentin koostumus yleensä heijastelee vallinneita ilmasto-olosuhteita kuten sademäärää sekä lämpötilaa, rapautumista, kasvillisuutta ja näiden muutoksia valuma-alueella (Ojala 2007).

Pohjoisella havumetsävyöhykkeellä vuodenaikojen vaihtelu vaikuttaa hyvin vahvasti kerrostuvan aineksen koostumukseen ja rakenteeseen (Ojala et. al. 2000). Jääpeite, kevättulvat, kesällä ja talvella tapahtuva vesipatsaan kerrostuminen, levien kukinta ja syysmyrskyt heijastuvat järvien sedimentaatioon (Ojala et. al. 2013, Zolitschka et. al. 2015).

Toisinaan vuodenaikaisvaihtelun aikaansaamat muutokset tallentuvat sedimentin rakenteeseen vuosikerrallisiksi kerroksiksi eli lustosedimenteiksi. Pääasiassa suomalaisten järvien lustosedimenttien rakenne on klastis-biogeenista, jossa on erotettavissa raidallinen, kerrallinen rakenne, joka johtuu vuodenaikojen kierrosta (Ojala et. al. 2000, Zolitschka et. al. 2015). Suomen ilmasto-olosuhteissa on yleensä hyvin selkeä sedimentaation vuodenaikaisrytmi. Tyypillinen, raidallinen lustorakenne syntyy, kun kevättulvien aikaan mineraaliaines kulkeutuu järven pohjaan. Kesällä ja syksyllä järven perustuotannon kautta syntynyttä orgaanista ainesta puolestaan kulkeutuu mineraaliaineksen päälle ja tämä orgaaninen aines on suurelta osin sedimentoitunut, kun järvi on saanut jääpeitteen (Ojala et. al. 2013). Näin syntyvä vaaleasta mineraaliaineksesta

ja tummasta orgaanisesta aineksesta koostuva klastis-biogeeninen lustosedimentti on erittäin hyödyllistä tutkittaessa vuositasolla tai jopa vuoden sisällä tapahtuneita muutoksia ympäristössä (Simola 1983, Petterson 1999 et. al.).

Lustoja syntyy Skandinavian borealisella ilmastovyöhykkeellä keskimäärin pieniin syviin järviin, jotka ovat pinta-alaltaan 10–20 hehtaaria ja maksimisyvyydeltään yli 10 metriä (Ojala et al. 2000). Vuosina 1997–1999 kerätyn aineiston perusteella Suomessa sijaitsevista potentiaalisista lustojärvistä (279 kpl.) kolmasosasta ei löytynyt laminoituneita sedimenttejä tai lustorakenteita lainkaan. Laminoituneita sedimenttejä löytyi 48:sta järvestä ja näistä 13 oli häiriöttömiä koko matkalta, joten häiriöttömiä lustosarjoja sisältävät järvet ovat suhteellisen harvinaisia. Ojalan et al. (2000) mukaan parhaat olosuhteet lustojen synnylle määrittyvät morfologian ja vesipatsaan kerrostuneisuuden perusteella. Pinta-alaltaan pieni ja syvä järvi, joka on tuuliolosuhteiltaan suojaisa, on kaikkein todennäköisin vuosilustojärvi. Mikäli syvin kohta on lisäksi muodoltaan suppilomainen alue, johon joen kuljettama materiaali pääsee laskeutumaan, ovat mahdollisuudet vuosilustojen synnylle hyvät. Lustojen synty ja säilyminen ovat kuitenkin hyvin monimutkaisia ja monesta tekijästä riippuvaisia (Ojala et al. 2000, Ojala ja Alenius 2005, Zolitschka 2015).

Syntyneiden lustojen säilymisen kannalta on olennaista, että sedimentin olosuhteet eivät muutu kerrostumisen jälkeen. Pohjaeläinten liikkeet sedimentissä aiheuttavat bioturbaatiota, eli kerrostumisen jälkeistä sedimentin sekoittumista täysin tai osittain. Tyypillisimmät pohjaeläimet Suomen järvissä ovat sulkasääskitoukat ja harvasukasmadot (Simola 1983). Mikäli järven pohja muuttuu hapettomaksi, poistuu bioturbaation vaikutus kokonaan. Järven vesipatsas voi olla termisesti tai kemiallisesti kerrostunut niin, että pohjassa säilyy häiriintymättömät olosuhteet veden ja sedimentin rajapinnassa. Pysyvä, meromiktinen kerrostuneisuus tarjoaa parhaat olosuhteet vuosilustojen synnylle pysyvän hapettomuuden myötä ja väliaikainen, dimiktinen kerrostuneisuus kohtalaiset olosuhteet (Simola 1983). Suomessa tutkituista lustosarjoista suurin osa on kuitenkin löydetty dimiktisistä järvistä, jollaisia ovat muun muassa Lehmilampi (Haltia-Hovi et. al. 2007), Kalliojärvi (Saarni et. al. 2016a) sekä Nautajärvi (Ojala ja Alenius 2005).

Lustosedimenttejä on Suomessa käytetty paleoklimatologisissa (mm. Haltia-Hovi 2007 et. al., Saarni et. al. 2016a, Saarni et. al. 2016b) ja paleoympäristöllisissä tutkimuksissa (Ojala ja Alenius 2005, Meriläinen et. al. 2010). Lustosedimentit tallentavat ajallista

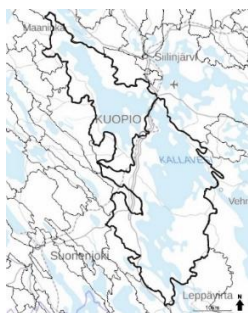
vaihtelua ja äkillisiä muutoksia ympäristössä. Erityisesti pienet järvet reagoivat hyvin nopeasti ympäristössä tapahtuneisiin muutoksiin. Valuma-alueisiin vaikuttavat prosessit ovat moninaisia. Toisinaan voi olla haastavaa erotella toisistaan ne ilmastolliset, ympäristölliset ja antropogeeniset syyt, jotka ovat vaikuttaneet valuma-alueen eroosioprosesseihin ja sitä myötä sedimentin kerrostumiseen (O’Sullivan 1983, Simola 1983, Ojala 2000, Saarni et. al. 2016a).

Modernissa kaupunkiympäristössä myös antropogeeniset eli ihmisperäiset muutokset vaikuttavat eroosioon ja sedimenttikuormaan. Maankäytön muutokset ja yksittäiset valuma-alueen muutokset, kuten metsien hakkuut ja kulotus tai soiden ojitus ovat näistä merkittävimpiä tekijöitä. Tiheään asutuilla alueilla myös teollisuus sekä muu ihmisperäinen toiminta kuormittavat järviä ja nämä vaikutukset ovat toisinaan havaittavissa sedimenteissä. Kiihtyneen eroosion vaikutus sedimentin raekokoon, vuotuisen kerrospaksuuteen, metallien määrään sekä ylipäätään alkuainepitoisuuksiin. (Wilkinson ja McElroy 2007) Lisäksi sedimenttiin sitoutuneiden ravinteiden, kuten maatalousperäisen fosforin kasvanut määrä on merkki ihmistoiminnan vaikutuksesta (Rankinen et. al. 2015).

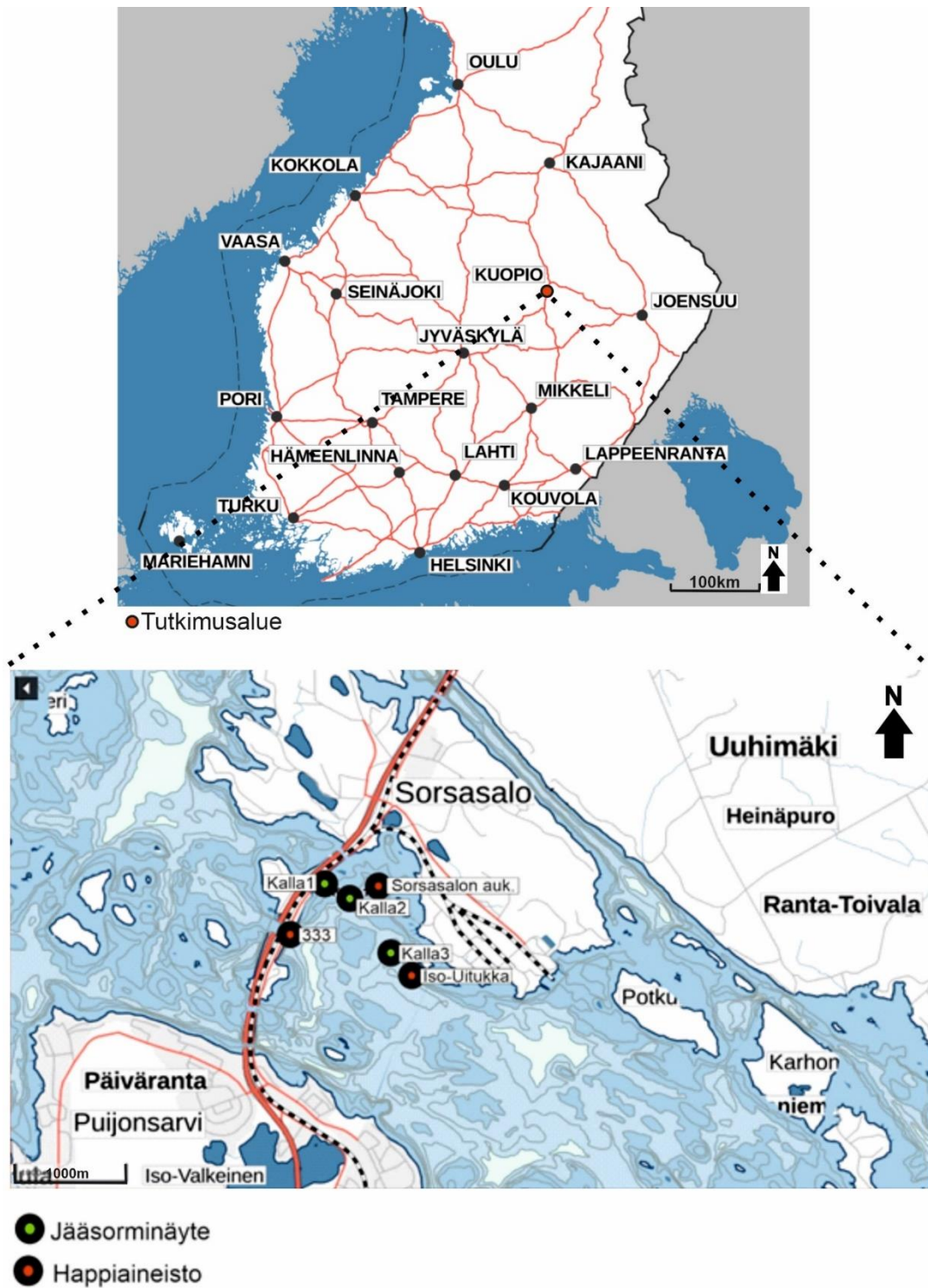
3 Aineisto ja menetelmät

3.1 Tutkimusalue: Kallavesi

Kallavesi on Vuoksen vesistöön kuuluva järvi, joka yhdistää sen pohjoispuoliset Iisalmen ja Nilsiän vesistöreitit (kuvat 1 ja 2). Kallaveden pinta-ala on noin 480 km², suurin syvyys 75 metriä, keskisyvyys 9,71 metriä ja tilavuus noin 460 miljoonaa m³ (Suomen ympäristökeskus SYKE 2019). Kallavesi on Suomen kymmenenneksi suurin järvi.



Kuva 1 Kallaveden pohjois- ja eteläosa merkitty karttaan tummennetuilla reunuksilla. Tutkimusalue ja Kallansillat sijaitsevat näiden osien rajalla. (Maanmittauslaitos 2020a, Maanmittauslaitos 2020b)



Kuva 2 Tutkimusalue, jääsorminäytepisteet ja happiaineiston näytepisteet. (Maanmittauslaitos 2020a, Maanmittauslaitos 2020b)

3.1.1 Kallioperä tutkimusalueella

Tutkimusalueen lähiympäristön ja valuma-alueen kallioperä koostuu GTK:n laatiman 1:50 000 kallioperäkartan mukaan pääasiassa arkeeisista ja paleoproterotsooisista kivilajeista (Lukkarinen 2008, GTK 2020). Arkeisia kivilajeja on noin kolmannes karttalehtien 3331 Siilinjärvi ja 3242 Kuopio pinta-alasta (Lukkarinen 2008, GTK 2020).

Arkeiset kivilajit alueella ovat migmatiitteja eli seoskiviä ja tonaliittis-granodioriittisia granitoideja (Lukkarinen 2008). Alueen paleoproterotsooiset pintasyntyiset kivilajit ovat epikontinentaalisia arkosiitteja, kvartsiitteja, karbonaattikiviä ja kalkkisilikaattikiviä (Lukkarinen 2008). Paleoproterotsooiset syväkivet ovat maasälpähajarakeita sisältäviä porfyyrisiä graniitteja, granodioriitteja ja kvartsidioriitteja (Lukkarinen 2008). Kartta-alueiden kivilajien metamorfoosi ja deformatuminen on tapahtunut amfiboliittifasioksen paine- ja lämpötilaolosuhteissa (Lukkarinen 2008).

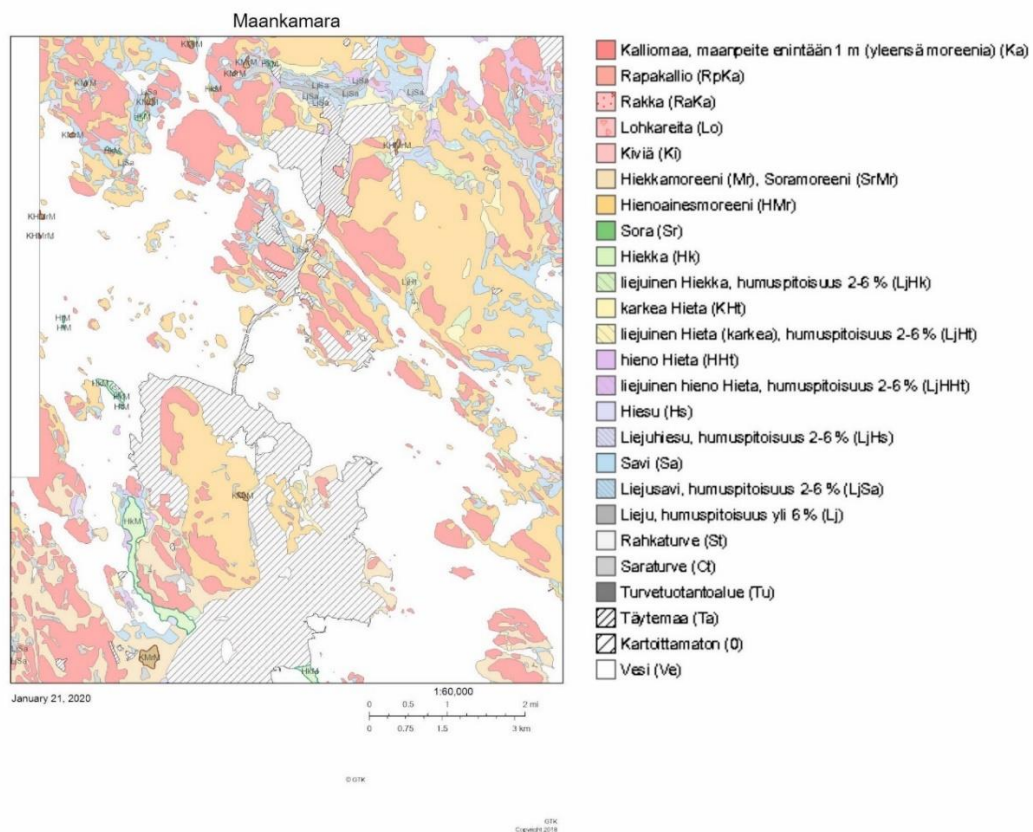
3.1.2 Maaperä tutkimusalueella

Suomen maaperä on syntynyt pääasiassa maapallon kehityshistorian viimeisimmän kauden, kvartaarikauden aikana (Kejonen 2005). Kvartaarikausi alkoi 2,58 miljoonaa vuotta sitten ja ulottuu nykyaikaan asti (International Commission on Stratigraphy 2020). Suomen maaperän kehityksen kannalta merkittävin ajanjakso oli viimeisin jääkausi, Veiksel-jääkausi, joka alkoi noin 120 000 vuotta sitten ja päättyi noin 10 000 vuotta sitten (Kejonen 2005). Tutkimusalueelta mannerjäätikön reuna vetäytyi noin 11 000 vuotta sitten ja Yoldiamerivaiheen jälkeen Kallavesi kuroutui merestä osaksi Suur-Saimaata noin 9 500 vuotta sitten (Kejonen 2005).

Maaperän kemiallinen koostumus määräytyy pääosin kallioperän kemiallisen koostumuksen perusteella ja yhdessä orgaanisen aineksen kanssa syntyvät maaperän eri kerroshorisontit. Suomen maaperä muokkautui nykyisenkaltaiseksi viimeisimmän jääkauden kulutus-, kuljetus- ja kasaustyön seurauksena (Kejonen 2005, Tornivaara et al. 2016, GTK 2020).

Jäätikön kulutusta ja eroosiota hyvin kestävät, lujat kvartsiitit säilyivät viimeisimmänkin jääkauden kulutukselta. Kvartsiitit luovat pohjan jyrkälle, mäkiselle maastolle, jolle on tunnusomaista suurehko korkeusvaihtelut lyhyellä matkalla sekä jyrkkäseinäiset kalliot, varsinkin Kuopion Puijon alueella (Tornivaara et al. 2016). Batymetria tutkimusalueella on myös hyvin vaihteleva, runsaslukuisten syvänteiden ja saarien sekä matalikoiden sävyttämää (kuva 2).

Tutkimusalueella maanpeite on mäkisillä alueilla melko ohutta ja moreenipatjat ovat huomattavasti paksumpia mäkien välisissä laaksoissa. Yleisin maalaji tutkimusalueen ympäristössä on tiivis pohjamoreeni (kuva 3). Pohjamoreenin raakoostumus on vaihtelevaa, kiviä ja lohkareita sisältävää hiekkamoreenia. Savipitoisuus vaihtelee 1–5 prosentin välillä (Tornivaara et al. 2016).

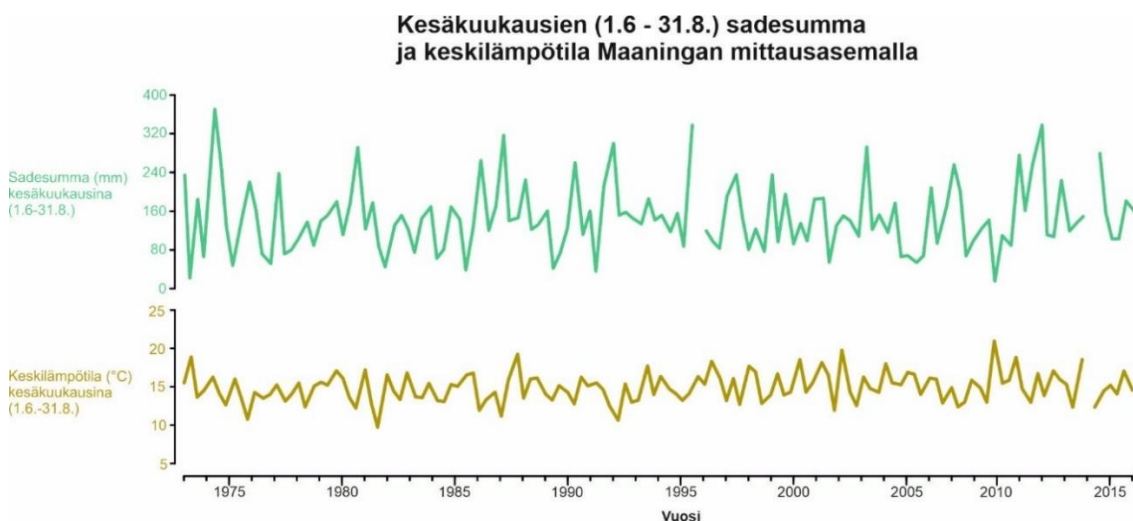


Kuva 3 Tutkimusalueen maaperäkarta 1:50 000 ja karttaselitys. (GTK 2020)

3.1.3 Ilmasto tutkimusalueella

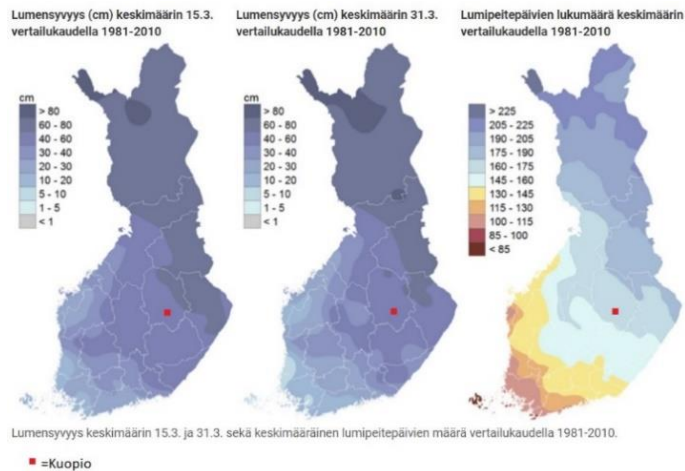
Tutkimusalue sijaitsee borealisella ilmastovyöhykkeellä, jolle on tunnusomaista kylmät talvet ja leudot kesät (Ahti et. al. 1968). Vuotuinen keskilämpötila tutkimusalueella on ollut vuosina 1981–2010 $+3,2^{\circ}\text{C}$. Kylmin kuukausi on ollut tammikuu, lämpötilan ollessa vuosien 1981–2010 keskiarvolta $-9,3^{\circ}\text{C}$ ja lämpimin kuukausi heinäkuu $+17,0^{\circ}\text{C}$ keskiarvolla (Pirinen et. al. 2012, Ilmatieteenlaitos 2019).

Vuotuinen sademäärä on vuosina 1981–2010 ollut keskimäärin 633 mm. Keväällä sademäärä on ollut keskimäärin 111,9 mm, kesällä 226,5 mm (kuva 4) ja syksyllä 163,7 mm.



Kuva 4 Kesäkuukausien sademäärä ja ja ilman lämpötila ($^{\circ}\text{C}$) Kuopion Maaningan mittausasemalta (Ilmatieteenlaitos 2019)

Talvella lumena sataa keskimäärin 130,9 mm (Pirinen et. al. 2012, Ilmatieteenlaitos 2019). Keskimäärin maaliskuulle sijoittuva lumen maksimisyvyys vaihtelee 24 ja 97 cm välillä 57 cm keskiarvolla (kuva 5). Jääpeiteaika vuosina 1961–2000 Kuopion Kallavedellä on ollut keskimäärin 163 päivää (Korhonen 2005).



Kuva 5 Lumen syvyys 15.3. ja 31.3. sekä lumipeitepäivien lukumäärä vuosina 1981–2010. (ilmatiiteenlaitos 2019)

Boreaalin vyöhyke eli pohjoinen havumetsävyöhyke (taiga) on kasvillisuusvyöhyke, jonka perustana on ympäri pohjoisen pallonpuoliskon ulottuvat havumetsäalueet (Ahti et. al. 1968). Tämän tutkimuksen tutkimusalue kuuluu keskiboreaaliseen vyöhykkeeseen (Ahti et. al. 1968, Peel et. al. 2007). Alueen kasvillisuuteen kuuluu myös lehtomaisia piirteitä, joissa puusto on kuitenkin kuusipainotteista (Kuusipalo 1996). Pohjois-Savosta tätä lehtovaltaista kasvillisuutta ei enää tavata idän tai pohjoisen suunnalla. Kuopion lehtomaisilla alueilla tavataan monia ravinteiden suhteen vaateliaita kasveja (Pulkinen 2003). Karummat männiköt sijaitsevat mäkien, harjujen ja louhikoiden läheisyydessä. Kaskaamisen jäljiltä maisemassa näkyy edelleen koivuvaltaisia alueita ja metsälehmukset ovat perua viimeisen jääkauden jälkeiseltä lämpimältä jaksolta (Ilaskari et. al. 1999). Suotyypeistä Kuopion seudulta löytyy niin etelälle tyypillisiä keidassoita kuin pohjoiselle tyypillisiä aapasoita (Ilaskari et. al. 1999, Pulkinen 2003).

3.1.4 Ihmistoiminta tutkimusalueella

Näytteenottopisteiden lähiympäristössä on harjoitettu monenlaista teollisuustoimintaa sekä toteutettu lukuisia erilaisia rakennushankkeita. Savon Sellun kartonkitehdas perustettiin Sorsasaloon vuonna 1968 ja tehtaan jäte- ja prosessivesiä on laskettu näytteen Kalla3 läheisyyteen. Sorsasalossa toimii lisäksi useita eri alojen pieniä ja keskisuuria yrityksiä sekä ravirata.

Kallansillat rakennettiin alun perin vuonna 1902 ja ensimmäinen perusparannus ja remontti valmistuivat 18.9.1965 (Nurmi 2014). Kallansilloilla on kulkenut kaksikaistainen moottoritie vuodesta 1965 sekä Savon radan junaraiteet. Silta-alueita remontoitiin perusteellisesti vuosina 2009–2014 (Nurmi 2014). Vuoden 2009–2014 remontin aikana siltoja, perustuksia ja lähiympäristöä muokattiin merkittävästi. Rakentaminen, betoni-, asfaltointi-, ja kiskotyöt, ruoppaus, pohjantäyttö, sekä silta-aukkojen sulkeminen kestivät yhteensä noin viisi vuotta.

Liikenneviraston raportin (Nurmi 2014) mukaan tiestöä muokattiin kaikkiaan kuuden km:n matkalta ja rautatietä 1,6 km:n matkalta. Taulukossa 1 esitettyä hankkeen määrätiedot materiaalien ja maamassojen osalta. Lisäksi työmaa-alueelta poistettiin puustoa 3 500 m³.

Taulukko 1 Kallansiltojen hankkeen määrätiedot (Nurmi 2014)

Hankkeen määrätiedot:

Massa/suorite	Määrä	Massa/suorite	Määrä
Uutta moottoritietä	6 km	Betonia	23 000 m ³
Parannettuja rampeja	6,3 km	Betoniterästä	3,4 milj. kg
Rinnakkaistietä	7,1 km	Asfalttipäällystettä	2 x 250 000 m ³
Uutta rataa	1,65 km	Siltakansia	21 000 m ³
Uusia siltoja	19 kpl	Nurmiverhoilua	350 000 m ³
Korjattavia siltoja	9 kpl	Kuivatusrakenteita	> 8 km hulevesiputkia
Purettavia siltoja	8 kpl	Kuivatusrakenteita	> 300 kaivoa
Louhetta	2,3 milj. m ³ 450 000	Teräskateita	28,5 km
Kaivua maaleikkauksesta	m ³	Betonisia melukaiteita	3 km
Vedenalaista kaivua	30 000 m ³	Tele- ja sähkösuojaputkia	28 km

Kallansiltojen yli ja jääsorminäytteenottopisteiden välittömässä läheisyydessä kulkee vilkkaasti liikennöity moottoritie, valtatie 5. Pohjois-Savon ELY-keskuksen keräämien tilastojen mukaan vuonna 2011 vuotuinen liikennemäärä Kallansilloilla oli keskimäärin 31 651 ajoneuvolla tehtyä ajoa vuorokaudessa (Pohjois-Savon ELY-keskus 2011). Määrästä raskaan liikenteen osuus on 1 700 ajoneuvoa (Pohjois-Savon ELY-keskus 2011).

Pohjois-Kallaveden Iisalmen vesistöreitien alueella harjoitettu maa- ja metsätalous kuormittavat entisestään luontaisesti ravinteikasta vesistöä (Laakso et. al. 2015,

Tammelin et. al. 2017). Kuopion kaupungin hulevedet sekä Kallansiltojen ja Sorsasalons hulevedet lasketaan näytepisteiden lähialueille.

Neulalahden ja Savilahden rantamille perustettiin 1930- ja 1940-luvuilla puolustusvoimien toimintoja sekä niitä tukevaa yritystoimintaa (Itkonen ja Vesterinen 2019). Valtaosa näistä toiminnoista ajettiin alas 1980-luvun alkuun mennessä (Itkonen ja Vesterinen 2019).

3.2 Näytteenotto: Kallansillat 7.3.2017

Tutkimus perustuu kolmeen vuonna 2017 otettuun sedimenttinäytteeseen. Kallansiltojen kohdalta itään päin otettiin kolmen näytteen sarja jääsormimenetelmällä 6,5 metrin, 11,10 metrin ja 25 metrin syvyyksiltä (kuva 2). Nämä näytteet otettiin Kuopion kaupungin pohjoispuolelta, Kallansiltojen itäpuolelta Kelloselältä. Kalla1:n ja Kalla2:n etäisyys toisistaan oli 260 metriä, Kalla2:n ja Kalla3:n etäisyys 603 metriä ja Kalla1:n ja Kalla3:n 861 metriä.

3.2.1 Näytepisteet

Näytepiste 1. Kalla1-jääsorminäyte otettiin 6,5 metrin syvyydestä ($62^{\circ} 57.035'N$ ja $27^{\circ} 40.846'E$). Syvyysvaihtelut olivat huomattavan suuria jo muutaman metrin matkalla. Näytteenottokohdassa sedimentti oli pehmeää ja kerrallista. Jääsormeaa pidettiin jäädytyksessä 20 minuuttia ja tämä aika riitti hyvään jäädytystulokseen eli jääsormen ympärille tarttui riittävän paksu kerros sedimenttiä. Jääsorminäytteen Kalla1 pituus oli 98 cm.

Näytepiste 2. Kalla2-näytepisteellä ($62^{\circ} 56.966'N$ ja $27^{\circ} 41.115'E$) veden syvyys oli 11,10 metriä. Sedimentti oli tässä näytepisteessä selkeästi orgaanisempaa kuin Kalla1:ssä. 20 minuutin jäädytysaika oli liian lyhyt ja näytteestä tuli todella ohut. Näytteessä havaittiin lustorakenteita silmämääräisen tarkastelun perusteella. Jääsorminäytteen Kalla2 pituus oli 68 cm.

Näytepiste 3. Kalla3-näytepisteellä ($62^{\circ} 56.704'N$ ja $27^{\circ} 41.553'E$) veden syvyys oli 25,87 metriä. Myös Kalla3:n sedimentti oli orgaanisemman oloista kuin Kalla1:n, mutta ei niin orgaanista kuin Kalla2:n. Jääsorminäytteen Kalla3 pituus oli 62 cm.

Kaikissa kolmessa näytteessä pintaosien aivan ylin osa, 2–3 cm kerros, koostui pelkästään jäästä, joten kaikki näytteet saatiin otettua sopivalta syvyydeltä siten, että vesi-sedimentti rajapinta tuli näytteeseen mukaan

3.2.2 Jääsormimenetelmä

Tutkimuksessa käytettiin 1970-luvulla kehitettyä jääsormitekniikkaa (Zolitschka et. al. 2015), joka tuli laajemmin käyttöön Suomessa Matti Saarniston toimesta vuonna 1975 (Saarnisto 1975). Jääsormitekniikka tarkoittaa järven pohjasedimentin jäädyttämistä metallikiilan ympärille. Metallikiila täytetään hiilihappojäällä, joka on noin -78°C lämpöistä. Jäätymistä tehostamaan jääsormeen lisätään etanolia. Jääsormitekniikan suurin etu verrattuna muihin tekniikoihin on, että myös kaikkein löyhin pintakerros pysyy häiriintymättömänä näytettä ottaessa.

Jäähän sahatusta avannosta mitataan aluksi tarkka veden syvyys. Jääsorminäytteen köyteen merkitään vedensyvyys siten, että jääkiilan pituus on huomioitu ja näin jääsormi voidaan laskea haluttuun syvyyteen. Jääsormi lasketaan pohjan tuntumaan, johon se pysäytetään hetkeksi, jotta kiilan pyöriminen ja muu liike loppuu. Tämän jälkeen kokonaispituudeltaan metrin mittaisen jääkiilan annetaan upota oman painonsa ja noin parin metrin pudotusvauhdin avulla niin syväälle, kuin se menee. Jääsormi uppoaa sedimenttiin yleensä noin 80 cm matkalta tai vähän alle, riippuen sedimentin koostumuksesta. Mikäli näytteenotin uppoaa enemmän kuin siinä on jäädyttävää pintaa, menetetään näytteen pintaosa.

Jäätymisaika vaihtelee veden lämpötilan sekä erityisesti sedimentin koostumuksen mukaan. Sopiva jäädytysaika näytteelle on yleensä noin 20 minuuttia. Sedimenttirakenteet saattavat hiukan taipua jääsormikiilaa laskettaessa tai liikkua hiukan jäädyttämisprosessin aikana, mutta näyte saadaan löyhästäkin sedimentistä melko häiriintymättömänä.

Kun näyte nostetaan pintaan, se kääritään tuorekelmuun ja folioon suojaan valolta ja kuivumiselta. Kuljetuksen aikaista suojaa antavan neopreenimuovin ja näytteen väliin sekä näytteen sisään voidaan vielä laittaa hiilihappojäätä pitämään näyte jäässä niin kauan, että se saadaan pakastimeen. Näyte säilyy pakastimessa pitkään ja tässä tutkimuksessa käytettyjen näytteiden säilytysaika on ollut noin kaksi vuotta. Kuvassa 7

jääsorminäytteen Kalla3 käsittelyvaihe, jossa pintaa on puhdistettu puukolla valokuvausta varten. Samalla tehdään silmämääräiset havainnot näytteen väristä, rakenteesta ja koostumuksesta.



Kuva 6 Jääsorminäytteen Kalla3 käsittely aloitettiin tasoittamalla pinta puukolla.

Näytteenotto pyritään suorittamaan talvella, sillä jäänpinnalla työskentely sujuu huomattavasti helpommin kuin avoveden aikaan. Pitkät näytteet eivät mahdu kylmälaukkuun, joten kesällä niiden väliaikaisvarastointi ja kuljettaminen eivät välttämättä onnistu. Lisäksi avoveden aikaan aallokko usein häiritsee työskentelyä. Veneen ankkuroiminen paikoilleen riittävän pitkäksi aikaa on myös haasteellista, sillä köysi tai vaijeri, jolla jääsormi lasketaan pohjaan, tulee pysyä tiukalla ja paikoillaan koko jäädytyksen ajan.

3.2.3 Jääsorminäytteiden valokuvaus

Ennen näytteen valokuvaamista sen pinta puhdistettiin ja tasoitettiin puukolla hioen, sillä tasainen pinta on edellytys riittävän tarkkojen valokuvien saamiseksi. Käsittelemättömän näytteen pinta on yleensä hieman rosoinen ja jäähilepeitteinen. Näytteet kuvattiin järjestelmäkameran manuaaliasetuksilla. Jokainen kuva tarkennettiin erikseen ja sopivan valaistuksen saamiseksi käytettiin kahta apusalamaa. Näyte asetettiin pyörillä varustetulle metallikiskolle, jotta sitä pystyi siirtämään ilman että kuvattavan kohdan linja muuttuisi. Kameraa pidettiin jalustalla kuvaamisen ajan ja näin saatiin vakiona pysyvä tasainen etäisyys näytteeseen. Jääsorminäytteet ovat muodoltaan kiilamaisia, hieman kaltevia, joten näyte pyrittiin saamaan mahdollisimman tasaiseksi kiskolle tukemalla kiilan ohuempaa päätä ylöspäin.

3.2.4 Osanäytteiden otto

XRF-analyysia varten näytteet sahattiin 10 cm pituisiksi ja 2 cm leveiksi kappaleiksi siten, että perättäiset näytteet limittyvät 2 cm matkalta. Sahaaminen aloitettiin perinteisellä rautasahalla. Ohuella terällä sahattaessa näytteistä on haastavaa saada suoria ja näyte alkaa myös sulaa melko nopeasti hitaan työskentelyn myötä. Suurempihampaisella, puutavaran sahaamiseen suunnitellulla terällä sahattaessa on taas vaarana näytteen halkeilu tai katkeaminen ja toisaalta terän nopea tylsyminen. Mitä paksumpi ja paremmin jäätyneenä näyte on, sitä varmemmin siitä saa sahattua ehjät osanäytteet. Lopulta tutkimuksessa päädyttiin käyttämään rautasahaa hieman suurempihampaisempaa, metallin leikkaamiseen suunniteltua pistosahanterää, jolla näytteiden sahaaminen oli huomattavasti kätevämpää ja nopeampaa ilman halkeamisen riskiä. Pistosahanterän voi kiinnittää kaarettomaan rautasahanterän pidikkeeseen, jolloin sahaaminen on myös tarkkaa.

Raekokoanalyysia ja hehikutushäviötä varten jääsorminäytteistä otettiin erilliset osanäytteet yhtä lustovuotta edustavasta kohdasta. Vesipitoista jääsorminäytettä kaavittiin osanäytettä varten 10 grammaa.

Molemmista jääsorminäytteistä otettiin lisäksi erilliset viittä lustoa edustavat osanäytteet, joita käytettiin lustorakenteen arvioimisessa. Myös nämä osanäytteet otettiin kaapimalla vesipitoista näytettä 10 grammaa.

3.3 Perusanalyysit ja osanäytteiden käsittely

Tässä työssä sedimentin koostumuksen ja ominaisuuksien tutkimiseen käytettiin perusanalyysieja, joihin lukeutuvat magneettinen susceptibiliteetti, hehikutushäviö ja raekokoanalyysi.

3.3.1 Magneettinen susceptibiliteetti

Magneettinen susceptibiliteetti kuvaa materiaalin kykyä magneetoitua ja siksi susceptibiliteettimittauksen perusteella pystytään arvioimaan näytteen sisältämien magneettisten mineraalien suhteellista määrää (Dearing 1994). Magneettisen susceptibiliteetin mittausta tehtiin Bartington MS2-sensorilla.

Suuret upokkaat merkittiin ja punnittiin, ja punnitut, jäiset ja märät osanäytteet kuivattiin ensin 105°C lämpötilassa, 24 tuntia. Kuivauksen jälkeen näytteet punnitiin uudelleen. Kuivat osanäytteet siirrettiin yksi kerrallaan huumareeseen murskattavaksi. Murskattu näyte siirrettiin paleomagneettisissa tutkimuksissa käytettäviin muovikuutioihin magneettisen susceptibiliteetin mittaamiseksi.

Aluksi Bartington MS2-laite kalibroitiin lähes kokonaan magnetiitista (Fe_3O_4) koostuvalla kalibrintinäytteellä. Kun lukema on riittävän lähellä kalibraationäytteen arvoa 300, voidaan mittaukset aloittaa. Näytteet mitattiin ottamalla ensin lukema ilmasta, sitten näytteen lukema ja sitten taas ilmalukema. Lopullinen susceptibiliteetti laskettiin kaavalla

$$\kappa - (\text{ilma1 } \kappa + \text{ilma2 } \kappa) / 2.$$

Laite kalibroitiin aina 20 osanäytteen välein, jotta mittauksissa säilyisi riittävä tarkkuus (Dearing 1994). Laite käynnistettiin tuntia ennen mittausten suorittamista, jotta lämpötilan muutos ei vaikuttaisi mittaustuloksiin. Mittauksessa käytettiin pitkää, noin 11 sekunnin mittausaikaa ja matalaa (low frequency) asetusta.

3.3.2 Hehkutushäviö (LOI)

Hehkutushäviön määrittämisen avulla osanäytteistä saatiin mitattua mineraaliaineksen ja orgaanisen aineksen määräsuhteita (Dean 1974). Jääsorminäytteestä erotettiin 10 gramman painoiset osanäytteet jokaisen lustoksi tulkitun osan kohdalta.

Kuivatuista osanäytteistä siirrettiin 1 gramma pieniin, punnittuihin ja merkittyihin upokkaisiin ja hehkutettiin uunissa 550°C:ssa kaksi tuntia. Hehkutuksen jälkeen uuni sammutettiin ja uunin annettiin jäähtyä yön yli luukku kiinni. Näytteet punnittiin ja tuloksista laskettiin painoerojen perusteella näytteen sisältämä prosentuaalinen orgaanisen aineksen määrä. Orgaanisen aineksen perusteella taas laskettiin prosentuaalinen mineraaliaineksen määrä.

Orgaaninen aines hapettuu hiilidioksidiksi ja tuhkaksi 500–550°C lämpötilassa. Näin pystytään määrittelemään orgaanisen aineksen painoprosentti. Tutkimusalueen kallioperä ei sisällä kalsiumkarbonaattia (CaCO_3) (Lukkarinen 2008), joten sen poistamiseksi ei tarvita 950°C jatkokäsittelylämpötilaa.

3.3.3 Raekokoanalyysi

Raekokoanalyysin perusteella määritellään näytteen raekokojakauma ja raekoon perusteella voidaan määrittää maalaji.

Magneettisen susceptibiliteetin mittaamisen jälkeen kuivat osananäytteet käsiteltiin raekokoanalyysia varten. Raekokoanalyysiin tarvitaan vähintään viisi grammaa näytettä, joten riittävän määrän saamiseksi neljä osanäytettä yhdistettiin. Pintaosista ei saatu näytteitä raekokoanalyysiä varten, sillä aines oli niin vesipitoista, että viittä grammaa ei saatu Kalla1:stä eikä Kalla3:sta koottua.

105°C:ssa kuivattu, huumareessa murskattu näyteaines sisältää jonkin verran orgaanista ainesta, joka poistettiin sedimentologian harjoitustyöohjeessa esitetyn ohjeen mukaisesti (Varjo 2012) märkäpoltolla käyttäen vetyperoksidia (H_2O_2). Neljä osanäytettä yhdistettiin aina yhteen 100ml dekanteriin ja päälle kaadettiin 20ml tislattua vettä ja 10ml noin 35 prosentin vahvuista vetyperoksidia. Vetyperoksidia lisättiin niin kauan, että näytteet eivät enää kuohuneet. Näytteitä sekoitettiin lasisauvalla tasaisin väliajoin reaktion edistämiseksi. Näytteet siirrettiin vesihauteeseen, jonka lämpötilaa nostettiin tasaisesti aina 80°C saakka reaktion kiihdyttämiseksi. Kun reaktio eli näytteen kupliminen lakkasi 80°C lämpötilassa, oli orgaaninen aines poistunut ja jäljellä jäi vain mineraaliainesta.

Käsitellyt näytteet analysoitiin röntgensäteilyn absorbtioon perustuvalla Micromeritics SediGraph III Plus -laitteella. Kalla1:n ja Kalla3:n muodostivat yhteensä 18 neljän osanäytteen yhdistelmää, joista raekoko määritettiin käyttöohjekirjan (Micromeritics SediGraph III Plus Operator Manual V1.01 10/2014) ohjeiden mukaisesti.

Taulukko 2 Raekokoanalyysi tehtiin jääsorminäytteistä Kalla1 ja Kalla3 yhdistäen neljää vuotta edustavat osanäytteet. Esitystapaa varten neljän osanäytteen keskiarvot on muutettu tasavuosisiksi.

Kalla1		Kalla3	
Esitetty Keskiarvo	Yhdistettyjen osanäytteiden vuodet	Esitetty Keskiarvo	Yhdistettyjen osanäytteiden vuodet
1974	1972–1975		
1978	1976–1979		
1982	1980–1984	1982	1980–1984
1986	1985–1988	1986	1985–1988
1990	1989–1992	1990	1989–1992
1994	1993–1996	1994	1993–1996
1998	1997–2001	1998	1997–2001
2002	2001–2004	2002	2001–2004
2006	2005–2008	2006	2005–2008
2010	2009–2012	2010	2009–2012

3.3.4 Asetonikuivausmenetelmä

Alkuperäinen suunnitelma oli käsitellä jääsorminäytteet asetonikuivausmenetelmällä (Lamoureux 1994, Tiljander et. al. 2003) ja tätä varten Kalla1:stä ehdittiin sahata kaikki osanäytteet. Jääsorminäytteestä sahatut osanäytteet käärittiin sideharsoon ja upotettiin muoviseen pakasterasiaan, joka täytettiin teollisuuslaatuisella asetonilla. Näyterasioita säilytettiin pakkasessa ja näin osanäyte pysyi jäässä ja osanäytteen sisältämä vesi liukeni asetoniin. Asetoni vaihdettiin kahdeksan kertaa ja tämän jälkeen vielä kaksi viimeistä vaihtoa tehtiin huippulaatuisella asetonilla (vesipitoisuus <0,1 %). Asetonivaihtojen jälkeen näytteet imeytettiin Spurr-epoksiin. Epoksimassa vaihdettiin kuusi kertaa kolmen vuorokauden aikana, jotta se imeytyisi tasaisesti näytteisiin. Näytteitä kovetettiin uunissa 60 asteen lämpötilassa 48 tuntia.

Epoksi on myrkyllistä, lisää tutkimuksen kustannuksia ja tuottaa myrkyllisiä jätteitä, jotka tulee käsitellä ja hävittää asianmukaisesti. Siksi loput näytteet päätettiin käsitellä pakastekuivausmenetelmällä (Kemp et. al. 2001).

3.3.5. Pakastekuivaus ja epoksi-imeytys

Pakastekuivauksessa näyte kuivataan -60°C :ssa ja alipaineessa 24–36 tuntia. Tämän tutkimuksen näytteet olivat sen verran paksuja, että kuivatusaikaa päätettiin jatkaa 36 tuntiin. Mikäli osanäytteeseen jää sisäosiin vettä tai jäätä, kuten yhden osanäytteen kohdalla havaittiin, saattaa Araldiitin imeytyksessä tulla ongelmia. Yksi osanäyte putosi maahan pakastekuivauksen jälkeen ja sen sisus oli hiukan jäinen. Uusi osanäyte sahattiin jääsorminäytteestä ja kuivattiin 48 tunnin ajan.

Pakastekuivausta varten osanäytteet asetettiin folioastioihin ja siirrettiin pakastekuivaimeen. Kuivauksen aikana näytteet halkeilivat ja muutama osanäyte rikkoutui hieman, mutta ne pystyttiin kuitenkin käsittelemään. Parhaiten kuivauksessa onnistuivat jääsorminäytteistä Kalla1 ja Kalla3 otetut osanäytteet. Kalla2:n näytteet hajosivat kuivauksessa täysin ja siksi niitä ei imeytetty epoksiin eikä analysoitu. Näytteiden käsittelynaikaisen häiriintymisen katsottiin johtuvan osanäytteiden ominaisuuksista, joten uusia näyteitä ei otettu, sillä lopputulos olisi ollut todennäköisesti saman kaltainen.

Pakastekuivauksen jälkeen ehjät näytteet imeytettiin Araldite 2020-epoksimuovilla. Araldiitti on kaksikomponenttiliimaa, joka kuivuttuaan kovettuu ja pysyy läpinäkyvänä, mikäli näytteen materiaali ei ole sekoittunut siihen. Vetokaapissa Araldiittia sekoitettiin kahdesta komponentista, liima ja kovetin yhdistettiin suhteella 70 grammaa liimaa ja 21 grammaa kovetinta. Huolellisesti sekoitettu juokseva epoksi lisättiin pipetillä foliomuotissa olevan näytteen pohjalle varovasti niin, että Araldiitti alkoi imeytyä osanäytteeseen sen sivuilta ja pohjasta. Imeytymistä tehostettiin pitämällä näytettä noin 200mBar alipaineessa epoksin lisäyksien välissä. Araldiittia lisättiin tasaisesti, kunnes osanäytteen väri oli muuttunut kokonaan tummaksi, sillä kuivassa näytteessä Araldiitin imeytyminen näkyy selkeästi värimuutoksena. Imeytyksen jälkeen näytteiden annettiin kovettua vähintään vuorokausi. Tämän jälkeen näytteet hiottiin tasaisiksi ainakin yhdeltä sivulta XRF-analyysia varten. Hionta tehtiin Struers TegraPol -hiomalaitteella, käytetty hiomalevyn karkeusaste oli M34 ja pyörimisnopeus 140rpm. Näytteisiin kaiverrettiin sen numero, osanäyttenumero sekä pinnan suunta kaivertimella.

3.4 Sedimentin osanäytteiden röntgenkuvaus

Araldiittiin imeytetyt näytteet olivat niin tummia, ettei lustolaskuja pystytty tekemään mikroskoopilla luotettavasti. Sen sijaan lustolaskujen apuna käytettiin röntgenkuvia, jotka otettiin Turun yliopiston geologian osaston Soredex-merkkisellä Mamex mammografilla.

Mittauksissa käytetty virta eli sähkön määrä oli 10,0 mAs, jännite oli 20 kV, s/dose oli 1,00, focus 0,1 ja näytettä säteilytettiin kymmenen kertaa eli kaikkiaan kymmenen sekunnin ajan. Filminä käytettiin Agfa structurix D7/DW 9x12 cm filmiä.

Röntgenkuvien käyttö perustuu kuvattavan materiaalin tiheyseroihin eli näytteeseen kohdistettua röntgensäteilyä päätyy filmille saakka erisuuruiset määrät näytteen eri kohdissa (Bouma 1969). Mitä orgaanisempaa tai ohuempi näyte on, sitä tummempana se näkyy röntgenkuvassa. Vastaavasti tiheämpi materiaali näkyy vaaleamman sävyisenä varjona röntgenfilmillä (Bouma 1969).

Kullekin filmille mahtui neljä osanäytettä ja näytteet kuvattiin neljässä erässä, jolloin kaikkiaan 16 osanäytettä saatiin kuvattua. Kuvat kehitettiin pimiössä kastamalla ne ensin lämpötilasta (18–22°C) riippuen 4–6 minuuttia kehiteliuksessa, huuhdottiin vedellä kaksi minuuttia ja liotettiin kiinnitteessä 10 minuuttia 30 sekunnin välein sekoittaen.

Röntgenkuvat oli tarkoitus skannata pöytäskannerilla, mutta kelvollisia kuvia ei saatu kahdella eri skannerilla, joten röntgenkuvat digitoitiin valokuvaamalla. Alustana käytettiin valopöytää, jonka avulla valoa saatiin alhaalta riittävästi. Tummansävyiset röntgenfilmit saivat riittävästi valoa, kun apusalamavalot kytkettiin päälle. Valaistuksena käytettiin apusalamavalojen lisäksi loisteputkivaloa sekä pöytälamppua.

Röntgenkuvista otettuja valokuvia käsiteltiin Photoshop-ohjelmalla. Kuvat muutettiin harmaasävykuviksi jatkokäsittelyn helpottamiseksi. Harmaasävykuvista pyrittiin saamaan mahdollisimman teräviä ja kontrasteiltaan selkeitä. Parhaaseen lopputulokseen päästiin käyttämällä ensin ohjelmiston automaattikontrastitoimintoa ja tämän jälkeen vielä lisäämällä kontrastia manuaalisesti. Kuvan käsittelyssä kuitenkin pyrittiin siihen, ettei informaatiota menetetä puhki palamisen myötä eli kuvia pyrittiin säätämään siten, ettei kuvan harmaasävyarvot saavuttaneet arvoja 0 tai 255 missään kohdassa. Kaikkien kuvien osalta tämä ei ollut mahdollista sedimentin tiheys- ja koostumuserojen vuoksi.

Tällöin paksujen erittäin mineraalipitoisten kerrosten annettiin palaa puhki, jotta orgaanisemmat kerrokset, joissa rakenteellista vaihtelua tapahtui, erottuisivat selkeämmin.

Kuvat eivät ole vertailukelpoisia keskenään, sillä jokaisen kuvan sävyjä säädettiin erikseen. Näin tehtiin, koska eri osanäytteiden tiheydet vaihtelivat suuresti ja digitaalinen kuva-analyysi ei ollut tavoitteena, vaan saada kuvista esille mahdollisimman selkeästi erottuvat lustorakenteet.

Lustolaskut tehtiin ImageJ-ohjelmistolla harmaasävykuvista käyttämällä ohjelmiston mittaustyökalua. Röntgenkuvista kuvankäsittelyllä saadun selkeän kontrastin myötä lustolaskut pystyttiin suorittamaan tarkasti. Mittauksen avuksi laadittu mittakaava kuvaan saatiin käyttämällä työntömittaa, jolla pystyttiin mittaamaan millin kymmenesosan tarkkuudella röntgenkuvissa käytetty kontrastiapulevy, jonka leveys oli 6,810 cm. Kun ohjelmistolle on ilmoitettu tämä kontrastiapulevyn mitta, ohjelmisto laskee sen pituuden pikseleinä. Pikselien suhdeluvuksi asetetaan 1 ja halutuksi mittayksiköksi millimetrit. Jokainen lustorakenteeksi tulkittu osanäytteen osa mitattiin ohjelmiston mittaustyökalulla. Röntgenkuvasta näkyi selkeästi, miten näytteen rakenne oli taipunut ja valtaosa lustoista oli vinossa. Siksi mittausta tehtiin myös vinosti niin, että lusto mitattiin kohtisuoraan luston rakenteeseen nähden ja näytteen kokonaispituus pysyi samana kuin alkuperäinen jääsorminäyte. Mittaustulokset tallennettiin .CSV-muodossa ja muokattiin muistio-ohjelman ja Microsoft:n Excel-ohjelman avulla kuvaajiksi.

Lustot laskettiin röntgenkuvista kolmeen kertaan molemmista näytteistä ja näiden kolmen laskukerran pohjalta tehtiin virhemarginaalilaskelmat. Kolmen laskukerran keskiarvoista saatiin kokonaiskeskiarvo, johon pienintä ja suurinta tulosta verrattiin. Näin saadaan laskettua virhemarginaalin ylä- ja alaraja sekä vuosina että prosentteina. Laskutoimitukset tehtiin koko näytteelle sekä osanäytteille huomioiden 2 cm alku- ja loppupään päällekkäisyys.

3.5 Mikro-XRF-analyysi

Näytteet analysoitiin mikro-röntgenfluoresenssimenetelmällä (mikro-XRF) Bruker M4 Tornado mikro-XRF-laitteella, joka on varustettu kahdella SD (silicon drift) detektorilla.

Mikro-XRF analyysi on näytettä tuhoamaton menetelmä, jonka avulla saadaan laadittua alkuainekartat ja mitattua alkuaineiden intensiteettien vaihtelua näytteistä. Mikro-XRF-menetelmän etuna on kapillaarilinssin tuoma pieni mitta-alue, joka mahdollistaa lyhyen mitta-ajan. Sen myötä viiva-analyysin ja alkuainekartan laatiminen on suhteellisen nopeaa verrattuna muihin röntgensäteilyä hyödyntäviin analyysimenetelmiin. Ennen mittauksia molemmat detektorit kalibroitiin Zr-standardilla. Alkuainekarttoja tehdessä mitta-ajaksi valittiin 20 ms/piste ja pisteiden väliseksi etäisyydeksi 50 mikrometriä. Bruker M4 Tornadolla näytteitä analysoidessa putken tuottama energia oli 50kV ja virta 600 μ A. Näiden asetusten myötä saavutettiin riittävä resoluutio suhteessa mittaukseen kuluvaan aikaan ja näytteen rakenteiden paksuuteen. Bruker tornado M4 -mikro-XRF-analysointilaitteen röntgenputken anodimateriaali on rodium (Rh) järjestysluvultaan 45 ja K α -energialtaan 20,216 ja L α -energialtaan 2,697.

Tyypillisesti XRF-laitteessa säteilylähteenä on röntgenputki. Röntgenputkessa hehkulankakatotodista lähteviä elektroneja kiihdytetään voimakkaassa sähkökentässä. Anodiin törmäävät elektronit luovuttavat törmäyksessä osan energiastaan lämpösäteilyä ja osan lyhytaaltoisena primäärisäteilyä (Haschke 2014). Primäärisäteily koostuu jarrutus säteilystä ja anodimateriaalista riippuen karakteristisesta säteilystä (Haschke 2014).

Röntgenputkesta primäärisäteily ohjataan näytteeseen. Primäärisäteily absorboituu näytteeseen ja virittää näytteen alkuaineiden elektronit (Haschke 2014). Sisintä elektronikuorta eli elektroniorbitaalia kutsutaan k-kuoreksi. Röntgenfluoresenssimenetelmässä pyritään siihen, että spektriin saadaan näkyviin alkuaineiden elektronien säteilyä vastaavat aallonpituudet k-kuorelta (Haschke 2014). Korkeammassa energiatasoissa virittyvät myös l- ja m-kuoret, joiden signaali näkyy spektrissä vaimeampana (Haschke 2014).

Näytteeseen absorboituneen primäärisäteilyn on oltava aina voimakkaampaa, kuin viritettävän elektronin energiataso, jotta kyseisen alkuaineen yksi elektroni poistuu sisemmältä kuorelta ja korvautuu ulomman kuoren elektronilla tuottaen karakteristista röntgensäteilyä eli röntgenfluoresenssisäteilyä (Haschke 2014). Detektoriin kulkeutuvan fluoresenssisäteilyn spektri saadaan mitattua ja jokaisella alkuaineella on sille ominainen spektri, joten alkuaineet pystytään erottamaan toisistaan (Haschke 2014).

Virittyneen elektronin tuottama fluoresenssisäteily absorboituu uudestaan väliaineeseen matkalla detektoriin (Croudace ja Rothwell 2015). Tämän fluoresenssisäteilyn energiatasosta riippuen se saattaa kulkiessaan virittää pienemmän energiataason elektronin ja tämä uusi fluoresenssisäteily kulkeutuu edelleen detektoriin (Haschke 2014). Tämä matriisiefektiksi kutsuttu ilmiö aiheuttaa siis mittausvirheitä, mutta laskennallisilla malleilla tämän virheen pystyy korjaamaan (Weltje et. al. 2015).

Röntgensäteiden aallonpituus on 0,01–10 nanometriä ja tätä vastaava energian määrä on 0,125–125 keV (Haschke 2014). Tässä tutkimuksessa käytettyjen alkuaineiden energiamäärä asettuu tälle välille (Bruker 2015).

Alkuaineiden todellinen esiintyvyys varmistettiin Bruker-ohjelmiston avulla toteamalla kunkin näytteen osalta alkuaineen energiaa vastaavat piikit. Ohjelmiston konvoluutioasetuksen avulla spektrin signaalin energiapiikki saadaan erottumaan taustasta ja näin varmistetaan, että määrittäjä alkuaineille ylittyy. Bruker tornado M4 -laite ei kykene tunnistamaan pieniä, muutaman ppm:n alkuainepitoisuuksia (Bruker 2015).

3.6 Viiva-analyysi

Epoksinäytteiden XRF-datasta tehtiin alkuainekarttakuvien perusteella viiva-analyysi Bruker M4 Tornado:n ohjelmistolla. Viiva-analyysissä käytetyn viivan leveyden voi valita vapaasti. Vertailun vuoksi viiva-analyysia kokeiltiin 1, 5 ja 10 pikselin levyisillä viivoilla ja analyysi päädyttiin tekemään 10 pikselin levyisellä viivalla.

Brukerin ohjelmistolla saatu numeerinen aineisto siirrettiin käsiteltäväksi Microsoft Excel-ohjelmistoon, jolla poistettiin aineistosta visuaalisesti havaitut, halkeamien tuottamat aukot. Alkuainedataa käyttämällä etsittiin aukkojen sijainti ja ne poistettiin datasta käyttäen kloorin (Cl), piin (Si) ja raudan (Fe) dataa. Kun Cl intensiteetissä on piikki ja Si sekä Fe tippuvat, sedimentissä on todennäköisesti reikä, joka on täyttynyt epoksilla. Kaikkien alkuaineiden tippuessa koko näytteessä on reikä, joka on ilmakuplan tai muun kaasun aiheuttama. Jos vain kloori (Cl) ja Fe tippuvat, näytteessä on tiivis mineraalikerros.

3.7 Tausta-aineistot

Tutkimuksen apuna käytettiin runsaasti tausta-aineistoa, joihin muita tutkimustuloksia voitiin verrata. Maaningan Pulkonkoskelta kerätty veden virtausaineisto ladattiin Hertta-

tietokannasta (Suomen ympäristökeskus SYKE 2019). Kevättulvan maksimivirtaama, virtauksen keskiarvo ja kevättulvan kesto ovat hyviä vertauskohtia mineraaliaineksen kerrostumiselle. Sade- lämpötila- ja lumihavainnot ladattiin Ilmatieteenlaitoksen tietokannasta ja nämä tiedot oli kerätty Maaningan mittausasemalta, 30 km päässä Kuopion kaupungista ja Kallansilloista. Pohjan läheisen liukoisen hapen määrää käytettiin vertailuaineistona ja tiedot ladattiin HERTTA-tietokannasta, jääsorminäytepisteiden Kalla1 ja Kalla3 lähistöltä kerätyistä havaintopisteistä.

4 Tulokset

4.1 Sedimenttikuvaus

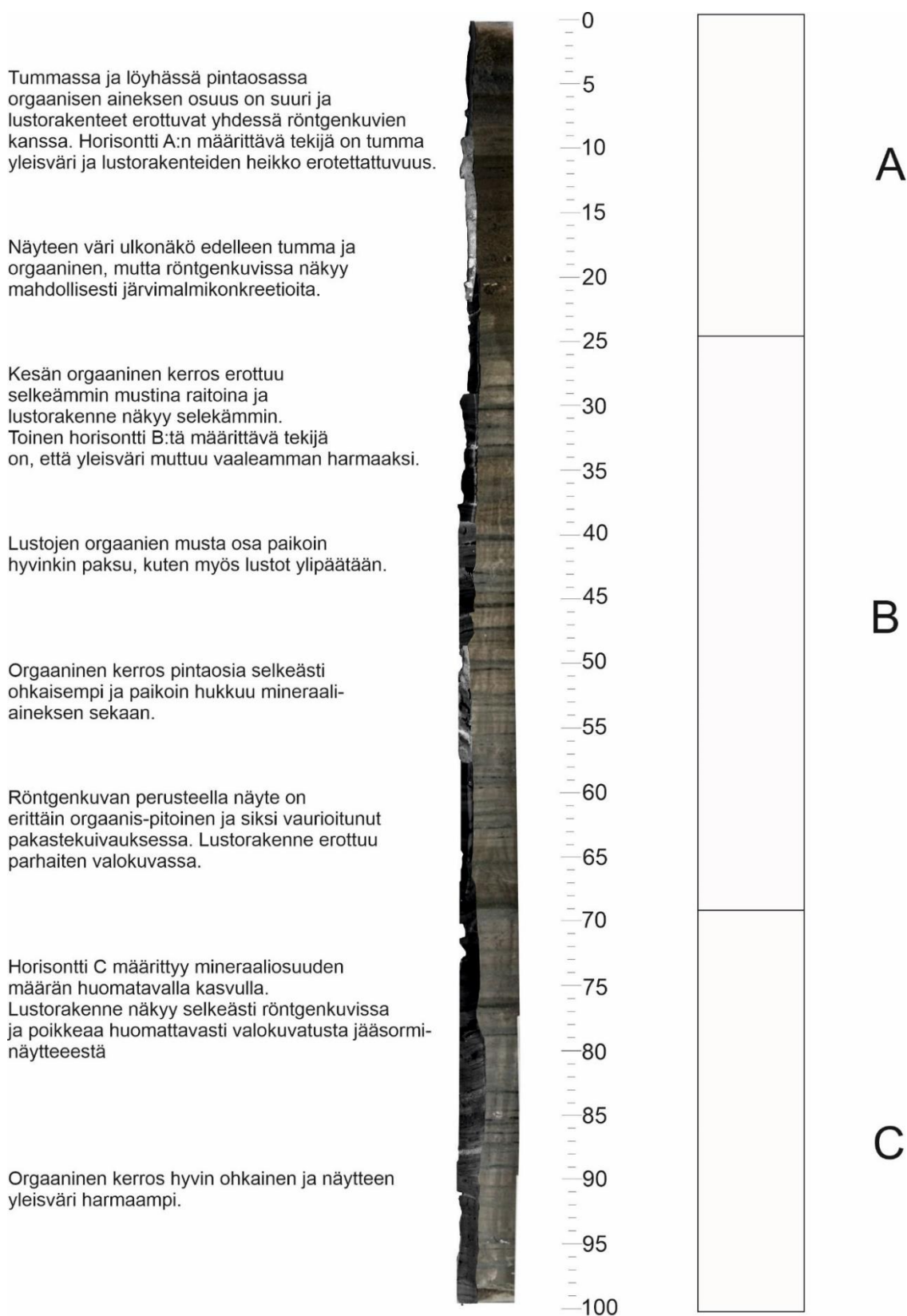
Jääsorminäytteet Kalla1, Kalla2 ja Kalla3 erosivat toisistaan jonkin verran yksityiskohtien osalta, mutta kokonaisuutena näytteissä oli paljon yhtäläisyyksiä (kuvat 8, 9 ja 10). Paksut, harmaat ruskeansävyiset raidat yhdessä ohuempien mustien raitojen kanssa toistuivat molemmissa näytteissä. Raitojen vaihtelu oli tasaista ja pintaosien raidaton alue oli myös samanlainen molemmissa näytteissä. Kalla2 kuvattiin pelkän jääsorminäytteestä otetun valokuvasarjan perusteella.

4.1.1 Kalla1:n sedimenttikuvaus

Jääsorminäyte Kalla1 oli pituudeltaan näytesarjan pisin näyte, yhteensä 98 cm. Näytteessä ei ollut samankaltaista tasaista tummanruskean ja lähes mustien raitojen vaihtelua kuin kahdessa muussa näytteessä. Näytteessä erottui kolme väriltään ja rakenteeltaan eriävää osaa A–C (kuva 8). Näytteessä oli havaittavissa pohjasta pintaan 98–69 cm välillä alue, C-osa, joka on yleisväriltään selkeän harmaa ja sisältää vaaleanruskeita sekä tummanruskeita raitoja, joiden välissä oli lähes mustia ohuita raitoja. 69–25 cm välillä on vaaleamman ruskea alue, B-osa, jonka rakenteessa oli havaittavissa tummia ja vaaleita raitoja. Pinnan tummanruskeasta mustaan vaihteleva, osin raidallinen A-osa välillä 25–0 cm erosi selkeästi muusta näytteestä niin rakenteen kuin värinkin osalta.

Pohjasta pintaan välillä 98–89 cm näytteessä oli havaittavissa savimineraaleista koostuvia 10–15 mm paksuja kerroksia. Näiden kerrosten välissä oli 1–5 mm paksuja, lähes mustia, mahdollisesti orgaanisesta aineksestä koostuvia raitoja. Lisäksi tällä välillä oli 5–10 mm

Jääsorminäytteen Kalla1 sedimenttikuvaus



Kuva 7 Sedimenttikuvaus jääsorminäytteestä Kalla1.

paksuja, harmaita, raekooltaan muita kerroksia karkeampia raitoja. Mustat raidat tällä välillä asettuivat satunnaisen oloisesti joko karkeamman aineksen tai hienomman aineksen rajakohtiin, tai niiden väliin. Mustia raitoja esiintyi 5–20 mm välein.

Vaaleina ja hieman sinertävinä yksittäisinä rakeina sekä orgaanisessa että minerogeenisessä aineksessa näkyi mahdollisesti vivianiittia ($\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$), jonka väri oli muuttunut hapettumisen seurauksena vaalean sinertäväksi. Yleisväriltään sedimentin alin kolmannes oli harmahtavaa. Kerrosten rajapinnat ovat pääosin teräviä, millimetrien kymmenysten luokkaa. Välillä 69–89 cm sedimentin rakenne pysyi hyvin samankaltaisen kuin 89–98 cm välillä. Ainoastaan 80–84 cm välillä ei näkynyt ollenkaan mustia raitoja.

69–59 cm välillä kerrospaksuus pienenee merkittävästi. Mustat raidat yleistyvät ja niiden toistuvuus muuttui jatkuvaksi. Mustien raitojen etäisyys toisistaan tiheni 5 mm väliseksi raitojen paksuuden ollessa 1–2 mm luokkaa. Myös karkeamman ja hienomman aineksen kerrospaksuus muuttuu 3–8 mm välille. Mustan kerroksen jälkeen tulee hienoaineksen kerros, joka muuttuu karkeammaksi ja lopulta tulee taas uusi musta kerros. Yleisväriltään sedimentti alkaa muuttua vaaleammaksi ja ruskeammaksi. Kerrosten kontaktipinnat olivat edelleen erotettavissa, mutta sekoittuvat enemmän kuin 98–69 cm välillä. Kontaktipinnan paksuus oli noin 1–2 mm.

59–49 cm välillä ruskean hienomman aineksen kerrospaksuus kasvaa ja oli enimmillään noin 15 mm. Kerrosten välillä voi havaita selkeästi tummemman ja vaaleamman ruskeita raitoja. Kerrosten yleisväri alkoi muuttua harmaasta ruskeammaksi noin 53 cm kohdalla. Kerrosten kontaktipinnat muuttuivat hiukan terävämmiksi ja olivat alle 1 mm luokkaa.

49–29 cm välillä mustat raidat paksuuntuivat selkeästi ja muuttuivat väriltään mustasta tumman ruskeiksi. Mustat ja tumman ruskeat raidat myös sekoittuvat hiukan karkeamman aineksen kanssa. 40–34 cm välillä mustia tai tummanruskeita raitoja ei havaittu ollenkaan. Kerrosten kontaktipinnat ovat sekoittuneet ja paksuus on noin 1–3 mm.

29–19 cm matkalla näytteen koostumus ja rakenne alkoivat muuttua merkittävästi. Näytteen yleisväri muuttui tumman ruskeaksi, koostumus selkeästi karkeaksi ja kerroksellinen rakenne hävisi. Näytteessä näkyi muutamia mustia, pyöreän ja kulmikkaan muotoisia rakeita, joista suurimman halkaisija oli 8 mm luokkaa ja keskimääräinen koko 1–3 mm luokkaa. Nämä rakeet erottuvat selkeästi jääsorminäytteen valokuvasta. Matriksi koostuu homogeenisestä tummanruskeasta hienoaineksesta. 28,5 cm, 27 cm, 23 cm ja 20

cm kohdilla voidaan erottaa noin 2–3 mm paksuja tummanruskeita raitoja, 29 cm ja 27,5 cm välillä, tummien raitojen erottamana oli vaaleampi ja mahdollisesti savimineraaleista koostuva kerros. 27–23,5 cm välinen aines oli tummemman ruskeaa, homogeenistä ja mahdollisesti orgaanisempaa.

19–9 cm matkalla sedimentin yleisväri pysyi tummanruskeana. Koostumus ja rakenne vaihtelivat merkittävästi 19–14 cm välin karkearakeisesta koostumuksesta 14–9 cm:n kerrokselliseen rakenteeseen. 19–14 cm välillä sedimentti koostui lähes yksinomaan rakeisesta materiaalista. Vaalean ruskeat, tumman ruskeat, mustat ja harmaansävyiset rakeet muodostavat suurimman osan sedimentistä. Mustat rakeet olivat tummempia kuin mustat raidat. 19–14 välillä oli kaksi heikosti erottuvaa, noin 10 mm paksuista mustaa raitaa, jotka olivat sekoittuneet rakeisen materiaalin kanssa. 14–9 cm välillä esiintyi 1–2 mm paksuisia mustia raitoja, joiden väli oli noin 5 mm. Kerrosten välinen aines oli tumman ruskeaa ja siinä esiintyi 1–2 mm kokoisia rakeita.

9–0 cm välillä sedimentti oli yleisväriltään tumman ruskeaa ja sisälsi pieniä mustia, 1–3 mm halkaisijaltaan olevia rakeita sekä mustia 1 mm paksuja ja 5 mm välein toistuvia mustia raitoja. Sedimenttiaines vaikutti hyvin löyhältä ja erittäin vesipitoiselta.

4.1.2 Kalla2:n sedimenttikuvaus

Jääsorminäyte Kalla2 oli 68 cm:n pituinen Kalla2 poikkesi koostumukseltaan kahdesta muusta alueelta otetusta näytteestä. Ero tuli esille jo pakastekuivauksen aikana, kun näyte Kalla2 hajosi niin, ettei alkuperäisessä jääsormessa näkyneitä rakenteita jäänyt jäljelle. Kalla2 imeytettiin Araldiittiin, mutta tuloksena oli koostumukseltaan niin homogeeniset osanäytteet, että niitä ei kannattanut lopulta analysoida mikro-XRF:llä.

Ero Kalla2:n ja kahden muun näytteen välillä oli sikäli yllättävä, että jäiset ja käsittelemättömät näytteet näyttivät silmämääräisesti hyvin samankaltaisilta. Erityisesti Kalla2 ja Kalla3 olivat ulkonäöltään hyvin samanlaiset (kuvat 9 ja 10). Kalla2 oli hiukan ohuempi ja näytteenottovaiheen muistiinpanoihin oli kirjattu mahdollinen liian lyhyt jäädytysaika tai sedimentin koostumuksen aiheuttama ohut rakenne. Kalla2 oli kuitenkin yleisilmeeltään hiukan tummempi kuin kaksi muuta näytettä johtuen mahdollisesti orgaanisen aineksen suuremmasta osuudesta verrattuna kahteen muuhun näytteeseen.

68–34 cm välillä kerrallinen rakenne toistui hyvin saman kaltaisena. Tummiin raitojen paksuus vaihteli 5–15 mm välillä ja vaaleiden raitojen 5–9 mm välillä. Raidat eivät olleet tasaisia, vaan niiden kontaktipinta aaltoilee 2–8 mm verran. Kontaktipintojen rajat eivät olleet teräviä vaan sekoittuvat hieman.

34–17 cm välillä yleisväri muuttuu vaaleammaksi ja raitojen paksuudet muuttuvat selkeästi verrattuna 69–34 cm välillä. Vaaleat raidat ovat 8–15 mm paksuja ja tummat raidat 5–18 mm paksuja.

17–0 cm välillä sedimentti oli samankaltaista kuin Kalla1:ssä. Tummanruskeassa homogeenisessä massassa oli runsaasti mustia raitoja muutaman millin välein. Raidat eivät näkyneet koko leveydeltä yhtenäisinä, vaan pistemäisinä jonoina, mutta ne voitiin kuitenkin tulkita raidoiksi kokonaisvaikutelman perusteella. 14–9 cm välillä oli havaittavissa hyvin tiivistä vaihtelua orgaanisen ja minerogeenisen aineksen välillä ja kerrosten paksuus oli noin 3 mm.

Jääsorminäytteen Kalla2 sedimenttikuvaus

A-osan yleisväri on tumma. Koostumus on homogeeninen ja heikosti erottuvaa kerrosrakennetta alkaa näkyä 11 cm syvyydeltä pohjaan päin.

B-osan vaaleat ja tummat kerrokset ovat paksuja, noin 1 cm luokkaa.

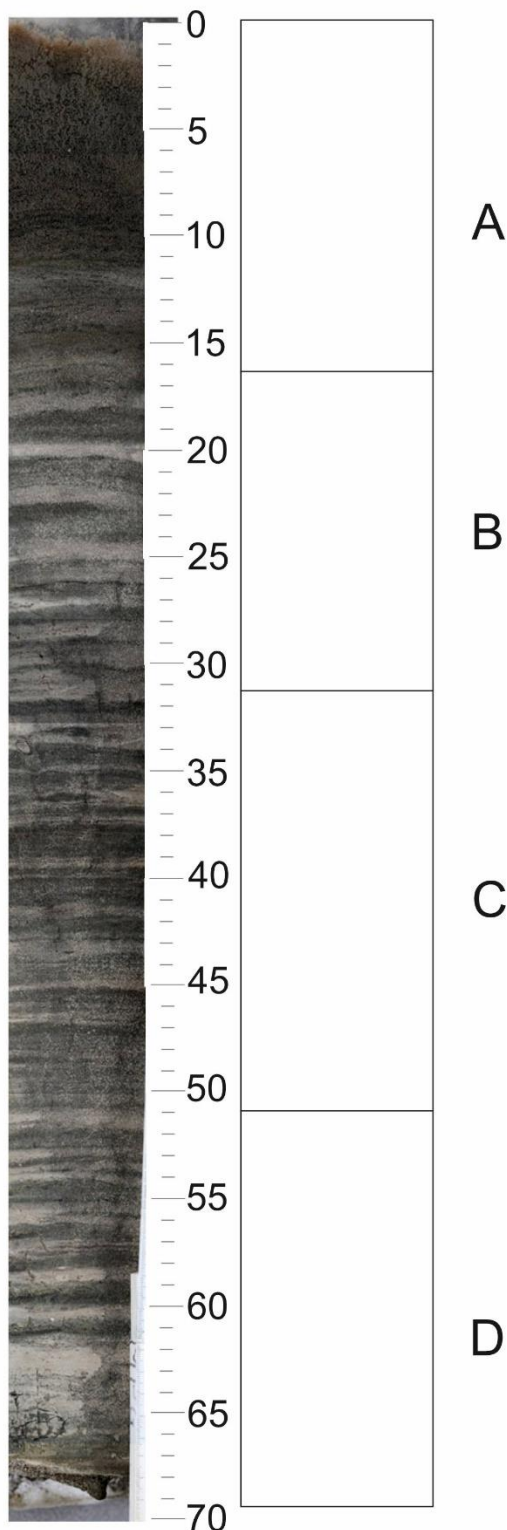
Tummat ja vaaleat kerrokset vuorottelevat.

Paksut, tummat kerrokset ovat pääosassa, vaaleat kerrokset ovat ohuita.

Kerrosrakenne on paikoin hyvin tiheä ja kerrokset limittyvät päällekkäin C-osassa. Kerrosvaihtelun erottaminen on paikoin vaikeaa pelkän valokuvan perusteella.

D-osan kerrospaksuus on suurempi kuin C-osassa. Tummat ja vaaleat kerrokset ovat enimmillään 1 cm paksuisia.

Kerrosrakenne erottuu selkeästi D-osassa.



Kuva 8 Kalla2 sedimenttikuvaus.

4.1.3 Kalla3:n sedimenttikuvaus

Kalla3 oli yleisväriltään vaaleanruskea ja ruskea, mutta pintaosiltaan tummanruskea. 62 cm mittaisesta ja näytesarjan lyhimmästä näytteestä erottuu neljä osaa (kuva 10). Pohjasta alkaen ensimmäinen neljästä osasta D-osa oli selkeimmin kerrallista, vuorotellen tasaisesti orgaanisen ja minerogeenien lustonosan välillä. C-osassa orgaaninen kerros oli ohut ja yleisväri vaalean harmaa. B-osa koostui lähes yksinomaan harmaasta minerogeenisestä sedimentistä. A-osa oli hyvin vaihteleva, värin, koostumuksen ja rakenteen osalta.

Pohjasta pintaan välillä 62–52 cm sedimentti oli yleisväriltään tumman ruskeaa. Sedimentti koostui tummanruskeista ja vaaleanruskeista kerroksista, joiden paksuus vaihteli 4–9 mm välillä. Paksuin kerros oli 9 mm vaaleanruskea, minerogeeninen kerros. Vaaleamman, minerogeenisemmän kerroksen ylä- sekä alapuolella esiintyi tummanruskeita, lähes mustia raitoja, jotka oletettavasti koostuivat orgaanisesta aineksestä. Kerroksissa ei näkynyt yksittäisiä suurempia mineraaliaineksen tai orgaanisen aineksen kappaleita. Muutama valkosävyinen, mahdollisesti hapettumattomasta vivianiitista koostuva rae oli havaittavissa.

52–42 cm välillä kerrosten paksuus kasvoi. Tummanruskeat, orgaaniset kerrokset olivat 5–8 mm paksuja ja vaaleat minerogeeniset kerrokset olivat 9–13 mm paksuja. Tummaa, lähes mustia raitoja alkoi esiintyä tiheämmin ja niiden paksuus vaihteli 1–3 mm välillä. Mustia raitoja esiintyi ruskeansävyisten kerrosten rajapintojen lisäksi myös näiden kerrosten välissä. Vivianiittia esiintyi muutamien rakeiden verran.

42–32 cm välillä näytteen yleisväri muuttui harmahtavammaksi ja kerrospaksuudet muuttuivat merkittävästi. Tummanruskeat, orgaanisemmat kerrokset ohenivat ja olivat paksuudeltaan 3–5 mm välillä. Vaaleammat, harmaanruskeat minerogeenisemmat kerrokset olivat paksuimmillaan 25 mm ja keskimäärin yli 10 mm. Musta orgaanisempi aines oli tasaisesti sekoittuneena, pistemäisinä vyöhykkeinä. 34 cm kohdalla tumma orgaaninen aines näytti hapettuneen ja muuttuneen punaruskeaksi. Vivianiittia oli havaittavissa 1–3 mm kokoisina rakeina

32–22 cm välillä kerroksellinen rakenne alkoi hävitä ja sedimentin yleisväri muuttui entistä harmaammaksi. Muutama musta, 1–2 mm paksu orgaanisen aineksen raita erottui

heikosti. Muuten musta, orgaaninen aines oli sekoittuneena harmaanruskean aineksen kanssa. 32–22 cm välillä oli vaikea erottaa orgaanisen ja minerogeenisen aineksen rajoja.

22–12 cm välillä näytteessä näkyy suuria muutoksia. 22–18 cm välillä oli pääosin harmaasta savimineraaleista koostuva kerros ja sen välissä oli ohut musta orgaanisen aineksen kerros. 15 mm matkalta näytteessä oli lähes pelkkää harmaata savimineraalia. 18–16 cm välillä näytteessä oli ruskeanharmaan aineksen seassa mustaa orgaanista ainesta, joka ei esiintynyt tasaisina viivamaisina kerroksina, vaan lähinnä sekoittuneena pistemäisiksi ryppäiksi. 16–13 cm välillä oli lähes pelkästään mustasta orgaanisesta aineksesta koostuva kerros, jossa sekoittuneena hieman harmaanruskeita raitoja.

12–0 cm välillä näytteen yleisväri oli tumman ruskea ja orgaanien aineksen osuus oli todennäköisesti suuri. Näyte oli tältä osin homogeenistä, eikä siinä esiintynyt selkeitä kerroksellisia rakenteita. Muutama lähes mustasta orgaanisesta aineksesta koostuva raita halkoi näytettä noin 45 asteen kulmassa.

Jääsorminäyte Kalla3 sedimenttikuvaus

Huomattavan orgaaninen pintaosa on saman kaltainen kuin Kalla1:ssä. A-horisontin erottaa tumma väri ja heikommin erottuvat lustorakenteet verrattuna näytteen muihin osiin.

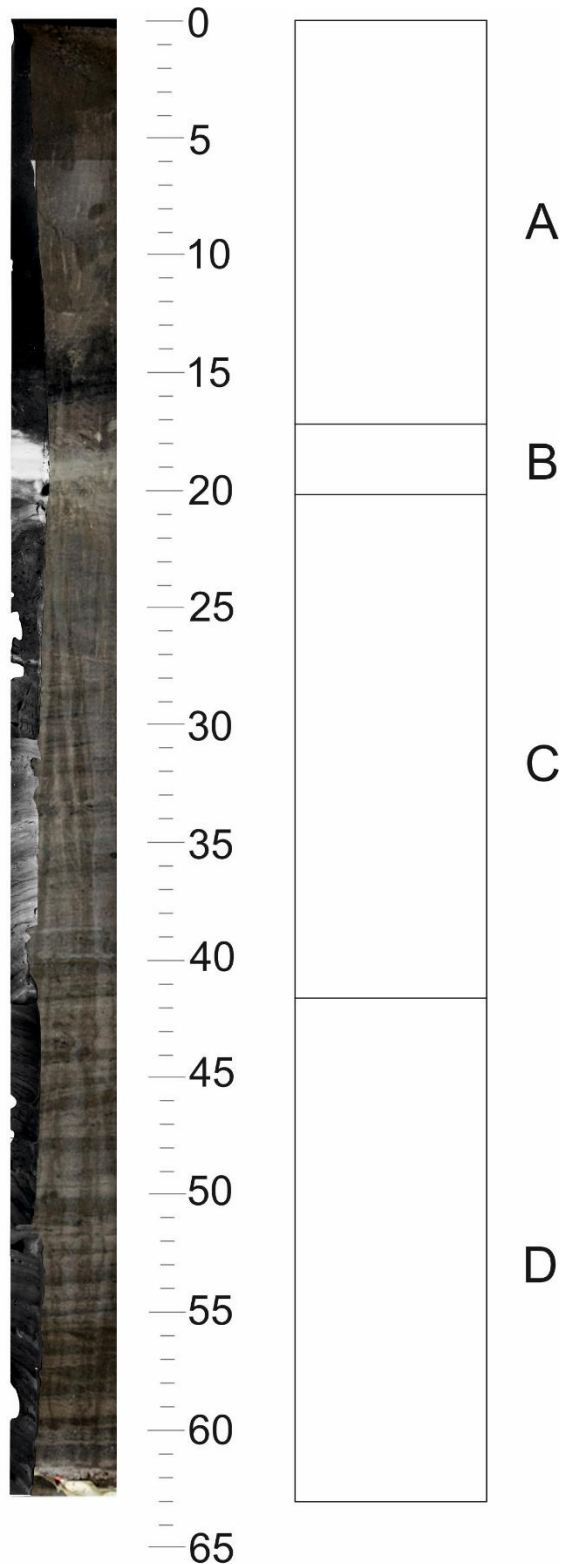
Useamman sentin paksuinen lähes musta orgaanis-pitoinen kerros päättää A-horisontin.

B-horisontti on erittäin mineraalipitoinen kerros, jollaista ei ole erotettavissa Kalla1:ssä. Kerros liittyy oletettavasti Kallansiltojen rakennustöihin.

C-horisonttia määrittää sävyltään vaaleanharmaa kerros, jossa lustoejn orgaanisen, tumman aineksen kerrokset ovat ohkaisia, mutta erottuvat hyvin röntgenkuvista ja jääsorminäytteen valokuvista.

C-horisontin yläosissa röntgenkuvien paljastamia, tummina erottuvia kaasukuplia.

D-horisontin erottaa tummemman ruskea yleisväri ja selkeästi erottuvat paksut lustorakenteet.



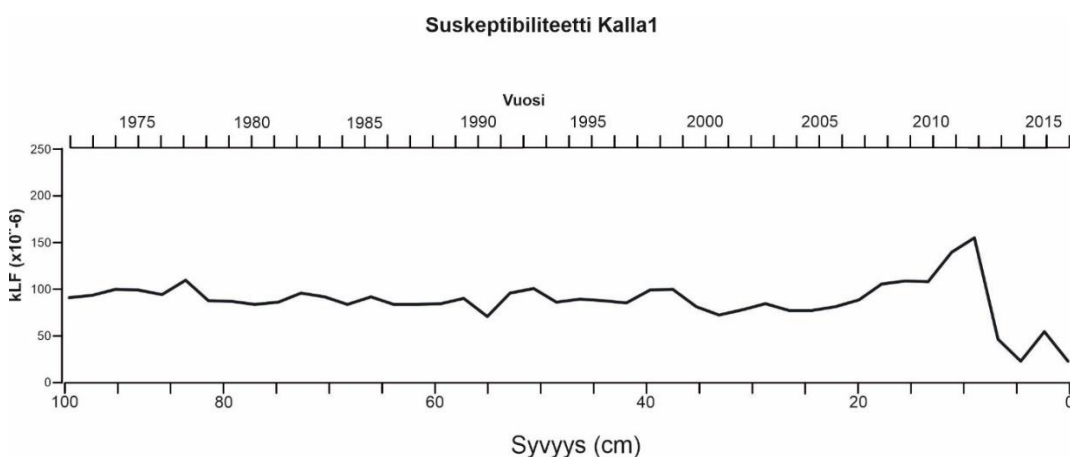
Kuva 9 Kalla3 sedimenttikuvaus.

4.2 Perusanalyysit

Perusanalyyseistä tehtiin orgaanisen aineksen määrää kuvaava hehkutushäviö, raekokojakaumaa kuvaava raekokoanalyysi ja erityisesti rautapitoisten mineraalien määrää kuvaava magneettinen susceptibiliteetti. Lisäksi hehkutushäviön perusteella laskettiin mineraaliaineksen prosentuaalinen määrä. Perusanalyysien tulokset on esitettyinä kuvissa 11–20.

4.2.1 Magneettinen susceptibiliteetti

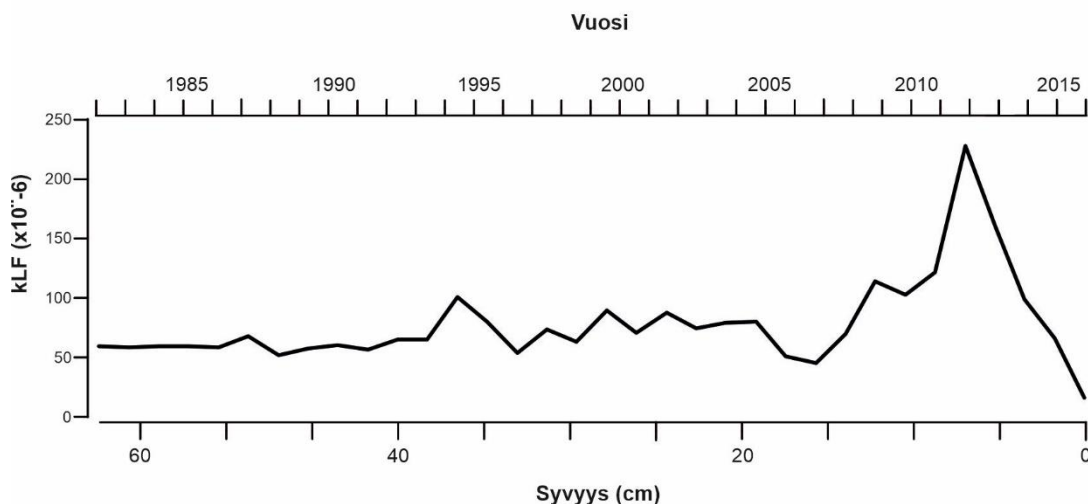
Magneettinen susceptibiliteetti mitattiin Kalla1:stä ja Kalla3:sta. Kalla1:ssä susceptibiliteetti (kuva 11) vaihteli tasaisesti $100 (x10^{-6})$ molemmiin puolin, ylärajan ollessa 156 ja alarajan 25 pintasedimentissä. 20 cm syvyydestä alkaen pintaa kohti arvo nousi korkeimpaan lukemaan (156) ja laski sitten nopeasti alimpaan ukemaan (25).



Kuva 10 Magneettinen susceptibiliteetti näytteessä Kalla1.

Kalla3:ssä susceptibiliteetti (kuva 12) vaihteli 50 ja $100 (x10^{-6})$ välillä, ylärajan ollessa 229 ja alarajan 17. 20 cm:n syvyydestä pintaa kohti arvo laski ensin hieman ja nousi huippuun 15 cm:n syvyydestä alkaen.

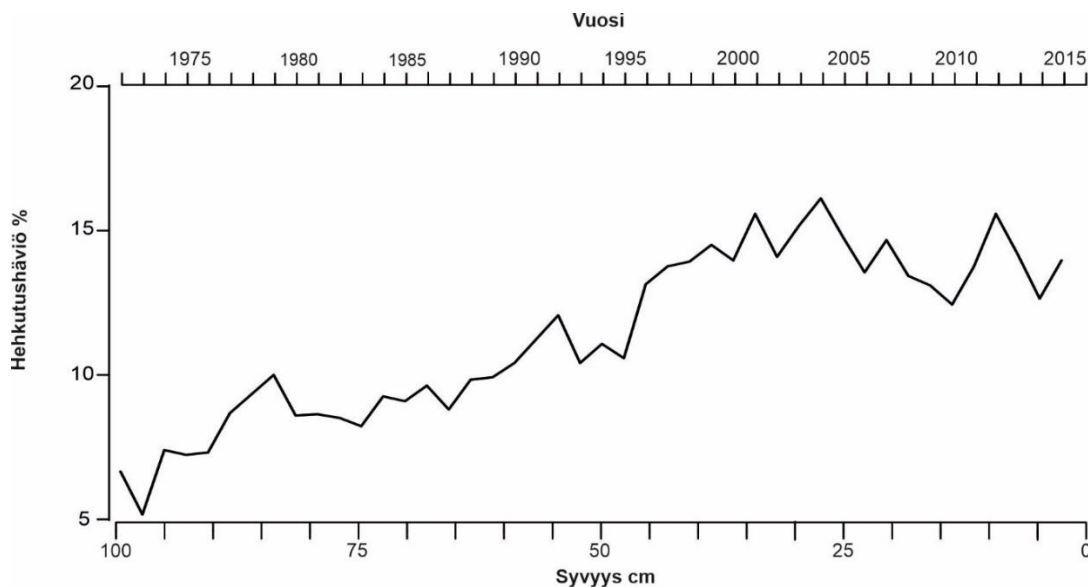
Suskeptibiliteetti Kalla3



Kuva 11 Magneettinen suskeptibiliteetti näytteessä Kalla3.

4.2.2 LOI

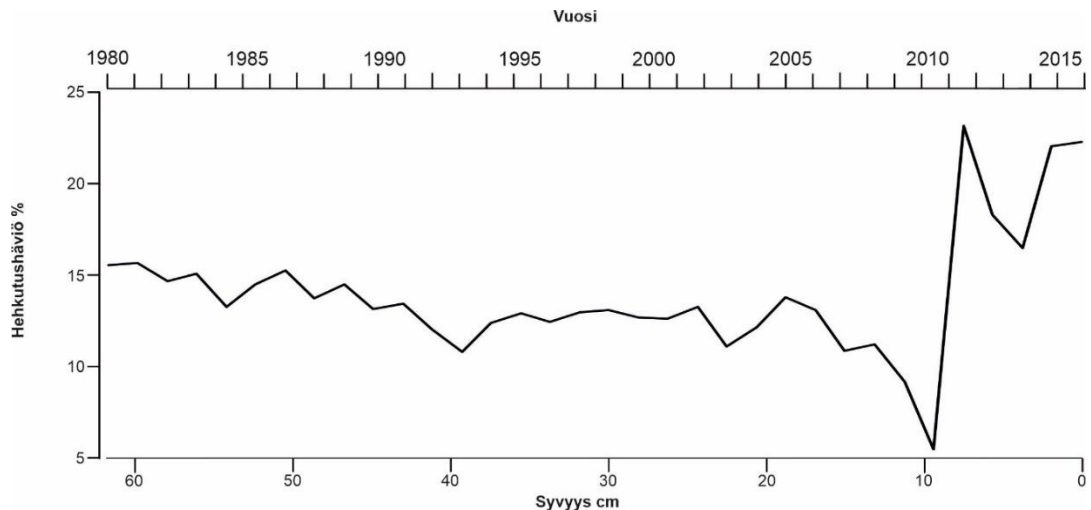
Hehkutushäviö vaihteli Kalla1:ssä 5–15 prosentin välillä (kuva 13). Pienimmät arvot olivat näytteen pohjalla ja alemman puoliskon hehkutushäviö oli yläosaa alhaisempi. Hehkutushäviön määrä sedimentissä kasvoi pintaa kohti.



Kuva 12 Hehkutushäviö (LOI) näytteessä Kalla1.

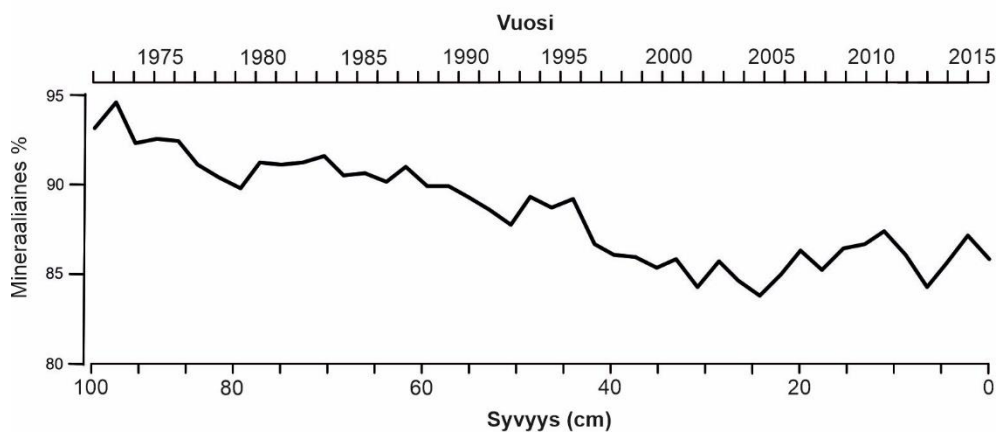
Kalla3:ssa hehkutushäviö vaihteli 5 ja 23 prosentin välillä (kuva 14). Pintaa kohti arvo laski tasaisesti ja noin 10 cm syvyydessä laski merkittävästi 5 prosentin tuntumaan. Arvo

nousi jyrästi kohti huippulukemaa noin 9 sentin syvyydessä ja vaihteli pintaosassa 16 ja 23 prosentin välillä.



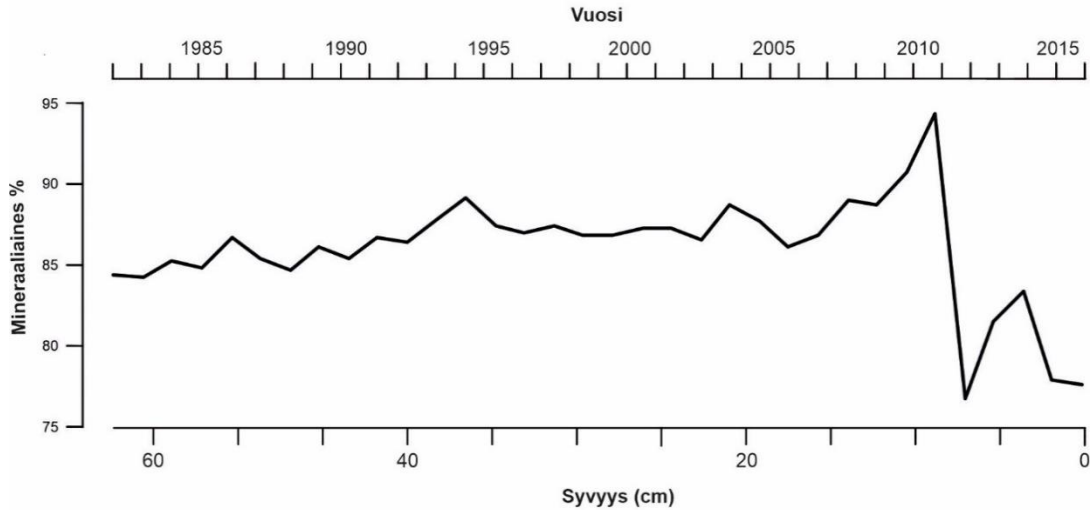
Kuva 13 Hehikutushäviö (LOI) näytteessä Kalla3.

Mineraaliaineksen määrä laskettiin hehikutushäviön perusteella ja sen kuvaaja noudattelee peilikuvana hehikutushäviön kuvaajaa. Kalla1:ssä mineraaliaineksen prosentuaalinen määrä laskee tasaisesti pintaa kohti (kuva 15).



Kuva 14 Mineraaliaineksen prosentuaalinen määrä näytteessä Kalla1.

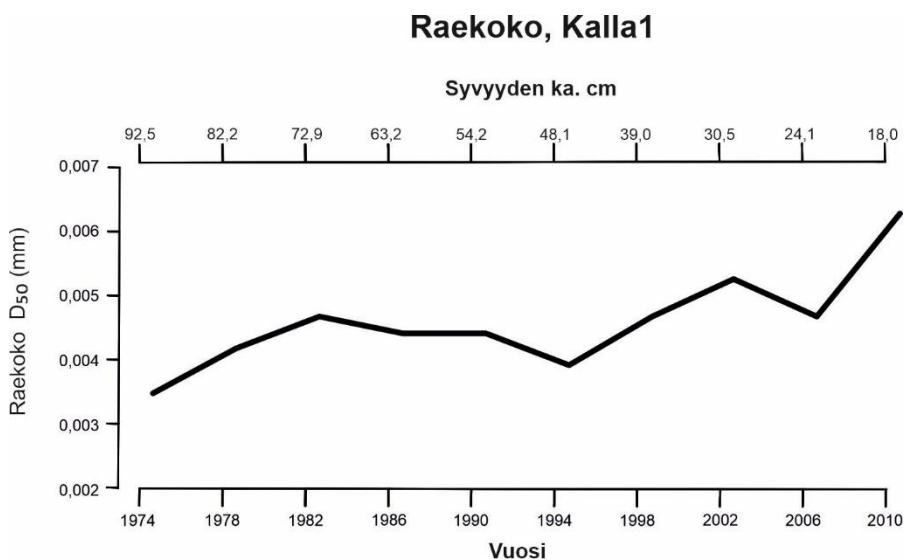
Kalla3:ssa mineraaliaineksen osuus pysyy tasaisesti 85 prosentin tuntumassa mutta nousee lähelle 95 prosenttia noin 10 cm:n syvyydessä ja laskee pintaa kohti jyrkästi noin 75 prosentin tuntumaan (kuva 16).



Kuva 15 Mineraaliaineuksen prosentuaalinen määrä näytteessä Kalla3.

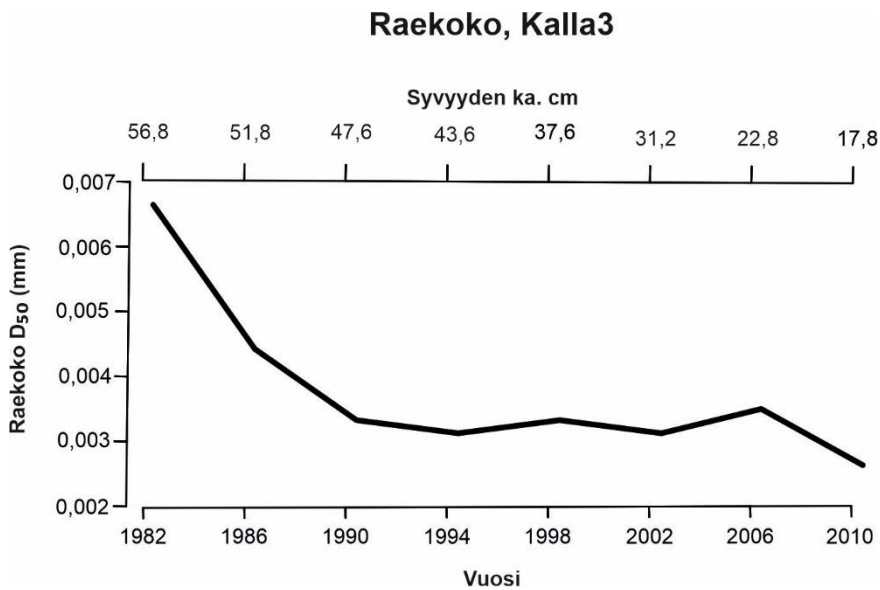
4.2.3 Raekoko

Kalla1:stä (kuva 17) ja Kalla3:sta (kuva 18) mitattiin D_{50} raekoko, joka edustaa näytteen keskiarvoa ja karkeinta 5 prosenttia edustava raekoko D_5 . Molempien näytesarjojen pintaosa oli niin vesipitoista, ettei siitä saatu riittävästi näytettä raekokoanalyysia varten. Kukin raekokonäyte on yhdistetty neljästä osanäytteestä, edustaen siten neljän vuoden keskiarvoa (taulukko 2). Syvyys on ilmoitettu osanäytesarjasta lustopakisuuden perusteella lasketun keskiarvon mukaan. Kalla1:n raekoon D_{50} vaihteli 0,003:sta 0,007 mm välillä, raekoon kasvaessa pintaa kohti.



Kuva 16 D_{50} raekoko näytteessä Kalla1.

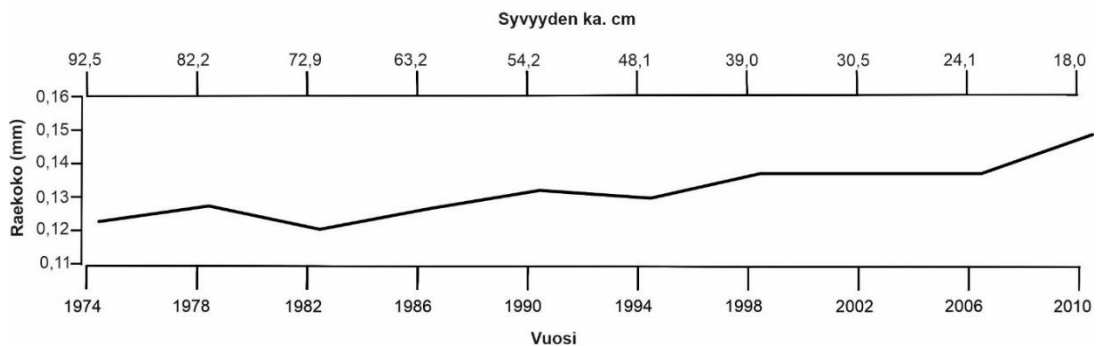
Kalla3:ssa raekoko laski 0,007:stä lähelle 0,002:ta mm. Lasku vuosien 1982 ja 1990 välillä on huomattava, jonka jälkeen D_{50} raekoko on ollut tasaisesti 0,003:n tuntumassa (kuva 18).



Kuva 17 raekoko D_{50} kalla3 näytteessä.

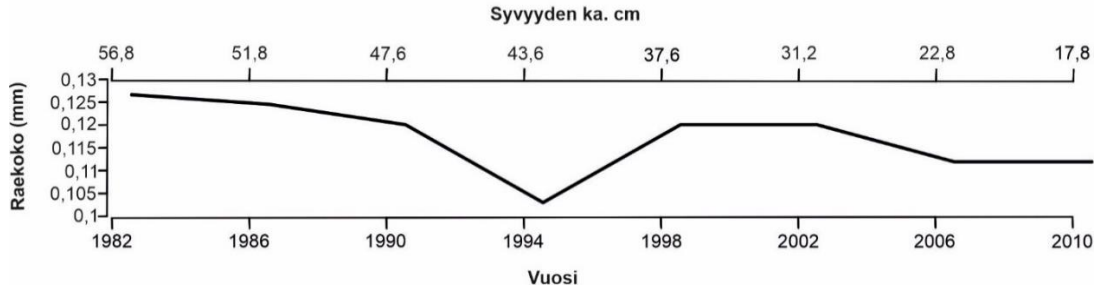
4.2.3.1 Karkeimman 5 %:n aineksen raekoko

D_5 raekoko karkeimmasta aineksesta määriteltiin samalla tavalla kuin D_{50} raekoko. Kalla1:ssä D_5 raekoko vaihteli 0,1204–0,1487 mm:n välillä (kuva 19). Pienin D_5 raekoko oli kolmessa pohjimmaisessa näytesarjassa 70–98 cm:n syvyydessä ja vuosilta 1973–1984. D_5 raekoko kasvoi hiukan pintaa kohti ja karkein aines oli vuosien 2009–2012 sarjassa, noin 20 cm:n syvyydellä.



Kuva 18 Kalla1 karkeimman 5 %:n raekoko.

Kalla3:ssa raekoko vaihteli 0,1272–0,1033 mm:n välillä (kuva 20). Raekooltaan suurin aines oli pohjimmaisessa sarjassa ja pienin raekoko sijaitti näytteen keskiosassa.



Kuva 19 Kalla3 karkeimman 5%:n raekoko

4.3 Lustolaskut

Lustolaskuissa tulokset vaihtelivat eri menetelmien välillä. Vertailun vuoksi ja laskujen tarkentamiseksi päädyttiin tekemään jokaisen eri tavan laskutoimitus kolmeen kertaan ja laskemaan näistä keskiarvo. Kalla1:n ja Kalla3:n osanäytteistä sekä jääsorminäytteistä laskettiin kerrokset yhteensä kuudella eri tavalla: laskemalla lustot valokuvasta, röntgenkuvasta, Araldiittiin imeytetyistä jääsorminäytteistä, alkuainekarttakuvista ja XRF-datan 51 pisteen keskiarvoista. Lisäksi Bruker-ohjelmiston tuottamien intensiteettikuvaajien avulla pystyttiin laskemaan suuntaa antava kerrosmäärä. Taulukossa 3 on esitetty erilaisten laskutapojen keskiarvotulokset sekä keskiarvo kuudesta eri laskutavasta.

Taulukko 3 Kuudella eri tavalla tehdyt lustolaskut ja niiden keskiarvotulokset.

Mittaustapa	Kalla1	Kalla2	Kalla3
Valokuvat jääsorminäytteistä	59	37	34
Epoksiin imeytetyt osanäytteet	52	n/a	41
Alkuainekarttakuvien perusteella	58	n/a	33
Röntgenkuvien perusteella	45	n/a	37
XRF-data 51 pisteen keskiarvon perusteella	49	n/a	26
Bruker-ohjelmistonintensiteettikuvaajien perusteella	63	n/a	52
Keskiarvot kuudesta laskutavasta	54	37	37

4.3.1 Lustolaskut jääsorminäytteestä valokuvien perusteella

Näytteiden rakennetta ja koostumusta tulkittiin aluksi visuaalisesti jääsorminäytteistä. Pintaosat poikkesivat toisistaan jääsorminäytteissä Kalla1 ja Kalla3. Kalla1:ssä pinnan

ylimmässä 10 cm:n osassa havaittiin heikosti erottuvia rakenteita. Kalla3:ssa pinnan ylin 10 cm:n aines näytti homogeeniselta

Kalla1: Näytteestä Kalla1 laskettiin kaikkiaan 63 kerrosparia. Kerrosten määrä ei ollut selkeän yksiselitteinen. Toinen ja hieman kriittisempi laskutapa antoi tulokseksi 55 kerrosta ja kolmas kerta 58. Taulukossa 3 on näiden kolmen luvun keskiarvo pyöristettynä eli 59 kerrosta.

Kalla2: Kalla2:n laskeminen oli selkeämpää verrattuna kahteen muuhun jääsorminäytteeseen. Kerrokset olivat verrattain paksuja ja kerrosten värierot helpottivat laskemista. Lustomäärän keskiarvo oli 37 vuotta ja tulokset vaihtelivat 34 ja 39 välillä.

Kalla3: Kalla3:n laskeminen oli hieman haastavampaa kuin Kalla2:n. Kerrokset aaltoilivat ja limittyivät päällekkäin. Näytteen pintaosa oli homogeeninen. Tuloksiksi saatiin 31, 34 ja 37 kerrosta, joiden keskiarvo oli 34 kerrosparia.

4.3.2 Lustolaskut Araldiittiin imeytetyistä näytteistä

Pakastekuivauksen aiheuttamat häiriöt näytteissä tulivat esille myös lustolaskuissa. Jääsorminäytteissä havaittua tummemman ja vaaleamman aineksen vaihtelua ei ollut, vaan näytteet olivat kauttaaltaan melko tummia. Osittain kerrokset olivat kadonneet näkyvistä vaikeuttaen silmämääräistä laskemista. Pinnan käsittely rasvalla vähensi heijastuksia ja rakenteet tulivat paremmin esiin.

Näytteessä Kalla1 havaittiin selkeästi kolmen laskukerran keskiarvosta 52 kerrosparia. Kalla2:n pakastekuivaus ei onnistunut, joten siitä ei ole saatavilla tuloksia. Kalla3:n kolmen laskukerran keskiarvoksi tuli 41 kerrosparia.

4.3.3 Lustolaskut 51 pisteen keskiarvolla lasketusta excel-kuvaajasta

Apuna lustolaskujen tarkkuuden arvioinnissa käytettiin mikro-XRF:llä saatujen analyysitulosten pohjalta laadittuja intensiteettikuvaajia (ks luku 4.7). Vuodenaikaisvaihtelun tulisi näkyä niin, että orgaaniseen ainekseen sitoutuvat rauta (Fe)

ja mangaani (Mn) sekä mineraaliainesta muodostavat pii (Si) ja titaani (Ti) kulkisivat intensiteetiltään eri suuntiin graafissa lustonosien rajapinnoilla.

Viiva-analyysidatasta laskettiin 51 pisteen keskiarvot, jotta kuvaajan tarkastelu olisi selkeämpää. Keskiarvon laskeminen tasoittaa jokaisen mitatun alkuaineen intensiteetin ylä- ja alarajan eroja. Lisäksi keskiarvo tasoittaa pienempää intensiteettivaihtelua tulkinnan selkeyttämiseksi Alkuaineiden intensiteettikuvaajassa ja jääsorminäytteessä tapahtuvan vaihtelun yhdistäminen samoihin kohtiin selkeytyi myös 51 pisteen keskiarvon laskemisen myötä.

Ensimmäisessä laskutavassa huomioitiin jokainen graafissa näkyvä huippu potentiaalisesti vuosittaiskerrokseksi vertaamalla sitä alkuainekarttakuvaan. Toisessa tavassa huomioitiin saman kerroksen mahdollinen jakautuminen useaksi huipuksi ja kolmannessa tavassa useamman huipun rykelmät tulkittiin mahdolliseksi yhden vuoden aikana syntyneeksi, olettaen että näytteessä oli mahdollista vuodensisäistä vaihtelua havaittavissa.

4.3.4 Lustolaskut röntgenkuvista ja virhemarginaalit

Röntgenkuvien (kuva 22) perusteella lustorakenteiden arviointi ja laskeminen selkeytyi huomattavasti. Laskut tehtiin digitaalisesti mittaamalla eri väriset kerrokset ImageJ-ohjelmalla millimetrin sadasosatarvuuksella. Laskut tehtiin kolmeen kertaan jokaisesta osanäytteestä, kuten muissakin laskutavoissa. Jääsorminäytteistä sahattu 2 cm:n ylimenevä osa laskettiin näytettä paremmin edustavasta osanäytteestä ja samaa osanäytettä käytettiin kaikissa kolmessa laskukerrassa. Röntgenkuvien väritasapainot (kuva 22) eivät ole keskenään vertailtavissa, vaan harmaasävykuvien värit on säädetty helpottamaan kontrastien hahmottamista.

Virhemarginaalit laskettiin ainoastaan röntgenkuvien kolmen laskukerran keskiarvoista. Kalla1:n ja Kalla3:n osanäytteistä laskettiin mineraalikerrokseksi ja orgaaniseksi kerrokseksi tulkittujen kerrosparien määrä kolmeen kertaan. Jokaisessa osanäytteessä on edellisen osanäytteen kanssa päällekkäistä, ylimenevää osaa noin kaksi senttimetriä. Tästä ylimenevästä osasta kerroskalkut tulkittiin paremmin edustavasta osasta.

Kalla1:n osanäytesarjoista laskettiin kolmella kerralla 44, 47 ja 45 kerrosparia, joiden keskiarvoksi keskiarvoksi tuli 45. Kalla3:n osanäytesarjoista laskettiin 34, 35 ja 41

kerrosparia, joiden keskiarvoksi tuli 37. Ikämalleja varten käytettiin molempien osanäytesarjojen ensimmäisiä laskukertoja.



Kuva 1, osanäytteet Kalla1 1-4



Kuva2, osanäytteet Kalla1 5-8



Kuva 3, osanäytteet Kalla1 9-10
ja Kalla3 1-2



Kuva4, osanäytteet Kalla3 3-6

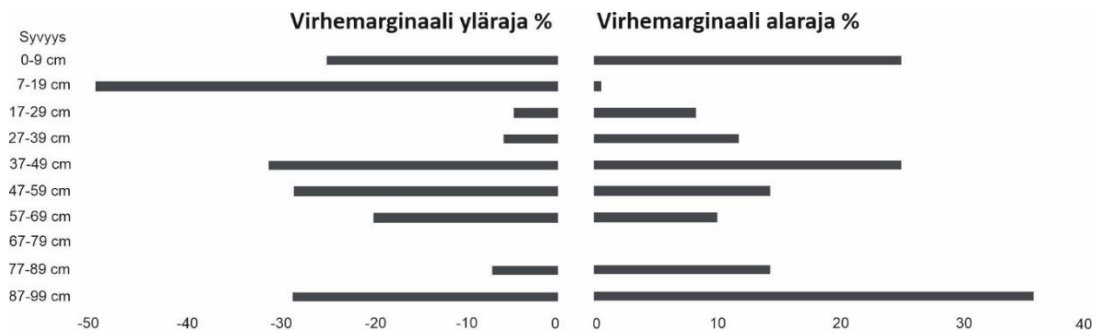
Kuva 20 Tiheyteen perustuvat röntgenkuvat, joita käytettiin lustolaskuissa.

Kalla1:n prosentuaaliset virhemarginaalit koko näytteestä olivat alarajalta -9,655 prosenttia ja ylärajalta 11,034 prosenttia. Kappalemääräiset virhemarginaalit olivat alarajalta -9 lustoa ja ylärajalta 11 lustoa.

Kalla3:n prosentuaaliset virhemarginaalit olivat alarajalta -14,814 prosenttia ja ylärajalta 12,963 prosenttia. Kappalemääräiset virhemarginaalit olivat alarajalta -8 lustoa ja ylärajalta 7 lustoa.

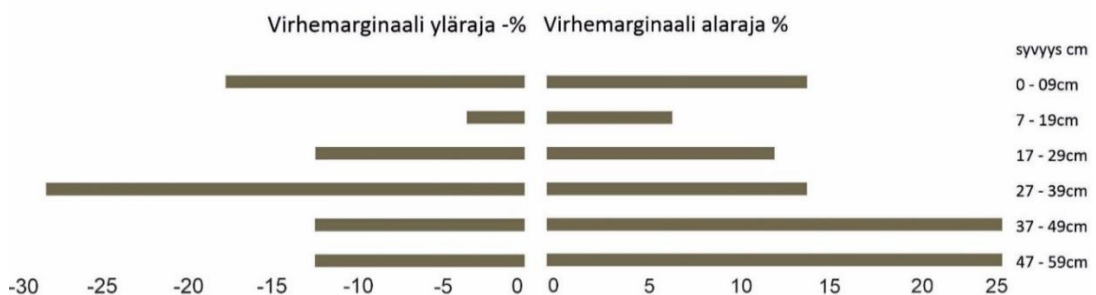
Virhemarginaalit (kuvat 23 ja 24) osoittavat, miltä syvyyksiltä näytteiden lustolasku oli haastavaa. Selkeimmät alueet olivat näytteessä Kalla1 syvyydellä 67–79 cm, jossa jokainen laskukerta tuotti saman tuloksen ja virhemarginaaliksi tuli siksi 0 prosenttia. Rakenne oli selkeä myös syvyyksillä 17–29 cm, jossa virhemarginaali oli alle ± 10 prosenttia. Heikointa laatu oli pinnassa syvyyksillä 0–9 cm ja 7–19 cm, sekä pohjalla 87–99 cm syvyydellä, missä laskut erosivat toisistaan yli 50 prosenttia. Tähän vaikutti

rakenteeltaan osin homogeeninen sedimentti, jossa on kuitenkin havaittavissa melko selkeitä vaalean ja tumman sävyeroja varsinkin kuvan 25 osanäytteessä Kalla1/10. Pinnan osanäytteessä Kalla3/6 näkyy ainostaan kaksi tummaa ja yksi vaaleampi kohta, joiden tulkinta ja laskeminen oli haastavaa.



Kuva 21 Lustolaskujen virhemarginaalit Kalla1 näytteen osanäytteistä.

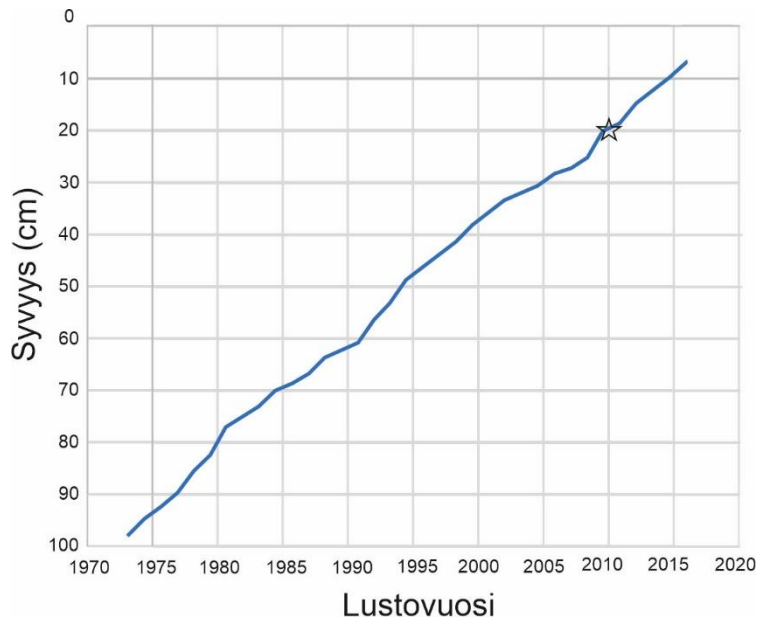
Kalla3:ssa (kuva14) lustojen virhemarginaalit olivat hiukan Kalla1:tä pienemmät. Näytteessä ero oli suurimmillaan -28 prosenttia 27–39 cm:n syvyydellä ja pienimmillään 3–6 prosentin välillä 7–19 cm syvyydessä.



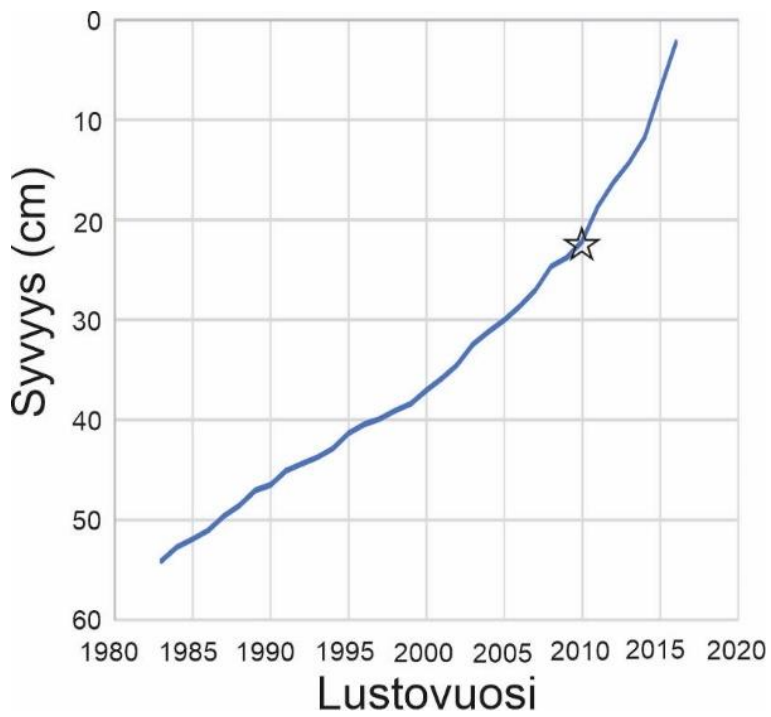
Kuva 22 Lustolaskujen virhemarginaalit näytteestä Kalla3.

4.4 Sedimentin ajoitus

Näytteistä Kalla1 ja Kalla3 laadittiin lustolaskujen ja syvyystietojen perusteella ikämallit. (Kuvat 25 ja 26). Vuosi 2010 on ajankohta, jolloin siltaremontin vaikutukset oletettavasti näkyvät jääsorminäytteissä ja anayysituloksissa.



Kuva 23 Ikämalli näytteestä Kalla1. Vuosi 2010 on merkitty tähdellä.

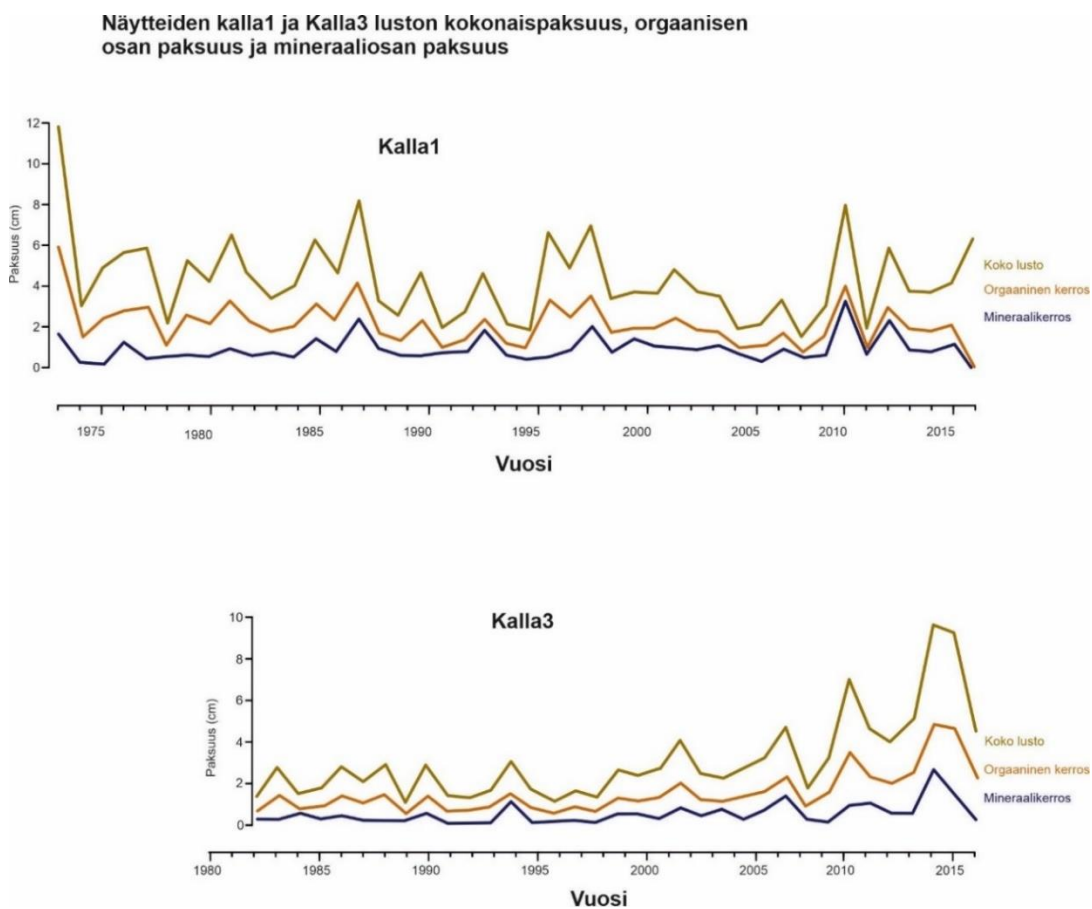


Kuva 24 Ikämalli näytteestä Kalla3. Vuosi 2010 on merkitty tähdellä.

4.5 Sedimentaationopeus

Lähempänä Kallansiltoja sijainnut näytepiste Kalla1:n (kuva 27) sedimentaationopeus oli vaihtelevaa. Mineraalikerroksen keskipaksuus oli 0,9 cm vaihteluvälin ollessa 0,2–3,2 cm. Orgaanisen kerroksen keskipaksuus oli 1,2 cm vaihteluvälin ollessa 0,3–4,3 cm. Vuotuinen sedimentaationopeus oli keskimäärin 2,2 cm ja vaihteluväli 0,7–6,3 cm.

Mineraalikerroksen keskipaksuus Kalla3:ssa (kuva 27) oli 0,6 cm vaihteluvälin ollessa 0,1–2,7 cm. Orgaanisen kerroksen keskipaksuus oli 1,0 cm vaihteluvälin ollessa 0,2–3,1 cm. Vuotuinen sedimentaationopeus oli keskimäärin 1,7 cm ja vaihteluväli 0,6–4,8 cm. Kalla3:n sedimentaationopeus oli pääosin melko tasainen, mutta vuosien 2007–2009 välisenä aikana kerrostumisnopeus kiihtyi ja sedimentaationopeus oli vuosina 2007-2016 keskimäärin 2,7 cm vuodessa. Kuva

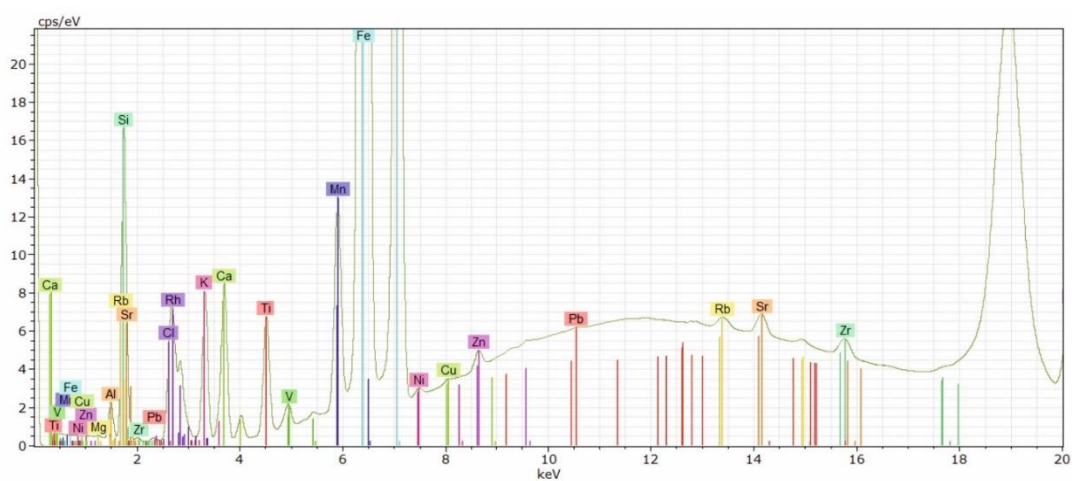


Kuva 25 Luston kokonaispaksuus, mineraalisen ja orgaanisen lustonosan paksuudet näyteissä Kalla1 ja Kalla3

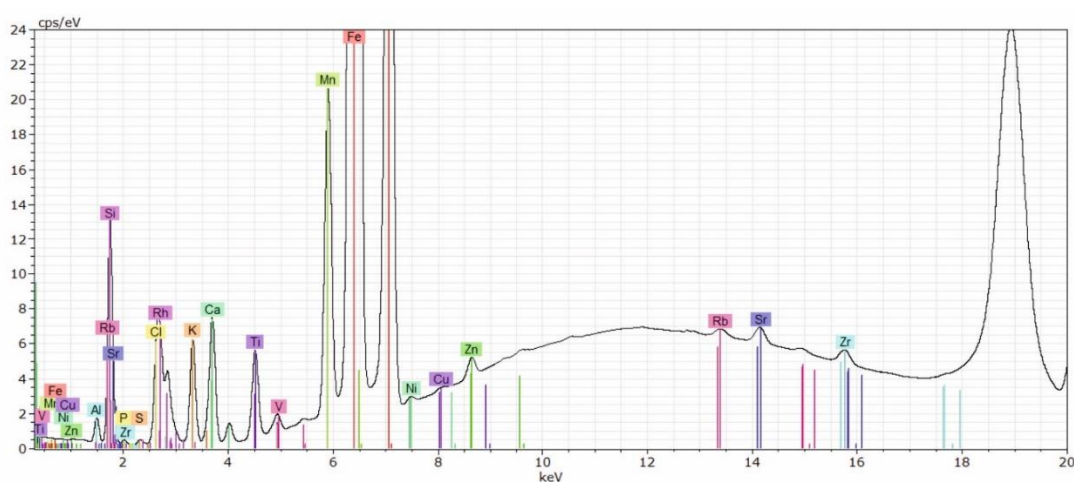
4.6 Mikro-XRF-analyysin tulokset.

Mikro-XRF analyysin tuloksina saatiin viiva-analyysidatan lisäksi alkuainekartat, joiden perusteella voidaan tutkia alkuainejakaumaa näytteissä. Alkuaineet tunnistettiin Bruker-ohjelmiston laatimista spektreistä käyttäen $K\alpha$ ja $L\alpha$ energiapiikkejä (kuvat 28–30). Ohjelma tunnistaa alkuaineet automaattisesti ja tarkastelemalla spektriä voidaan lisätä alkuaineita, joita automaattitoiminto ei ole tunnistanut.

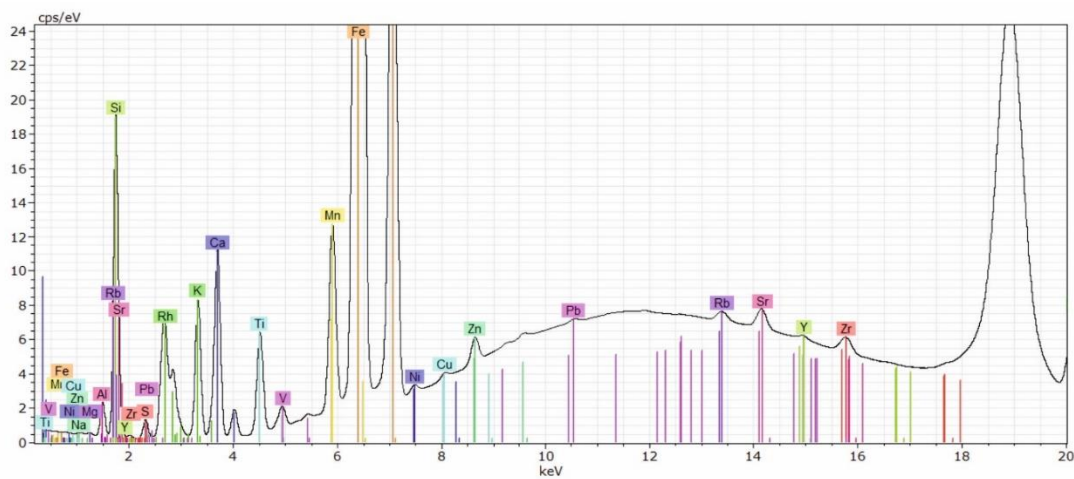
Kuvissa 28, 29 ja 30 on t energiaspektrit kolmesta osanäytteestä. Kuviin on merkitty tunnistetut alkuaineet energiapiikkien avulla.



Kuva 26 Kalla1/2 dynamic lines

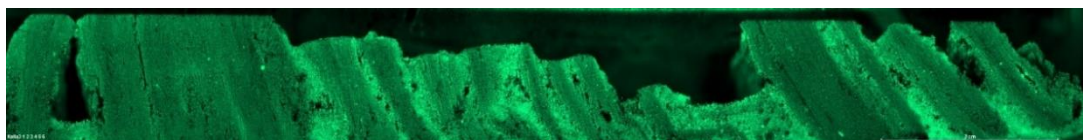


Kuva 27 Kalla1/7 dynamic lines

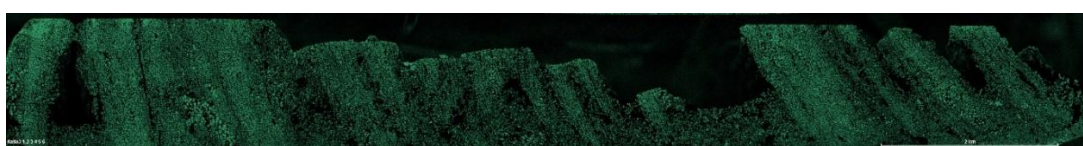


Kuva 28 Kalla3/5 dynamic lines

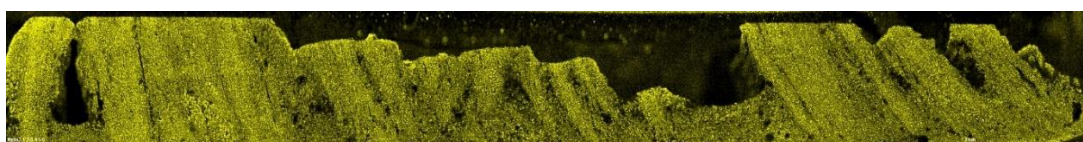
Alkuainekarttakuvasta voidaan havaita piin ja titaanin rikastuminen mineraalikerroksiin ja raudan rikastuminen orgaanisiin kerroksiin (kuvat 31, 32 ja 33). Alkuainekartoissa värin kirkkaus kuvaa alkuaineen suhteellista pitoisuutta.



Kuva 29 Raudan esiintyminen Kalla3/1 osanäytteessä

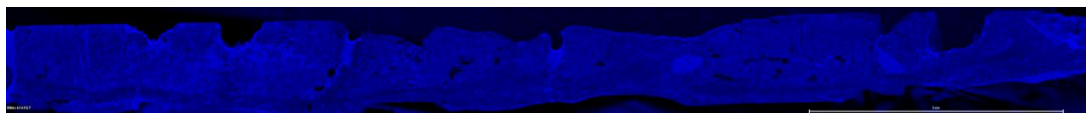


Kuva 30 Piin esiintyminen Kalla3/1 osanäytteessä



Kuva 31 Titaanin esiintyminen Kalla3/1 osanäytteessä

Araldiitti sisältää mm. klooria, jota on havaittavissa osanäytteen raoissa ja Araldiitilla täyttyneissä ilmakuplissa (kuva 34).



Kuva 32 Kloori Kalla1/5

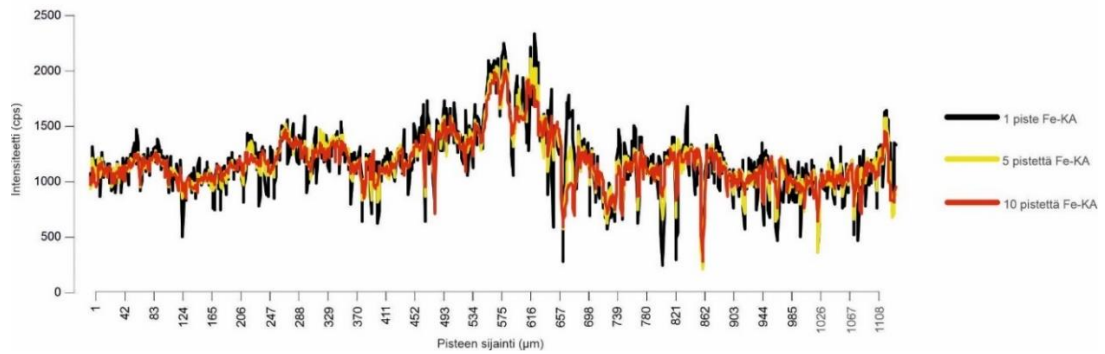
Kuvassa 34 kloorin intensiteetti kertoo, miten epoksimuovi on imeytynyt näytteeseen ja onko näytteessä ollut ilmakuplia tai halkeilua. Kloori poikkeaa siten muista tutkimukseen valituista alkuaineista, joiden avulla selvitetään sedimentaatioon vaikuttavia luonnollisia ja ihmisperäisiä tekijöitä.

4.7 Viiva-analyysi

XRF-dataan perustuvan alkuainekartan pohjalta näytteille tehtiin viiva-analyysi Bruker M4 Tornado:n ohjelmistolla. Viiva-analyysin tulisi edustaa näytettä mahdollisimman hyvin. Alkuainekartan avulla viivan voi vetää näytettä parhaiten edustavasta kohdasta ja huomioida mahdolliset halkeamat tai ilmakuplat.

Analyysia varten oli vertailtu 1, 5 ja 10 pisteen levyisiä viivoja, joiden todettiin antavan erilaiset tulokset (kuva 37). Mitä paksumpi viiva, sitä laajempi yleiskuva saadaan, sillä paksumman viivan ansiosta esimerkiksi yksittäisten mineraalirakeiden aiheuttamaa kohinaa ja pakastekuivauksen aiheuttamien pienten kuivumisrakojen aiheuttamia häiriöitä tulee vähemmän. Paksumman viivan avulla lasketaan leveämmän alueen keskiarvo ja siksi tulokset edustavat tasaisemmin näytettä kapeampaan viivaan verrattuna. Aineistosta laskettiin 51 pisteen keskiarvot, jotta kuvaajista tulisi selkeämpiä ja lisäksi aineistosta poistettiin 2 cm pituinen, jääsorminäytteen sahausvaiheessa otettu päällekkäin menevä osa pois. Poistettava osa valikoitui sen perusteella, kumpi näytteiden puoliskoista oli edustavampi.

Viiva-analyysi osanäytteestä Kalla1/2
1, 5 ja 10 pisteen levyisenä



Kuva 37 Osanäytteen Kalla1/2 raudan (Fe) viiva-analyysi 1, 5 ja 10 pisteen levyisenä.

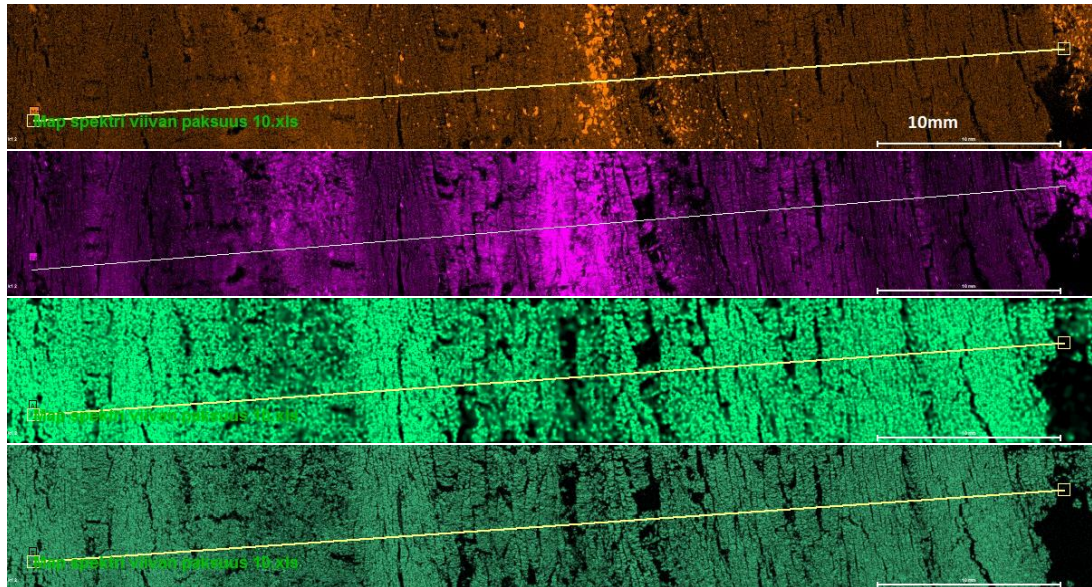
Viiva-analyysi tehtiin sedimentin rakenteiden suuntaisesti, jotta tulokset olisivat mahdollisimman tarkkoja ja edustaisivat näytettä parhaalla tavalla. Tässä tutkimuksessa käytetyt näytteet häiriintyivät ja taipuivat jonkin verran pakastekuivauksen aikana. Alkuainekartasta näkyy selkeästi, miten rakenteet ovat romahdelleet ja taipuneet paikoittain.

Kuvassa 38 ovat osanäytteen Kalla1/2 alkuainekarttakuvat 20–10 cm:n syvyydestä, joiden pitoisuusvaihtelut erottuvat selkeimmin. Rautaa on useimmiten määrällisesti eniten ja siksi se valikoitui kuvaamaan viiva-analyysia.

Alkuainekarttakuvista voi silmämääräisesti katsoa, minkä verran tiettyä alkuainetta esiintyy näytteen eri osissa ja mistä kohti viiva-analyysi tulisi ottaa. Kuvassa 38 kirkkaampi väri kertoo suuremmasta intensiteetistä eli käytännössä kirkkaammissa kohdissa kyseisen alkuaineen pitoisuudet ovat suuremmat. Kuvassa 38 rautaa (Fe) ja mangaania (Mn) esiintyy intensiteetin perusteella paljon näytteen keskiosassa.

Alumiini (Al) ja Pii (Si) ovat rikastuneet näytteiden mineraalipitoiseen luston osaan, kun taas rauta (Fe) ja mangaani (Mn) ovat rikastuneet orgaaniseen luston osaan. Alkuainekartan avulla voidaan havaita täysin mustia pisteitä, joissa näyte on haljennut, näytteessä on ilmakuplia tai kyseiseen kohtaan on rikastunut muita alkuaineita. Kuvia 21 ja 22 vertaamalla voidaan havaita, kuinka suurin vaihtelu yhden pisteen arvoista johtuu näytteen raoista ja yksittäisistä rakeista. Viiden pisteen viivassa tämä vaikutus tasoittuu huomattavasti. Kuten myös alkuainekartasta (kuva 38) voidaan havaita, että raudan (toinen ylhäältä, violetti) intensiteetti kasvaa kuvan keskivaiheilla, kuten viiva-analyysikuvaajassa (kuva 37). Viiva-analyysikuvaajien intensiteetti vuorostaan laskee

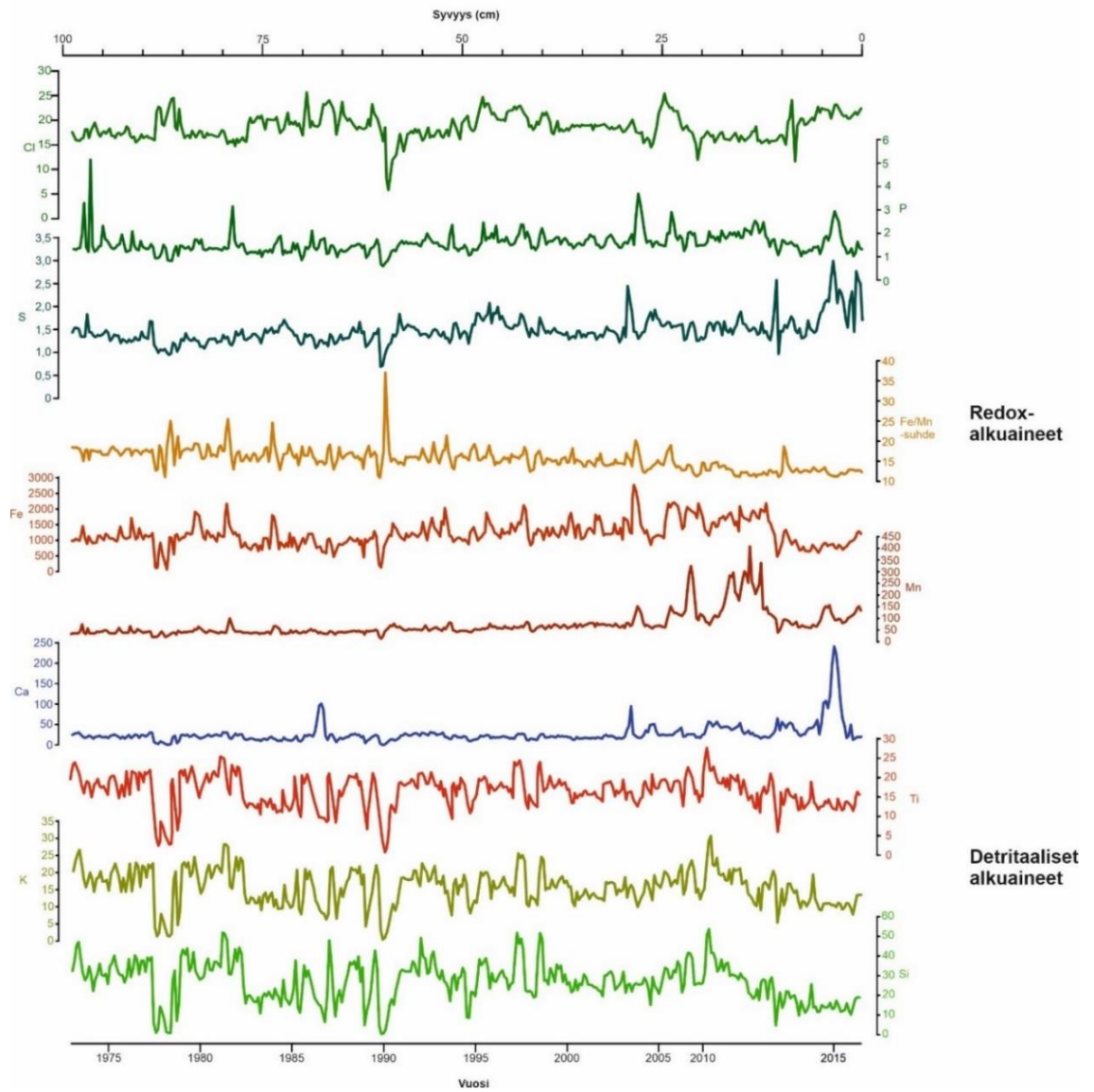
749 mikrometrin kohdalla, jossa alkuainekartassa on havaittavissa huomattavan vähän rautaa sisältävä reikä.



Kuva 38 Eri alkuaineiden jakautuminen osanäytteessä Kalla1/2. Alkuaineet ylhäältä alas: Mangaani (Mn)(oranssi), Rauta (Fe)(violetti), Alumiini (Al)(vaalean vihreä), ja Pii (Si)(tumman vihreä). Viiva-analyysi tehtiin kuvassa näkyvää suoraa pitkin.

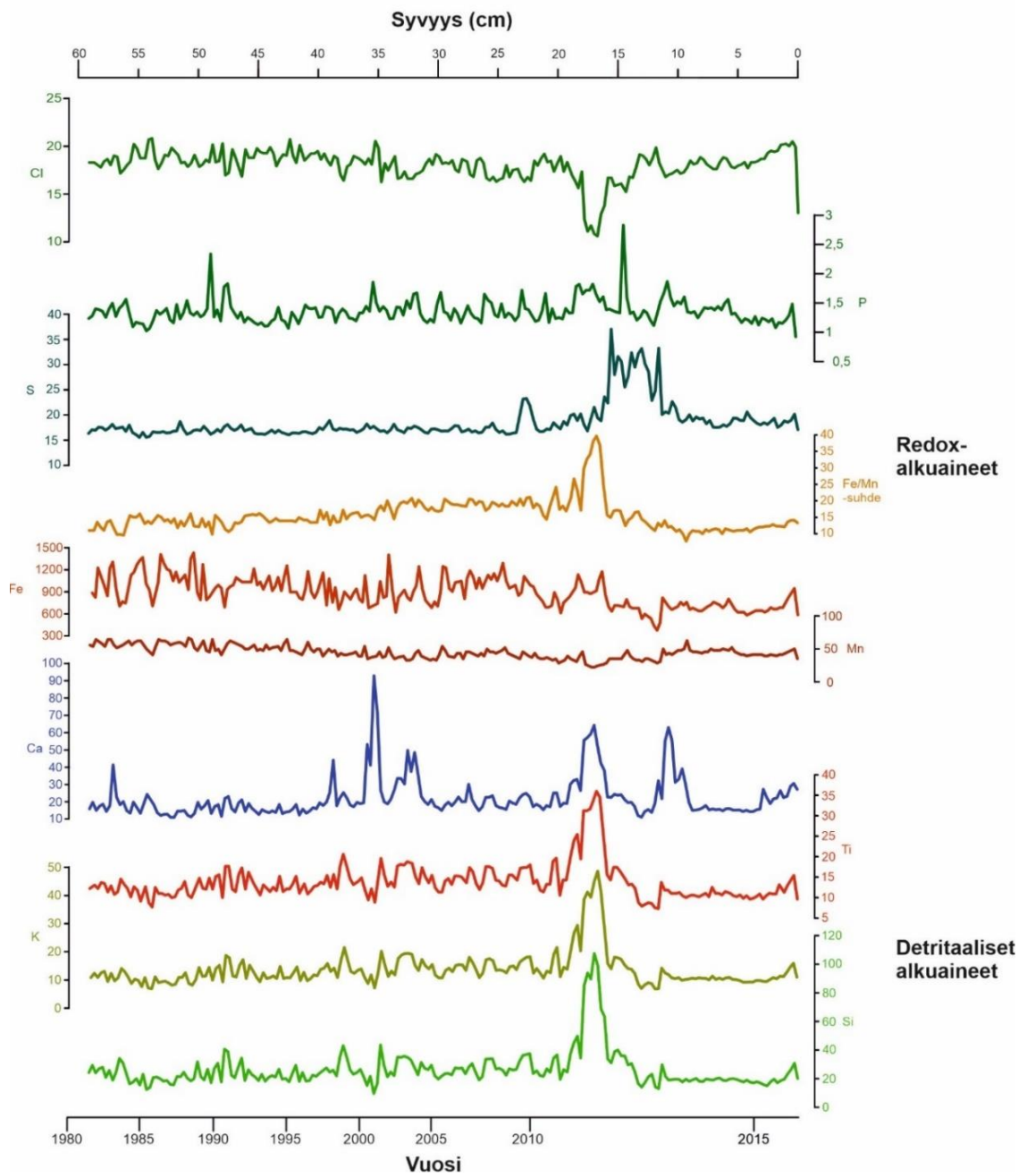
Alkuaineiden intensiteettejä tutkittiin ja vertailtiin rikin (S), fosforin (P), raudan (Fe), mangaanin (Mn), kalsiumin (Ca), titaanin (Ti), kaliumin (K) ja piin (Si) osalta (kuvat 35 ja 36).

Kalla1 redox-alkuaineet, detritaaliset alkuaineet ja kloori (intensiteetti, cps)



Kuva 33 Tutkimuksessa käytettyjen alkuaineiden intensiteetit Kalla1 näytteessä

Kalla3 redox-alkuaineet, detritaaliset alkuaineet ja kloori (intensiteetti, cps)

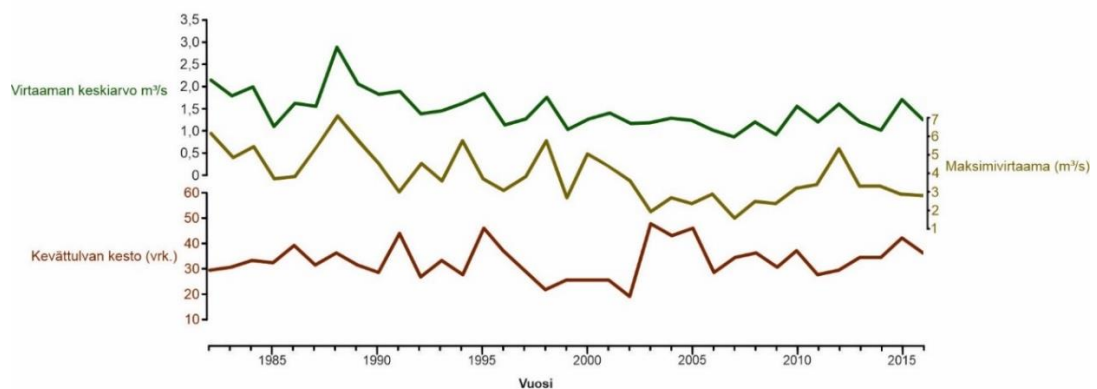


Kuva 34 Tutkimuksessa käytettyjen alkuaineiden intensiteetit Kalla3

4.8 Happiaineistot ja hydrologiset aineistot

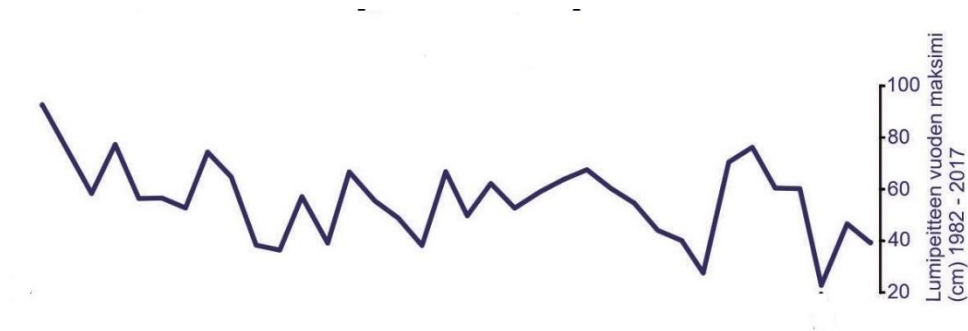
Suomen ympäristökeskus SYKE:n mittaamaa virtausaineistoa (Suomen ympäristökeskus SYKE 2019) käytettiin arvioitaessa kevättulvien voimakkuutta ja sen vaihtelua. Lähinnä tutkimusaluetta saatavissa oleva aineisto oli Kallaveden yläpuolisessa vesistöissä, Iisalmen vesistöreitillä, noin 30 km luoteeseen sijaitsevalla Pulkonkosken mittausasemalla. Vuosina 1982–2016 mitatut tiedot ladattiin Hertta-ympäristötietojärjestelmästä ja käsiteltiin MS Excel-ohjelmalla ja kuvaajat viimeisteltiin CorelDraw-ohjelmistolla.

Lumen sulamisesta aiheutuva tulvahuippu ajoittui vuosina 1982–2016 aikavälille 1.4.–30.6. Tämän vuoksi kevättulvaa tutkittaessa keskityttiin tämän aikavälin vuotuisiin virtausolosuhteisiin. Kevättulva määriteltiin laskemalla, kuinka monen vuorokauden ajan virtaama ylittää huhti-kesäkuun keskiarvon. Kevättulvan suurin maksimivirtaama oli 7 m³/s vuonna 1988 ja pienin maksimivirtaama 1,6 m³/s vuonna 2007 (kuva 37). Keskivirtaama seurasi maksimivirtaamaa, ollen suurin vuonna 1982 (2,15 m³/s) ja pienin vuonna 2007 (0,88 m³/s). Kevättulva kesti pisimmillään 48 vrk (vuosina 1995 ja 2005) ja lyhimmillään 20 vrk (2002).



Kuva 37 Kevättulvan kesto vuorokausina aikavälillä 1.4.-30.6., virtaaman keskiarvo kevättulvan aikana ja maksimivirtaama

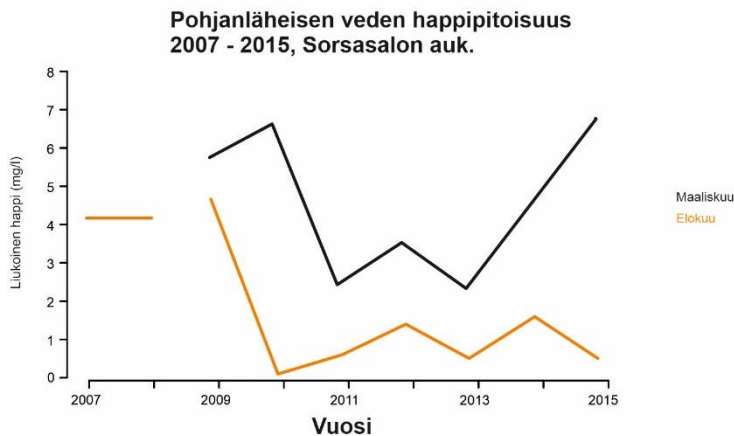
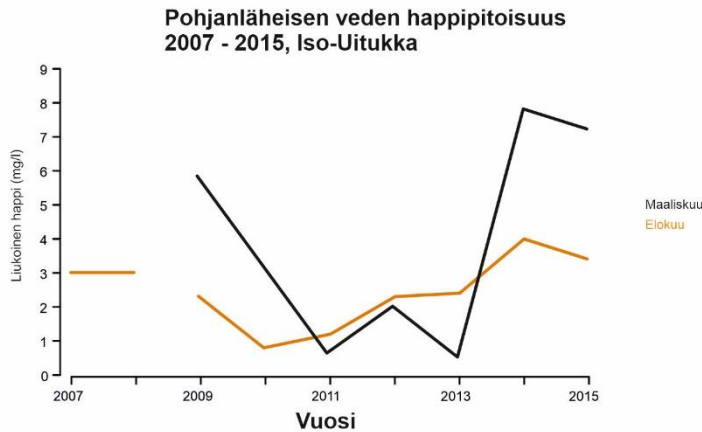
Lumipeitteen paksuus oli suurimmillaan vuonna 1981 (97 cm) ja pienimmillään vuonna 2014 (24 cm) (kuva 38) Lumimäärä on paksuimmillaan juuri ennen sulamisen alkamista kevättalvella, maaliskuun alkupuolella.



Kuva 38 lumensyvyys Kuopion Maaningan mittauspisteellä vuosina 1982–2017.

Tutkimuksessa käytettiin lisäksi tausta-aineistona HERTTA-tietokannasta ladattua happiaineistoa (Suomen ympäristökeskus SYKE 2019), joka on kerätty jääsorminäytepisteiden läheisyydestä (kuva 2). Kallansiltojen lähistöltä mitattua pohjanläheisen veden happipitoisuutta Sorsasalon ja Iso-Uitukan kohdilta verrattiin maaliskuun ja elokuun osalta (kuva 39).

Siltaremontin aikana vuosina 2009–2014 happitoisuus vaihteli huomattavasti kahdessa syvänteessä, joista jääsorminäytteet otettiin. Vaihtelu oli suurta myös vuodenaikojen välillä. Iso-Uitukan näytepisteessä liukoisen hapen määrä vaihteli vuosina 2007–2015 maaliskuun 0,6–7,8 mg/l välillä ja elokuun 0,8–4,0 mg/l välillä. Sorsasalon edustan näytepisteessä liukoisen hapen määrä vaihteli vuosina 2007–2015 maaliskuun 2,4–6,8 mg/l välillä ja elokuun 0,1–4,6 mg/l välillä. Pohjanläheisen veden happipitoisuus vaihteli melko paljon koko tutkimusalueella.



Kuva 39 Pohjanläheinen happitilanne kahdeassa näytepisteessä. Iso-Uitukka sijaitsi Kalla3:n läheisyydessä ja Sorsasalon auk. sijaitsi Kalla1:n läheisyydessä.

5 Tulosten tulkinta

Tulosten tulkinnassa hyödynnettiin ja yhdisteltiin kaikkien käytettyjen menetelmien myötä saatuja tuloksia. Perusanalyysien ja XRF-aineiston lisäksi tausta-aineistojen avulla sedimentaatioon vaikuttaneita tekijöitä pystyttiin vertailemaan ilmasto-olosuhteisiin, hydrologisiin ja ihmistoiminnassa tapahtuneisiin muutoksiin.

5.1 Lustotulkinta

Jääsorminäytteiden kerrosrakenteissa havaittiin silmämääräisesti ja valokuvien perusteella tasaisena toistuvaa raidoitusta, joka alustavasti viittasi vaalean kerroksen

osalta kevättulvan tuomaan, piitä runsaasti sisältävään mineraalikerrokseen. Tumma vaikutti orgaaniselta ainekselta, jonka kerrostuminen on tapahtunut kesän, syksyn ja talven aikana (Ojala et. al. 2013). Lustorakenne varmennettiin hyödyntämällä useita eri menetelmiä.

Jääsorminäytteestä otetuissa valokuvassa sedimentin kerrokset ovat suorassa, kun taas sedimentin kuivattamisen ja epoksi-imeyttämisen seurauksena alkuainekarttakuvissa ne ovat taipuneet. Kerrosrajojen määrittely ei ole täysin yksiselitteistä, vaan vaatii tulkintaa ja kerrostumissyklin ymmärtämistä.

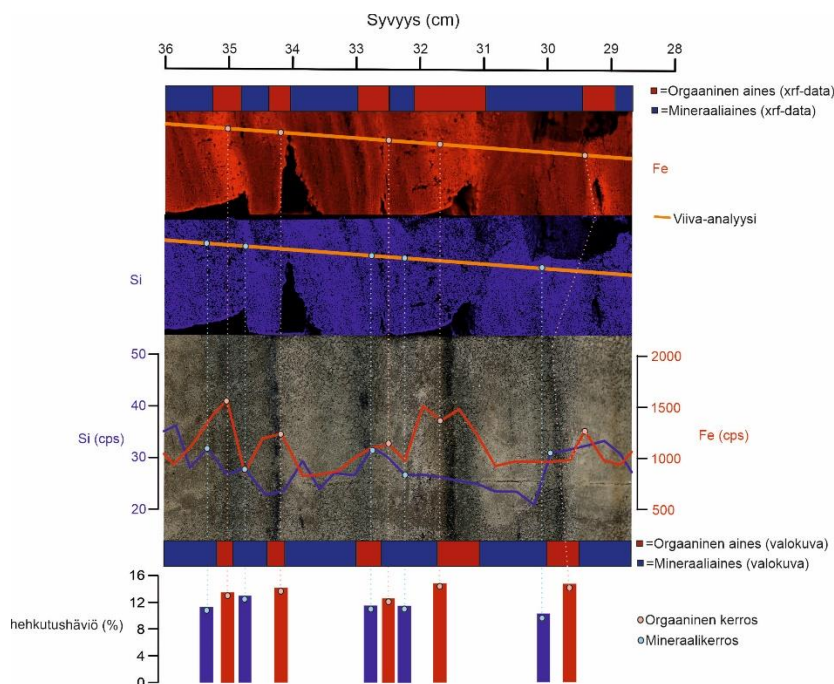
Mikro-XRF -aineiston pohjalta tehtiin viiva-analyysiaineisto, jonka avulla vertailtiin alkuaineiden intensiteeteissä tapahtuneita muutoksia. Tässä tutkimuksessa käytettiin detritaalisia alkuaineita, joita ovat pii (Si), kalsium (Ca), titaani (Ti) ja kalium (K). Pii saattaa olla myös biogeenista, piilevistä muodostunutta piitä (Ojala et. al. 2013). Detritaaliset alkuaineet esiintyvät mineraalikerroksessa (kuvat 35 ja 36) ja ne ovat valuma-alueen yleisimpien kivilajien, kuten maasälpjen, plagioklaasin ja kvartsin komponentteja. Orgaanisen kerroksen muodostavia ja siihen sitoutuvia alkuaineita ovat pääosin redox-sensitiiviset rauta (Fe), mangaani (Mn) sekä fosfori (P) ja rikki (S) (Ojala et. al. 2013).

Lustorakenteen todentamiseksi vertailtiin hehkutushäviötä, XRF-datan perusteella tehtyä viiva-analyysiä sekä alkuainekarttakuvia ja jääsorminäytteistä otettuja valokuvia viiden perättäisen, lustoksi tulkitun ajanjakson osalta lustonosan tarkkuudella (kuvat 40 ja 41). Näiden näytteiden hehkutushäviö osoittaa, että orgaanista ainesta on luston molemmissa osissa, mutta tummassa, orgaaniseksi kasvukautta edustavaksi kerrokseksi tulkitussa osassa sitä on enemmän. Kevättulvan aikana kerrostuvassa mineraalikerroksessa taas hehkutushäviö on pienempi. Eroja näiden välillä tasoittaa osanäytteenoton vaikeus ohuesta lustonosasta, joka jääsormessa usein on vinossa näytteenotossa käytettyyn kiilaan päin. Molemmat osanäytteet väistämättä sisälsivät pieniä määriä ainesta viereisestä lustonosasta.

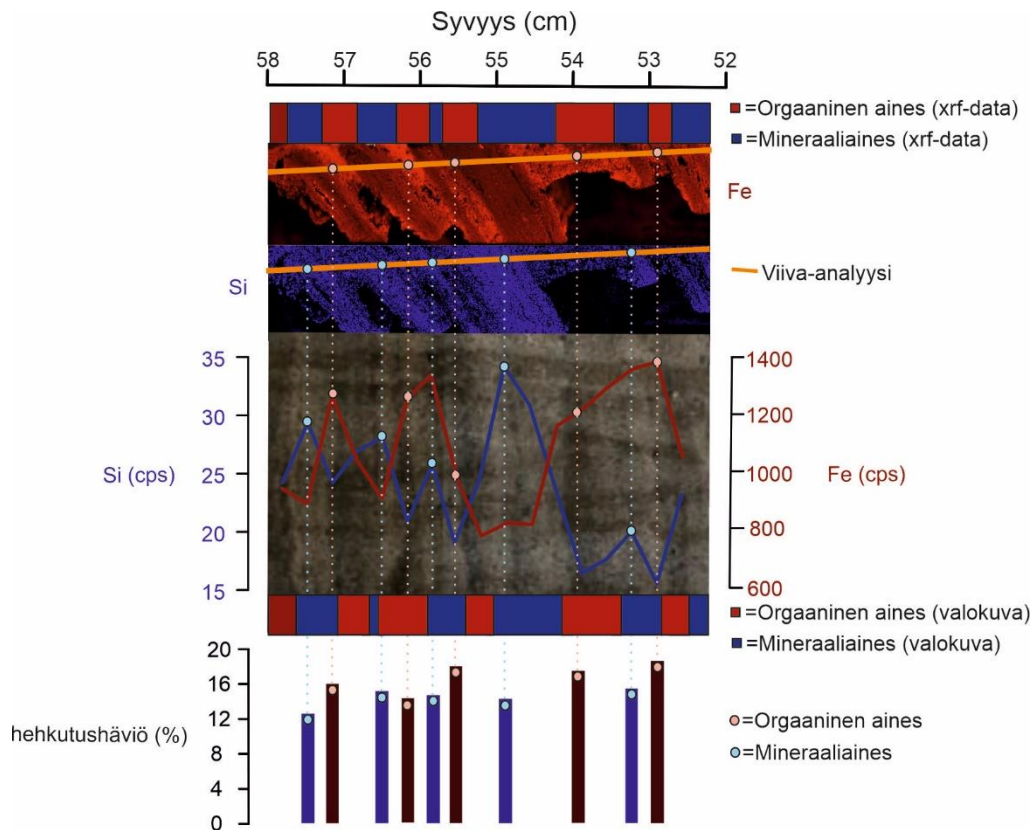
Raudan ja piin intensiteettivaihtelua käytettiin, jotta voitaisiin erottaa pääosin kevättulvan aikana kerrostuvan minerogeenisen piin ja kesän, syksyn ja talven aikana pääosin saostuvan raudan keskinäinen vaihtelu. Jääsorminäytteissä Kalla1 ja Kalla3 raudan ja piin

intensiteetit vaihtelevat niin, että toisen alkuaineen intensiteetin laskiessa toinen nousee ja päinvastoin. Tästä voi päätellä kyseessä olevan vuosilustoinen sedimenttinäyte, sillä siinä vuorottelevat tasaisesti kevättulvan aikainen, piitä runsaammin sisältävä mineraalikerros ja kesän aikainen, rautapitoinen orgaaninen kerros (Renberg, 1981, Ojala et al., 2013, Zolitschka et al., 2015). Rautaa on sekä klastisessa että orgaanisessa lustonosassa, mutta raudan intensiteetit ovat huomattavasti korkeammat orgaanisissa kerroksissa (kuvat 40 ja 41).

Viimeinen tumma orgaaninen kerros ei osu täysin valokuvan vastaavalle kohdalle Kalla1:ssä (kuva 40) johtuen osanäytteen taipumisesta ja valumisesta pakastekuivauksen jälkeisen epoksointivaiheen aikana. Myöskään XRF-data ei vuorottele yhtä selkeästi, kuin Kalla3:ssa. Kuvien 40 ja 41 yhteinen viesti kuitenkin on, että näytteistä Kalla1 sekä Kalla3 löytyy vuosilustoja.



Kuva 40 Kalla 1 näytteen lustojen koostumus. Ylinnä alkuainekarttakuvat ja niistä tehdyt viiva-analyysit, Fe (punainen), Si (sininen). Viiva-analyysin tuottamat intensiteettivaihtelut on kuvattu jääsorminäytteestä otetun valokuvan päälle osoittamaan alkuaineiden vaihtelua suhteessa havaittuun lusterakenteeseen. Valokuvasta (alapalkki) ja XRF-datasta (yläpalkki) tulkitut lusterajat esitetty vaakapalkeissa sekä alinna kunkin lustonosan heikutushäviö.



Kuva 41 näytteen Kalla3 lustojen koostumus. Ylinnä alkuainekarttakuvat ja niistä tehdyt viiva-analyysit, Fe (punainen), Si (sininen). Viiva-analyysin tuottamat intensiteettivaihtelut on kuvattu jääsorminäytteestä otetun valokuvan päälle osoittamaan alkuaineiden vaihtelua suhteessa havaittuun lusterakenteeseen. Valokuvasta (alapalkki) ja XRF-datasta (yläpalkki) tulkitut lusterajat esitetty vaakapalkkeissa sekä alinna kunkin lustonosan hehikutushäviö.

Paksuissa lustoissa ei ole selkeästi erikseen havaittavia neljän vuodenaajan vaihtelun merkkejä, vaan ainostaan kevättulvan kerrostama mineraaliaineksen kerros ja pääosin kasvukaudella ja syksyllä kertyvän orgaanisen aineksen kerros. Neljä vuodenaikaa on mahdollista erottaa tarkasti ns. sedimenttiansalla (engl. sediment trap), jonka avulla voidaan selvittää vuodenaikojen aiheuttama kerrostumisnopeuden vaihtelu ja kemialliseen koostumukseen vaihtelu (Ojala et al. 2013).

Vuoden aikana prosentuaalisesti eniten detritaalista ainesta kertyy kevättulvan aikana. Prosentuaalinen määrä pienenee portaittain kesän ja syksyn aikana ollen pienimmillään talvella (Ojala et al. 2013). Kvartsia ja maasälpää kerrostuu eniten keväällä ja määrät pienenevät kesän ja syksyn aikana. Talvella kvartsia ja maasälpää, tai ylipäätään mitään sedimenttikerrosta kasvattavaa ainesta kerrostuu todella vähän (Ojala et al. 2013, Johansson et al. 2019). Rautayhdisteistä rautasilikaatteja ja rautaoksideja kerrostuu vähiten keväällä ja eniten talvella. Kesällä näitä yhdisteitä kerrostuu jonkin verran (Ojala et al. 2013). Muita rauta-mangaani-kalsium-pii-yhdisteitä kerrostuu merkittäviä määriä

vain talven aikana, mutta ei muina vuodenaikoina. Alkuainekarttakuvissa havaitut lustojen rakenteen sisällä olevat heikommat kerrosmaisat kuviot saattavat siis olla lustojen sisäistä vuodenaikasvaihtelua. Tummanruskeassa orgaanisessa kerroksessa havaitut mustat ohuet raidat sisältävät alkuainekarttakuvien perusteella suhteellisen paljon rautaa, rikkiä ja mangaania. Kerrokset saattavat olla sillä perusteella talvella muodostuneita rautasulfideja (FeS) tai rautahydroksideja (Fe(OH)₃) (Renberg 1981, Gälman et. al. 2009). Gälman et. al. (2009) suorittamien tutkimusten mukaan Pohjois-Ruotsissa sijaitsevan dimiktisen järven lustot olivat noin 1 cm paksuja ja pakoittain väri ja sekä rakenne näyttivät samalta kuin tämän tutkimuksen jääsorminäytteet Kalla1 ja Kalla3 valokuvissa.

Vuodenaikojen vaihtelu muuttaa veden happipitoisuutta ja redox-sensitiiviset alkuaineet reagoivat tähän muutokseen (Renberg 1981). Redox-sensitiivisiä alkuaineita kertyy erityisesti kevään, kesän ja syksyn aikana sedimenttiin muodostaen mm. kasvinjäänteistä ja humusaineista koostuvan tumman lustonosan. Tällainen toistuva rakenne viittaa Suomen ilmasto-olosuhteille tyypilliseen klastis-orgaaniseen lustorakenteeseen (Simola 1983, Ojala et. al. 2005, Zolitschka et. al. 2015), jollaiseksi myös tämän tutkimuksen jääsorminäytteet tulkittiin.

5.2 Sedimentin ajoitus

Sedimenttinäytteet ajoitettiin vuosilustojen perusteella. Kalla1:n iäksi laskettiin röntgenkuvien pohjalta 44 vuotta eli vanhin lusto on vuodelta 1972. Kalla3:n iäksi laskettiin röntgenkuvien pohjalta 34 vuotta, vanhimman luston ollessa vuodelta 1982. Kuuden eri laskutavan keskiarvolla jääsorminäytteiden iät olivat 54 vuotta (Kalla1) ja 37 vuotta (Kalla3), mutta ikämääritys tehtiin vain röntgenkuvien pohjalta sen osoittauduttua tarkimmaksi menetelmäksi.

Ajoitus tuettiin käyttämällä tunnettua tapahtumaa, eli vuoden 2009 syksyllä alkanutta siltaremonttia, jonka arvioitiin näkyvän sedimentaation muutoksena useamman vuoden ajan. Apuna käytettiin Kallansiltojen remonttitoiden aikana kerättyä kattavaa dokumentointia työvaiheista. Liikenneviraston julkaisemaan raporttiin (Nurmi 2014) on kerätty useista eri lähteistä työvaiheiden kuvauksia sekä päivämäärillä varustettuja valokuvia, joiden perusteella vuosien 2009–2014 vaikutuksia pystyttiin yhdistämään jääsorminäytteissä havaittuihin muutoksiin.

Perusanalyysit tukevat vuoden 2010 käyttämistä kiintopisteenä Kalla1:ssä ja Kalla3:ssa. Sedimentin rakenteessa ja koostumuksessa on havaittiin vuoden 2010 kohdalla selkeitä muutoksia, kuten mineraaliaineksen määrän kasvu, joka heijastuu magneettisen susceptibiliteetin kohoamisena (kuvat 11 ja 12), titaanin ja piin intensiteetin kasvuna (kuvat 35 ja 36) sekä kerrospaksuuden kasvuna (Kuva 27). Samoin Kalla3:n ensimmäinen laskukerta asettuu kahden muun laskukerran väliin ja paksu lustokerros vuoden 2010 kohdalla on todennäköinen seuraus rakennustöiden aloitusajankohdasta. Vuonna 2009 aloitettu rakennustyömaa alkaa näkyä sedimentissä detritaalisten alkuaineiden intensiteetti muutoksina Kalla1:ssä ja Kalla3:ssa (kuvat 35 ja 36). Erityisen selkeästi muutos näkyy Kalla3:n savimineraalikerroksessa 20–10 cm syvyydessä. Tätä savi- ja mineraalikerrosta käytettiin ikämallisissa ajoituksen tukipisteenä. Kerros koostuu joko ruoppaamisen, purkutöiden tai betonivalutöiden tai näiden yhdistelmän tuottamasta aineksesta. Myös Kalla1:ssä detritaalisten alkuaineiden intensiteetit kohosivat hiukan 25–20 cm:n syvyydessä. Siltatyömaan ajankohta sopii lustorakenteessa tapahtuneisiin muutoksiin ja siten tukee lustoajoitusta, mutta myös vahvistaa sedimenttirakenteiden vuosikerrallisen luonteen.

5.3 Sedimentaationopeus

Sedimentin kerrostumisnopeus näytteissä Kalla1 ja Kalla3 on ollut huomattavan suuri (1–3 cm/vuosi) verrattuna keskimääräisiin kerrostumisnopeuksiin lähialueilla, Itä-Suomen vesistöissä tai ylipäätään Suomen aiemmin tutkituissa lustojärvissä. Viitasaarella sijaitsevan Kalliojärven keskimääräinen lustopakkuus on 0,52 mm (Saarni et. al. 2016a), Nurmeksessa sijaitsevan Lehmilammen keskiarvo on 0,8 mm (Haltia-Hovi et al. 2007). Vaihteluväli Lehmilammessa on ollut 0,25–2,92 mm ylimmässä 18 cm:ssä (Kukkonen 2008), ja 0,4–4,8 mm ylimmässä 30 cm:ssä (Salminen et. al. 2019). Päijät-Hämeen Pyhäjärveltä, Kanta-Hämeen Pääjärveltä sekä Päijänteen Ristinselältä kerätyissä näytteissä (Itkonen ja Salonen 1994) sedimentaationopeus on vaihdellut 0,5–2 mm/vuosi. Pääjärven ja Päijänteen sedimentaationopeus kasvaa pintaa kohti 1–2 mm ja 3–4 mm/vuosi tasolle. Itkosen ja Vesterisen (2019) mukaan Pohjois-Kallaveden Neulalahdelta vuosina 2005, 2006 ja 2018 otetuissa näytesarjoissa sedimentaationopeus on ollut yksittäisissä näytteissä 3,5 mm, 5,5 mm ja 5,8 mm vuodessa. Keskimäärin

tutkimusalueen sedimentaationopeus on ollut noin 5 mm vuodessa. Vuonna 2012 otetun näytesarjan ajoituksen perusteella sedimentaationopeus olisi ollut noin 10 mm vuodessa.

Sedimentaationopeus kertoo näytteenottopisteen valuma-alueesta, ilmasto-olosuhteista sekä ihmistoiminnan vaikutuksesta ja niiden aiheuttamasta vaihtelusta sekä järven perustuotannosta (esim. Ojala et. al. 2000, Ojala et. al 2012, Zolitschka 2015). Merkittäviä lustonpaksuutta sääteleviä tekijöitä ovat valuma-alueelta veteen kulkeutuva, ilmasto-olosuhteiden ohjaama kiintoaineksen määrä, veden virtausnopeus, kerrostumisaltaan muoto ja järven sisäinen tuotanto (Zolitschka 2015). Kolmessa jääsorminäytteessä sedimentaationopeudessa havaittiin eroja, mutta yhteistä jääsorminäytteille oli suurempi lustopaksuus verrattuna lähialueilla sekä muualla Suomessa tutkittuihin sedimenttinäytteisiin (Ojala et. al. 2000). Lisäksi Kalla1:ssä ja Kalla3:ssa havaittiin paksummat lustokerrokset vuoden 2010-siltaremontin aikana (kuva 27). Myös vuosiluston paksuuden kokonaiskasvu pintaa kohti viimeisten noin kymmenen vuoden ajalta oli samankaltaista molemmissa näytteissä. Kasvanut lustonpaksuus pintaa kohden on tunnettu ilmiö, joka johtuu vesipitoisuuden kasvusta pintaa kohden ja sedimentin vähäisestä kompaktoitumisesta, minkä vuoksi sedimentti on pinnasta löyhää (Saarnisto 1975, Zolitschka et. al 2015).

Siltaremontin tuoma mineraalipitoinen kiintoaines vaikuttaa Kalla3:n lustopaksuuteen, mutta Kalla1:ssä remontin vaikutus on pienempi, mahdollisesti siksi, että kiintoaineksen leviäminen oli estetty harsoilla (Nurmi 2014).

Kalla3:n lustopaksuuden keskiarvo on yhden ja kahden cm:n välillä. Kalla1:n lustopaksuus on merkittävästi Kalla3:a suurempi koko matkalta. Paksuudet vaihtelevat 1–4 cm:n välillä paksuimpien kohtien ollessa lähes 6 cm.

Lustopaksuuden muutokset osoittavat, kuinka erilaista näiden kahden toisiaan melko lähellä sijainneiden näytteiden kerrostuminen on ollut. Huomattavasti syvemmältä otettu Kalla3 on kerrostunut tasaisemmin kuin matalammasta vedestä lähempää siltaa otettu Kalla1.

5.4 Sedimentin ominaisuudet

Perusanalyysien tuloksista ja niitä vertailemalla saatiin selville sedimentin olennaisia perusominaisuuksia, joita muut tulokset ja tausta-aineisto täydentävät. Kuvissa 42 ja 43

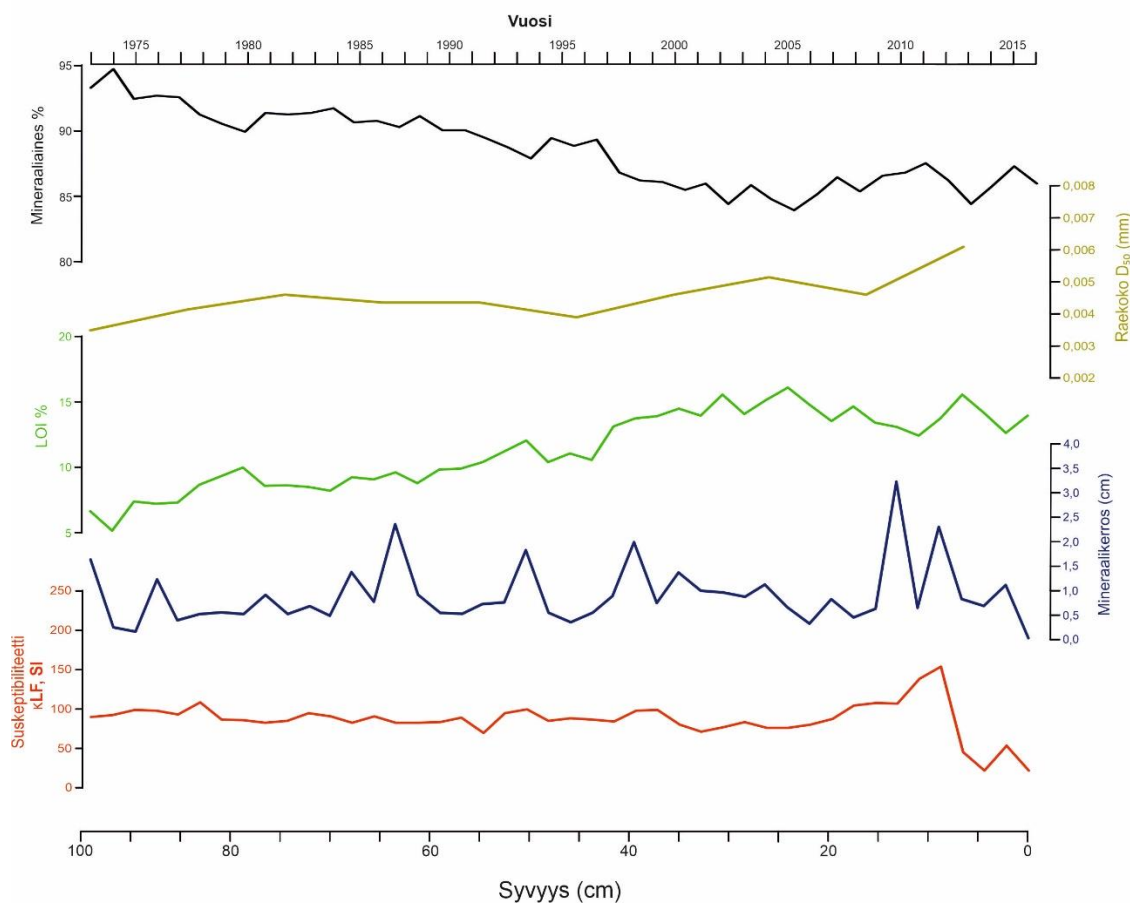
on esitetty Kalla1 ja Kalla3 näytteiden orgaanisen aineksen ja mineraaliaineksen prosentuaaliset määrät, raekoko, luston mineraaliosan paksuus ja mageneettinen susceptibiliteetti.

Kalla1:stä voidaan havaita, että mineraaliaineksen määrä laskee raekoon ja kerrospaksuuden kasvaessa. Kasvanut virtausnopeus Kallansiltojen laivaväylien aukoissa selittäisi, miksi Kalla1:ssa raekoko kasvaa ja Kalla3:ssa pienenee, sillä virtaus heikkenee kohti kauempana silta-aukoista sijaitsevaa Kalla3:a. heikomman virtauksen oloissa Kalla3:een kerrostuu raekooltaan hienompaa ainesta kuin Kalla1:een. Kalla1:n näytepisteen viereistä laivaväylää levennettiin vasta vuonna 2013 ja väylän syvyys kasvoi 2,7 metristä 3,4 metriin (Nurmi 2014). Nurmen (2014) kirjoittamassa raportissa ei mainittu, että vuosien 1965–2009 välillä olisi tehty virtausoloihin vaikuttavia korjaus- tai muutostöitä.

Kevättulvien maksimivirtaama ja virtaaman keskiarvot kasvoivat hieman vuosien 2008–2012 aikana. Kevättulvan voimakkuuden kasvu vaikuttaisi raekoon kasvuun, mutta selkeää yhteyttä ei löytynyt kummastakaan näytteestä koko niiden edustamalta ajanjaksolta.

Molempien jääsorminäytteiden pintaosissa on runsaasti orgaanista ainesta. Tämä voi johtua suuremmasta biogeenisestä tuotannosta esimerkiksi rehevöitymisen tai ojitusten seurauksena (Tammelin ja Kauppila 2015, Tammelin et. al 2017) tai siitä, että orgaaninen aines ei ole ehtinyt vielä hajota pintasedimentistä (Ojala 2013, Zolitchka 2015). Susceptibiliteetti laskee tyypillisesti pintaa kohti vesipitoisuuden kasvun vaikutuksesta, mutta tämän tutkimuksen näytteissä susceptibiliteetti nousee molemmissa näytteissä, viitaten siltaremontin aiheuttamiin muutoksiin alueen luontaisessa sedimentaatiossa. Orgaanisen aineksen prosentuaalista määrää kuvaava heikutushäviö (LOI%) laskee hieman susceptibiliteetin noustessa, joten muutos liittyy mineraaliaineksen lisääntyneeseen määrään. Kalla3:ssa heikutushäviö on suurimmillaan samaan aikaan susceptibiliteetin huippuarvon kanssa, pinnassa vuoden 2010 kohdalla. Tällä perusteella kyseessä on orgaaniseen ainekseen sitoutunutta rautaa. Pohjan ruoppaus, siltapenkereiden avaaminen ja poikkeuksellisen voimakkaat syysmyrskyt yhdessä lisääntyneet huuhtoutuman kanssa ovat voineet aiheuttaa tämän suuren rautasaostuman synnyn.

Sedimentin ominaisuudet, Kalla1



Kuva 42 Mineraaliaineksen, raekoon (D_{50}), hehkutushäviön, mineraalikerroksen paksuuden ja susceptibiliteetin vertailu Kalla1 näytesarjasta

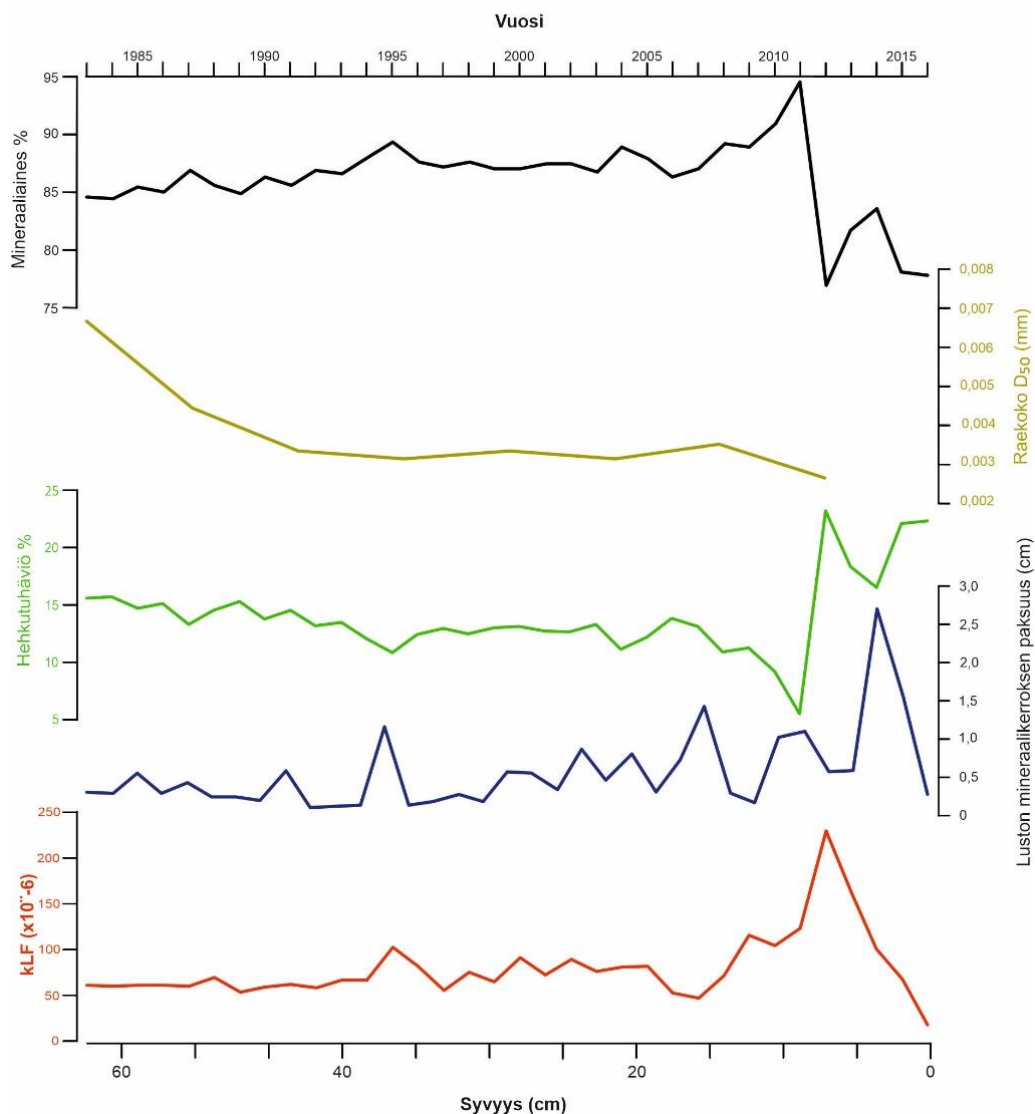
Kalla3:ssa mineraaliaineksen prosentuaalinen osuus, luston mineraalikerroksen paksuus sekä susceptibiliteetti kasvavat saman suuntaisesti raekoon laskeessa pintaa kohti.

Siltaremontti näyttäisi siis vaikuttavan Kalla3:een eri tavoin kuin Kalla1:een. Kalla3 sijaitsee kauempana silta-aukoista ja heikentyneen virtauksen myötä hienompaa ainesta kertyy siihen enemmän.

Orgaanisen aineksen määrä vaihtelee Kalla3:n pintaosissa huomattavasti. Lasku näyttäisi johtuvan remontin myötä lisääntyneestä mineraaliaineksen määrästä. Pintaosan 20–25 prosenttiin nouseva hehkutushäviö on myös poikkeuksellisen korkea määrä ja viittaa ihmistoiminnasta aiheutuneeseen muutokseen. Vuoden 2012 kohdalle ajoittuva huippulukemaa voisi osaltaan nostaa myös keskiarvoa runsassateisemmat kesäkuukaudet.

Hammarin (2004) mukaan vuosina 1991–2000 tehtyjen tutkimusten perusteella Iisalmen vesistöreitillä sijaitsevien järvien ravinteikkuus on pääosin pysynyt ennallaan noin puolessa järvistä, mutta heikentynyt 30 prosentissa ja parantunut 20 prosentissa tutkimuksen järvistä. Nilsiän reitillä taas järvein ravinteikkuus oli kasvanut huomattavasti, noin 40 prosentissa tutkimuksen järvistä. Siksi Kallaveden sisäinen tuotanto on saattanut vaikuttaa orgaanisen aineksen määrään. Soiden ojituksen aiheuttama lisääntynyt huuhtouma tai orgaanisen aineksen hajoamattomuus voivat myös osin selittää kasvanutta määrää.

Sedimentin ominaisuudet, Kalla3



Kuva 43 Mineraaliaineen, raekoon (D₅₀), hehkutushäviön, mineraalikerroksen paksuuden ja susceptibiliteetin vertailu Kalla3 näytesarjasta

5.4.1 Magneettinen susceptibiliteetti

Magneettinen susceptibiliteetti kasvaa pintaa kohti Kalla1:ssä ja Kalla3:ssa. Mineraaliaineksen määrä noudattelee Kalla3:ssa susceptibiliteettikuvaajan muotoa, mutta Kalla1:ssä samankaltaista yhtäläisyyttä ei löydy. Susceptibiliteetin muutos pintakerroksissa vaikuttaisi olevan ihmistoiminnan aiheuttamaa, sillä melko tasainen kehitys muuttuu merkittävästi siltaremontin aikana. Vesi-sedimentti-rajapinnan laskeva susceptibiliteetti johtuu todennäköisesti vesipitoisuuden, humuksen ja orgaanisen aineksen määrän kasvusta, sillä pintakerrosten havaittiin olevan homogeenisiä ja erittäin vesipitoisia.

Susceptibiliteetin ja mineraaliaineksen määrällä on havaittu yhteys, jossa susceptibiliteetin kohoaminen johtuu lisääntyneestä mineraaliaineksen määrästä (Tiljander et. al. 2003). Tämän perusteella Kalla3:n sedimentaatiokehitys on lähempänä luontaista ja Kalla1:n hieman poikkeavaa. Lisäksi kevättulvat ja kesän lämpötila- ja sadeolosuhteet poikkeavat keskiarvoista vuosina 2009–2014. On mahdollista, että muutokset luontaiseen sedimentaatioon vaikuttavissa tekijöissä on osaltaan muokannut näytteiden pintaosia. Oletettavasti kuitenkin suurin vaikutus on ollut siltaremontilla ja luontaiset muutokset ovat voimistaneet vaikutusta.

5.4.2 Hehkutushäviö

Hehkutushäviön määrät erosivat Kalla1:ssä ja Kalla3:ssa. Kalla1:ssä hehkutushäviön määrä kasvoi selvästi pintaa kohti. Kalla3:ssa hehkutushäviö taas laski tasaisesti noin vuoteen 2009 asti, jolloin se nousi huomattavasti vuoteen 2010 mennessä. Kalla3:n orgaanisen aineksen määrän muutos on huomattava. Sitä voitaisiin pitää ihmistoiminnasta aiheutuvana, mutta myös näytepisteen sijainti kauempana silta-aukoista heikomman virtaaman alueella ja sen myötä rauhallisempi kerrostumisympäristö voi myös selittää kehityksen. Sama ilmiö ei ole vaikuttanut yhtä merkittävästi Kalla1:een, joka sijaitsee voimakkaamman virtauksen kohdalla ja matalassa kerrostumisympäristössä.

5.4.3 Raekoko ja maalajiluokitus

Raekoko kertoo eroosiosta valuma-alueella sekä veden virtausvoimasta ja niissä tapahtuneista muutoksista. D_{50} raekoko on molemmissa näytteissä GEO-maalajiluokituksen (Korhonen et. al. 1974) ja hehkutushäviön myötä lasketun orgaanisen aineksen määrän perusteella pääosin silttistä ja savista liejua.

Keskimäärin Kalla1 koostuu silttisestä ja savisesta liejusta orgaanisen aineksen määrän kasvaessa tasaisesti pintaa kohti. Kalla1:n pohjan 5 cm osuus on liejuista silttiä tai savea.

Kalla3:ssa orgaanisen aineksen määrä on pienempi kuin Kalla1:ssä ja näyte koostuu silttisestä ja savisesta liejusta. Pintaosassa on hieman liejuista silttiä tai savea.

D_5 raekoko on hienoa hiekkaa Kalla1:ssä ja Kalla3:ssa. Raekoon perusteella Kalla1:n kehitys on poikkeavaa, sillä orgaanisen aineksen määrän kasvaessa myös raekoko kasvaa niin D_{50} :n kuin D_5 :n osalta.

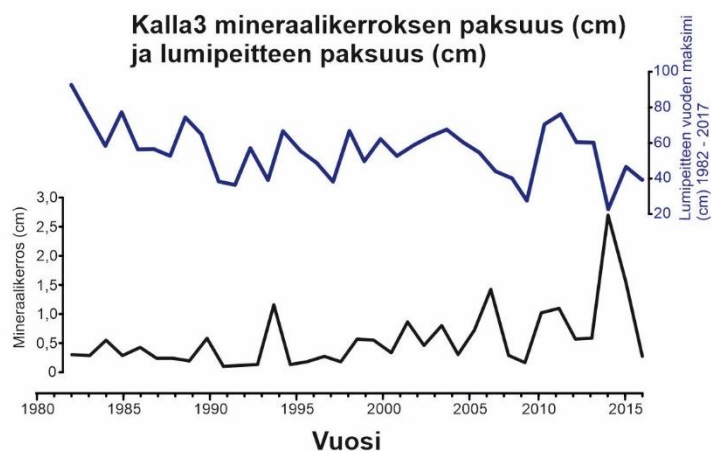
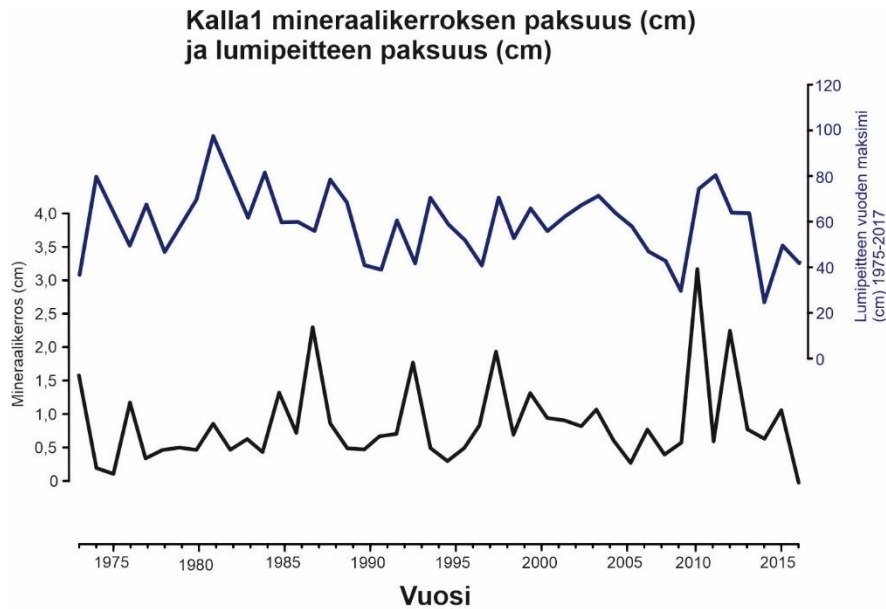
D_{50} ja D_5 kuvaajat (kuvat 17–20) osoittavat, että virtausvoimakkuus on vaihdellut Kalla1:n ja Kalla3:n välillä ja vaikuttanut näiden näytepisteiden raekokoon. Virtausvaihtelu on kerrostanut suurempaa raekokoa Kalla1:n kohdalle ja heikentynyt virtaus on vaikuttanut siihen, että Kalla3:n raekoko pienenee.

5.5 Ilmaston vaikutus sedimentaatioprosessiin

Lustopaksuus voi ilmentää tutkimusalueella vallinnutta ilmastoja (Zolitschka et al. 2015, Saarni et. al. 2016b). Näytteistä voidaan verrata orgaanisen kerroksen ja minerogeenisen kerroksen paksuutta, jolloin saadaan viitteitä siitä, millaiset kesä- ja talviolosuhteet kyseisenä vuonna ovat vallinneet. Aineiston ilmastoherkkyyden testaamiseksi voidaan verrata sedimenttiaineistoja meteorologisiin aineistoihin, kuten lämpötilaan, sadantaan, jääpeitteen kestoon ja lumen paksuuteen (Saarnisto 1986, Zolitschka et. al. 2015).

Kevättulvien kerrostama mineraalikerros on riippuvainen lumipeitteen paksuudesta. Keväällä sulamisvesien mukana kulkeutuvan mineraaliaineiden määrä on usein sitä suurempi, mitä enemmän vettä lumesta vapautuu (Ojala ja Alenius 2005). Ohut mineraalikerros viittaa ohkaiseen lumipeitteeseen ja sitä myötä vähäisiin sulamisvesiin kevättulvan aikana (Saarnisto 1986, Haltia-Hovi et. al. 2007).

Kuvan 44 perusteella voidaan havaita, että mineraalikerroksen paksuus seurailee vain osittain lumikerroksen paksuutta Kallaveden näytesarjoissa Kalla1 ja Kalla3.



Kuva 44 Kalla1:n ja Kalla3:n lumipeitteen paksuus ja mineraalikerroksen paksuus

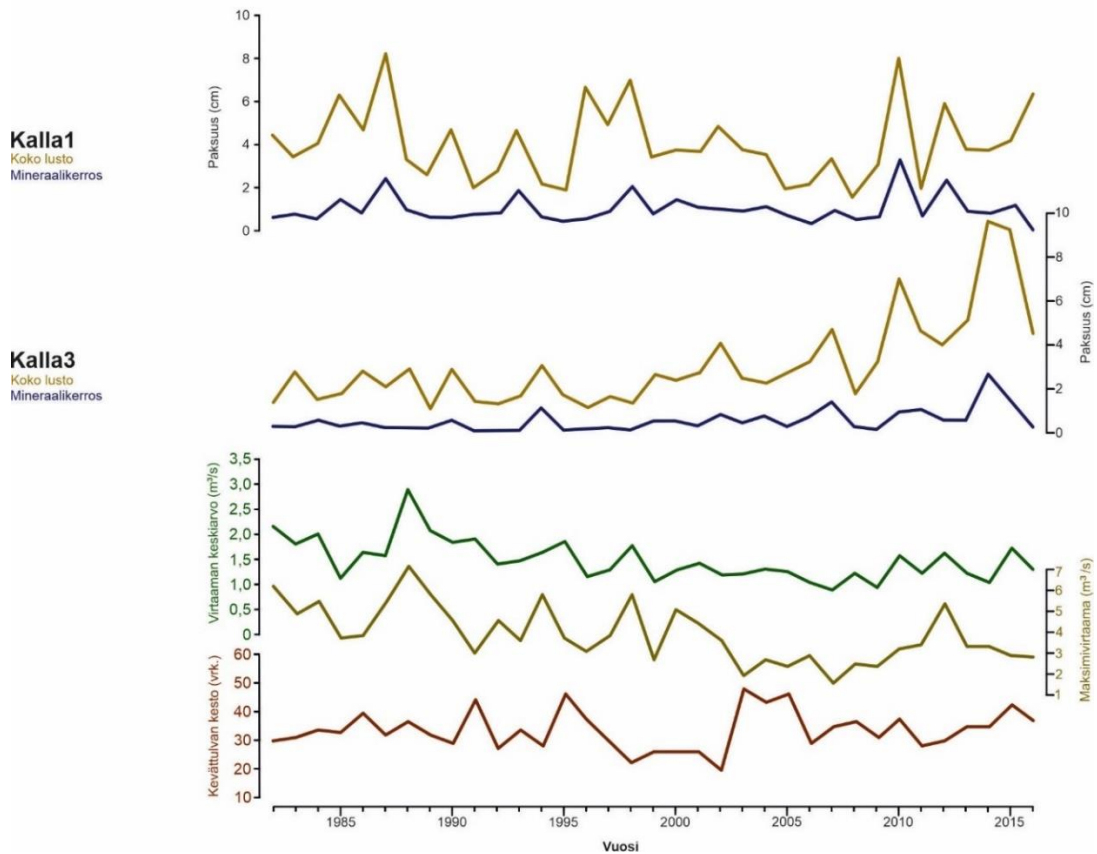
Näytteiden Kalla1 ja Kalla3 mineraalikerros noudattelee lumikerroksen paksuutta selkeämmin vuosina 2005–2016. Kalla1:ssä yhteys näkyy hieman selkeämmin koko aikasarjan ajan, kuin Kalla3:ssa. Näytteet eivät ole erityisen herkkiä reagoimaan ilmastollisten tekijöiden vaikutuksiin.

Molempien näytepisteiden sedimentaatioon vaikuttanut siltatyömaa ja sen seurauksena syntynyt vuoden 2010 paksu lusto sattuu hyvin runsaslumisen talven kohdalle Kalla3:ssa ja myös Kalla1:n paksut lustot vuosina 2010 ja 2012 sattuvat runsaslumisten talvien kohdalle, joten työmaan ohella lumista talvea seurannut eroosio valuma-alueella ja työmaahankkeeseen liittynyt puiden raivaus on saattanut tehostaa työmaan vaikutusta kiintoaineksen kerrostumiseen. Kerrospaksuuteen on siis vaikuttanut yhdessä sekä luontaiset että ihmistoiminnasta aiheutuneet tekijät.

5.5.1 Kevättulvan virtausvaihtelun vaikutus sedimentaatioon

Pääsääntöisesti kevättulvan aikana sedimenttiin kerrostuu merkittävimmät määrät mineraaliainesta. Talvella kertyneen lumimäärän sulamisvedet aiheuttavat eroosiota ja huuhtovat mineraaliainesta valuma-alueelta vesistöön ja sitä myötä mineraaliaines lopulta sedimentoituu. Kevättulvan keston ja maksimivirtaamaan vaikuttaa lumimäärän lisäksi kevään lämpötila, joka osittain säätelee sulamisprosessia (Renberg 1981, O'Sullivan 1983, Zolitschka et. al. 2015, Saarni et. al. 2016a). Kevättulvan kesto ja vuoden maksimivirtaama tyypillisesti korreloivat kyseisenä vuotena sedimenttiin päätyneen mineraaliaineksen kanssa, mikäli kyseessä on luonnollinen sedimentaatioprosessi, johon ihmistoiminta ei ole vaikuttanut. Tässä tutkimuksessa Kallansiltojen remontti ja vesiväylien tilapäinen sulkeminen toimivat hyvänä vertailukohtana ihmistoiminnan ja luonnollisten prosessien välillä.

Kuvassa 45 on esitetty kevättulvan kesto Pulkonkoskella vuorokausina aikavälillä 1.4–30.6. vuosina 1982–2016. Lumen sulamisesta aiheutuva tulvahuippu ajoittuu keskimäärin tälle aikavälille. Lisäksi maksimivirtaama kertoo tulvan voimakkuudesta ja keskiarvon perusteella voidaan todeta tulvan aiheuttama poikkeaman virtausmääriin. Virtaaman mittauspiste sijaitsee noin 30 km jääsormien näytteenottopisteiltä luoteeseen, ylävirran suuntaan. Sen voidaan kuitenkin katsoa edustavan lumensulamisopeutta ja virtaamassa tapahtuneita vaihteluita myös tutkimusalueella.



Kuva 45. Kevättulvan aikaiset virtausolosuhteet Pulkonkoskella ja lustonpaksuudet näytteissä Kalla1 ja Kalla3. Kuvaaja alkaa 1980-luvulta virtaamatietojen saatavuuden mukaan.

Mineraaliaineksen kerrostumista voidaan verrata kevättulvan aiheuttamiin virtausmuutoksiin. Kuvan 45 perusteella mineraaliaineksen kerrospaksuus ei selkeästi noudattelevan tulvan kestoa. Näytteessä Kalla1 maksimivirtaama ja virtaaman keskiarvo vaikuttavat noudattavan lustopaksuutta ja mineraalikerroksen paksuutta.

Pitkäkestoisten kevättulvajaksojen aikana, kuten vuosina 1991, 1995, sekä 2003–2005 maksimivirtaamat laskevat mahdollisesti virtaaman keskiarvoa viileämmän kevään vuoksi (Pirinen et. al. 2012). Tulvahuippu ajoittuu keskimäärin huhti-toukokuulle, riippuen kevään lämpötilasta. Viileämpi, pakkasella pysyttelevä lämpötila hidastaa lumen sulamista ja siirtäen tulvahuippua kevään loppupuolelle. Maaliskuun lämpötilat ovat olleet keskiarvoa viileämpiä vuosina 1991 ($-3,3^{\circ}\text{C}$), 1995 ($-0,9^{\circ}\text{C}$), 2003 ($-1,5^{\circ}\text{C}$), 2004 ($-3,2^{\circ}\text{C}$) ja 2005 ($-8,5^{\circ}\text{C}$) (Pirinen et. al. 2012).

Virtausmäärältään suurimpien tulvahuippujen syntymistä edesauttaa lämmin kevät. Maaliskuun lämpötilat ovat olleet tulvahuippuvuosina 1988, 1998, 2000 ja 2012

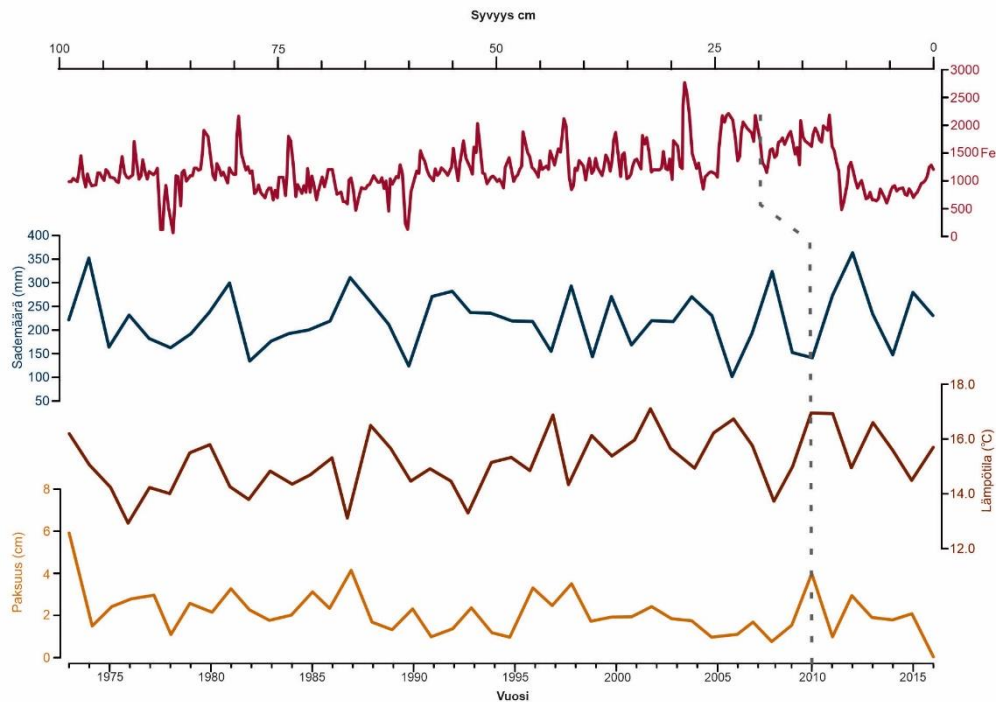
vaihtelevasti keskiarvon molemmin puolin, eikä selkeää yhteyttä tulvahuipun ja lämpötilan välillä ollut havaittavissa. Lustonpaksuudet ovat Kalla1:ssä näinä tulvahuippuvuosina paksumpia, mutta Kalla3:ssa samanlaista yhteyttä ei ole havaittavissa. Vuoden 1998 kevät ja maaliskuu olivat huomattavasti keskiarvoa viileämpiä. Maaliskuun keskilämpötila oli $-7,8^{\circ}\text{C}$ (Pirinen et. al. 2012) viileämpi kuin vuosien 1981–2010 maaliskuut keskimäärin. Vuosina 1988 ja 1998 maaliskuu ja huhtikuu olivat keskiarvoa viileämmät ja kevättulvan huippu siirtyi tavallista myöhemmäksi, toukokuulle, joka taas oli molempina vuosina keskimääräistä lämpimämpi ja sateisempi. Vuoden 2000 lämpötilat maaliskuussa olivat hiukan keskiarvon yläpuolella, mutta tulvahuippu ajoittui huhti-toukokuun vaihteeseen. Vuoden 2012 lämpötilat noudattelivat keskiarvoa, mutta tulvahuippu ajoittui tuolloinkin lähelle toukokuuta. Huhti-toukokuun tulvahuipun voimakkuuden selittäisi lisääntyneen auringonvalon tehostama, plus asteiden puolelle pysyvästi noussut lämpötila sekä vetenä tuleva sade, joka entisestään tehostaa lumen sulamista.

Suuremman virtaaman vaikutusalueella sijaitseva näytepiste Kalla1 näyttäisi reagoivan herkemmin maksimivirtaamaan, kun taas alhaisemman virtaaman ympäristössä, syvänteessä sijaitseva Kalla3 tallentaa herkemmin kulkeutuvan sedimentin kokonaismäärää. Pitkäkestoinen tai pitkittynyt tulva kuljettaa hienoainesta mukanaan koko kestopäivän ajan kun, taas suuri tulvapiikki kuljettaa paljon karkeaa sedimenttiainesta mukanaan. Karkeampi ja raskaampi aine kerrostuu nopeasti virtauksen hidastuessa. Kalla3:ssa orgaanisen aineksen osuus oli mineraaliainesta suurempi jääsorminäytteen valokuvien ja hehkutushäviön perusteella ja kerrostumisnopeus oli yleisesti alhaisempi kuin Kalla1:ssä.

5.5.2 Kesäkuukausien sademäärän ja lämpötilan vaikutus sedimentaatioon

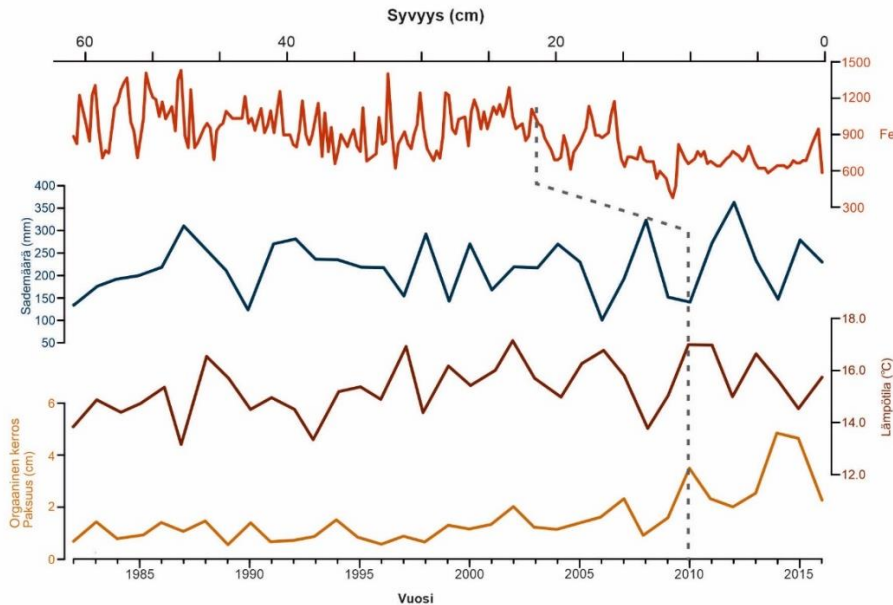
Kesällä sade ja lämpötilat vaikuttavat luston orgaanisen osan paksuuteen (kuvat 46 ja 47). Runsas sade lisää valuma-alueen huuhtoutumista ja sitä kautta ravinteiden, kiintoaineksen ja orgaanisen aineksen kulkeutumista (Saarni et. al. 2016a). Lisäksi kohonnut lämpötila voi kiihdyttää sisäistä tuotantoa, mutta toisaalta lisätä orgaanisen aineksen hajoamista jo vesipatsaassa ja siten vähentää kerrostuvan aineksen määrää (De Stasio et al. 1996, Saarni et. al. 2016b).

Kalla1:ssä orgaanisen kerroksen paksuus kasvaa viileiden ja sateisten kesien aikana. Raudan intensiteetti ei seuraile selkeästi kesäkuukausien sademäärien ja lämpötilojen trendiä.



Kuva 46. Raudan intensiteetti, kesäkuukausien sademäärä, kesäkuukausien lämpötila ja orgaanisen lustonosan paksuus näytteestä Kalla1. Raudan intensiteetti on kuvattu syvyyden suhteen, kun taas luston paksuus ja meteorologinen aineisto on kuvattu ajan suhteen.

Kalla3:ssa orgaanisen kerroksen paksuus ei seurannut sade- ja lämpötilaoloja. Raudan intensiteetti on koholla keskiarvoa viileämpien ja sateisten kesien aikana. Kyse voi olla orgaanisen aineksen hajoamisen hidastumisesta viileän kesän vuoksi.



Kuva 47 Raudan intensiteetti, kesäkuukausien sademäärä, kesäkuukausien lämpötila ja orgaanisen luston osan paksuus näytteestä Kalla3. Raudan intensiteetti on kuvattu syvyyden suhteen, kun taas luston paksuus ja meteorologinen aineisto on kuvattu ajan suhteen.

Luston orgaanisen kerroksen paksuus ei näytä seuraavan lämpötilassa tai sadannassa tapahtuneita muutoksia. Kallaveden sedimentaatioprosessin muodostamat lustot eivät reagoi herkästi kasvukauden olosuhteisiin.

5.6 Iisalmen vesistöreitti ja Kelloselän syvänteet

Sedimentaatioprosessin myötä kerrostuva aines heijastaa tyypillisesti valuma-alueen ja vesistöreitien maaperän ja kallioperän ominaisuuksia. Valuma-alueelta huuhtoutuva hienoainesmoreeni vaikuttaa vesistöreitien veden laatuun ja Kelloselän pohjan vaihtelevat muodot määrittelevät sedimentin kerrostumisolosuhteita.

Kalla1 on kerrostumisympäristöltään epätavallinen, sillä se sijaitsee siltapenkereen takana ja pohjanmuotojen perusteella veden virtaus saattaa olla pyörteistä. Virtaus ei kuitenkaan vaikuta yleensä voimakkaasti pohjaan, sillä sedimentin raekoko on niin hienoa, että voimakas virtaus ei mahdollistaisi sedimentaatioprosessia sellaisenaan. Sedimentaatioprosessit muuttuivat Kalla1:ssä remontin aikana. Raekoko ja kerrospaksuus kasvoivat. Mineraaliaineksen raekoko kasvaa pintaa kohti, mutta

mineraaliaineksen määrä laskee. Siltaremontti erottuu XRF-ainestosta detritaalisten alkuaineiden sekä redox-sensitiivisen mangaanin intensiteettien kasvuna. Kalla1 on siis poikkeuksellinen kerrostumisympäristö, johon myös siltaremontti on vaikuttanut eri tavalla kuin Kalla3:een.

Kalla3 taas on Kalla1:een verrattuna luonnollisempi kerrostumisympäristö, joka oletettavasti heijastelee Kelloselän vesistön keskimääräisiä syvänteiden kerrostumisolosuhteita. Tähän viittää susceptibiliteetin lasku pintaa kohti sekä orgaanisen aineksen määrän kasvu raekoon pienentyessä. Vuosina 2009–2014 välillä kerrostunut mineralipitoinen kerros on selkeä poikkeama Kalla3:n luontaiseen sedimentaatioon verrattuna. XRF-aineistosta erottuu selkeästi luontaisesta prosessista poikkeava, runsaasti alumiinia, titaania, kalsiumia, kaliumia, rautaa sekä mangaania sisältävä kerros.

5.6.1 Iisalmen luontaisesti ravinteikas vesistöreitti

Iisalmen reitti on Kallaveden pohjoisosaan Maaningan kohdalla yhtyvä, 5 583 km² kokoinen vesistöalue, jonka valuma-alueella on useita luontaisesti ravinteikkaita järviä (Tammelin et. al. 2017). Kiuruveden, Vieremän, Sonkajärven ja Onki-Poroveden alueet muodostavat Iisalmen reitin valuma-alueen, josta vesistöjä on 450 km² ja jokien yhteispituus 453 km (Koski-Vähälä 2017).

Näytepisteiden Kalla1 ja Kalla3 kannalta merkittävin määrä veteen liuenneita ravinteita, metalleja sekä orgaanista sekä minerogeenista kiintoainesta kulkeutuu Iisalmen vesistöreitillä suunnalta (Tammelin ja Kauppila 2015, Tammelin et. al. 2017) Iisalmen vesistöreitti on luontaisesti huomattavan ravinteikas verrattuna lähialueiden vesistöihin sekä yleisesti ottaen Suomen vesistöihin (Tammelin ja Kauppila 2015, Vallinkoski et. al. 2016, Tammelin et. al. 2017.).

Iisalmen vesistöreitillä luode-kaakko-suuntaiset hienoainesmoreenikerrokset aiheuttavat suuren luonnonhuuhtouman fosforin osalta ja fosfori taas on merkittävä alkuaine järvien ravinteikkuuden ja biologisen tuotannon kannalta (Pietiläinen ja Räike 1999, Tammelin et. al. 2017). Lisäksi ravinteikkuutta saattavat lisätä jäätikön sulamisvaiheen aikaiset Iisalmen reitin suurjärvien savikot (Lintinen 1995).

Maatalous valuma-alueella on keskittynyt ravinteikkaille alueille ja metsätalous karummille alueille, minkä vuoksi maatalous vaikuttaa merkittävästi metsätaloutta enemmän järvien ravinnekuormaan (Laakso et. al. 2015). Pistekuormituksen osalta Keski-Kallavedelle tulevasta ravinnekuormituksesta fosforin osuus vuonna 2017 oli noin 2 prosenttia (Hartikainen 2018), joten suurempi vaikutus ravinteikuuteen on luontaisella kuormituksella.

Fosforin intensiteetissä ei näy merkittäviä muutoksia, mutta mikro-XRF-laite ei myöskään sovellu fosforitutkimuksiin. Lisäksi fosforin monimutkainen käyttäytyminen sedimentissä (Boyle 2001, Tammelin et. al. 2017) ei mahdollista luotettavien tulkintojen tekemistä. Pelkistävissä oloissa fosforin esiintyminen voidaan havaita raudan ja fosforin muodostaman vivianiitin $\text{Fe}^3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ esiintymisellä (Lahermo 1996). Vivianiitin tunnistaa tumman sedimentin pinnasta vaaleasta väristä, joka hapettuuessaan muuttuu siniseksi (Lahermo 1996) ja sitä oli havaittavissa jääsorminäytteissä sekä alkuainekarttakuvissa koko näytteiden mitalta. Fosfori liikkuu sedimentissä ja sen huokosvesissä ja sitä vapautuu hapettomissa oloissa sedimentistä veteen, jolloin sedimentin fosforia ei voida pitää suorana indikaationa trofiatason muutoksista (Boyle 2001). Ravinteiden lisääntyminen johtaa kasvaneeseen hapen kulutukseen orgaanisen aineksen hajoamisen myötä, jolloin fosforiakin sitoutuu sedimenttiin (Boyle 2001). Fosforin merkitystä sedimentin koostumukseen ei voida tämän tutkimuksen menetelmillä mitata tarkasti, mutta fosforin merkitys järven ravinteikkuuden ja rehevyyden osalta on varmasti vaikuttanut siihen, että näytteiden orgaanisen aineksen määrä on verrattain suuri.

5.6.2 Kellošelän pohjan happipitoisuus

Pohjanläheisen vesikerroksen ja syvänteiden happimäärää säätelevät useat ympäristön ja ilmaston ohjaamat tekijät. Lämpötilan aiheuttama kerrostuneisuus voi estää hapen kulkeutumisen pohjaan, erityisesti talvella jääpeitteen aikaan, mutta myös kesällä lämpökerrostuneisuuden aikaan. Veteen liuenneiden suolojen, kuten sellutehtaan sulfaattipäästöjen päätyminen syvänteisiin voi vähentää hapen määrää kemiallisen kerrostumisen myötä. Raskaampi suolapitoinen vesi vajoaa syvänteisiin eikä välttämättä sekoitu lainkaan. Ravinteikkuuden synnyttämä hapettomuus voi pelkistää sedimenttiin sitoutunutta fosforia uudelleen liikkeelle ja mikäli kemiallista kerrostuneisuutta ei ole, pohjan happipitoisuus muuttuu kevään ja syksyn täyskiertojen myötä tuoden happea

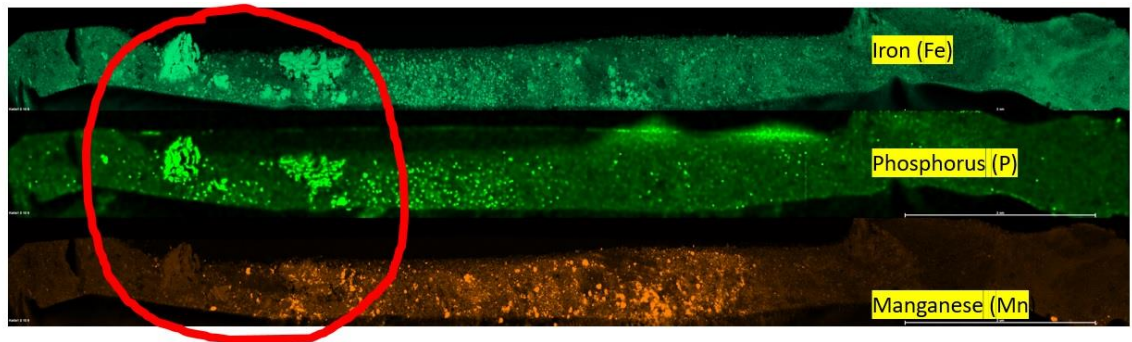
pohjalle, joten fosfori voi olla liikkeessä veden ja sedimentin välillä jatkuvasti (Mortimer 1942, Boyle 2001) ja luoda näin jatkuvasti voimistuvaa sisäistä kuormitusta, joka taas edelleen vähentää liukoisen hapen määrää pohjan läheisessä vesikerroksessa.

Syysmyrskyt ja lämpökerrostuneisuuden purkautuminen sekoittavat vesikerroksia ja mikäli vaikutus ulottuu pohjaan asti, happitilanne paranee. Ravinne- ja päästökuormituksen lisäksi happitilannetta voidaan parantaa keinotekoisesti asentamalla hapetinlaitteita hapettomiin syvänteisiin.

Lustojen synnyn ja säilymisen edellytyksenä ovat usein hapettomat tai vähähappiset olosuhteet vesi-sedimentti-rajapinnalla. Koska Kalla1:ssä ja Kalla3:ssa näyttäisi esiintyvän vuosilustoja, voidaan olettaa pohjan syvänteiden olleen hapettomia tai vähähappisia ainakin osan aikaa vuodesta (Virtasalo et. al 2011). Bioturbaation lustorakenteita hävittävä vaikutus ulottuu usein vain aivan sedimentin pintaosiin, joten suuri vuosittainen kerrostumisnopeus edesauttaa myös lustorakenteiden säilymisessä (Bentley ja Nittrouer 1999, Virtasalo et. al 2011).

Kelloselällä syvänteisiin (kuva 2) on asetettu hapettimia happitilanteen parantamiseksi. Ensimmäinen Kelloselän syvänteisiin asennettu hapetin (338BH) asetettiin noin 1 500 metrin päähän Kalla3:n näytteenottopisteestä vuonna 1986. Hapetinlaite pisteeseen 338H asennettiin vuonna 1999. Hapetinasema sijaitsee hieman kauempana Kalla3:sta, noin 1 600 metrin päässä. Hapettimet ovat virtausolosuhteiltaan ja sijainniltaan niin kaukana Kalla3:sta, että ne eivät vaikuta ainakaan merkittävästi syvänteen happitilanteeseen.

Hapettomuudesta voivat kertoa myös autigeeniset mineraalit. Osanäytteeseen Kalla1/9 on saostunut 80–90 cm syvyydelle huomattavia määriä rautaa (kuva 48). Saostumat ovat halkaisijaltaan alle millimetristä muutamaan millimetriin. Kaksi suurempaa, halkaisijaltaan yli 10 mm kokoista konkreetiota ovat joko järvimalmia tai vivianiittia. Järvimalmi eli götiitti ($\text{FeO}(\text{OH})$) ja limoniitti ($\text{FeO}(\text{OH}) \cdot n\text{H}_2\text{O}$) koostuvat pääasiassa raudasta.



Kuva 48 Rauta- ja fosforisaostumia, jotka viittaavat vivianiittiin tai järvimalmiin

Todennäköisemmin kyseessä on vivianiitti ($\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$), sillä kaikissa osanäytteissä (lukuunottamatta K1/7 60–70 cm syvyydellä ja K1/10 syvyydellä 90–99 cm) oli saostuneena mangaania samoissa kohdissa, kuin rautaa ja fosforia. Vivianiittia oli havaittavissa myös jääsorminäytteissä käsittelyn alkuvaiheessa valkoisina ja sinertävinä hapettuneina rakeina.

5.6.3 Mangaanin ja raudan reagointi liukoisen hapen määrään

Mangaani ja rauta saostuvat pääosin orgaaniseen kerrokseen. Kylanderin et. al. (2011) mukaan mangaanin saostuminen ja rikastuminen riippuu saatavilla olevan hapen määrästä. Rauta ja mangaani käyttäytyvät hyvin samankaltaisesti; ne saostuvat hapekkaissa oloissa ja liukenevat happipitoisuuden laskiessa. Mangaani liukenee kuitenkin rautaa herkemmin. Koinigin et. al. (2003) mukaan happikato ja vähähappiset olosuhteet sedimentissä vaikuttavat sedimenttiin siten, että mangaania esiintyy pienempinä pitoisuuksina suhteessa raudan määrään. Raudan ja hapen pelkistettyjen olomuotojen vakaus on erilainen ja mangaania alkaa poistua sedimentistä rautaa herkemmin hapettomissa tai vähähappisissa oloissa. Näin voidaan arvioida liukoisen hapen määrässä tapahtuneita muutoksia sedimentin sisältämän raudan ja mangaanin suhteellisen vaihtelun perusteella.

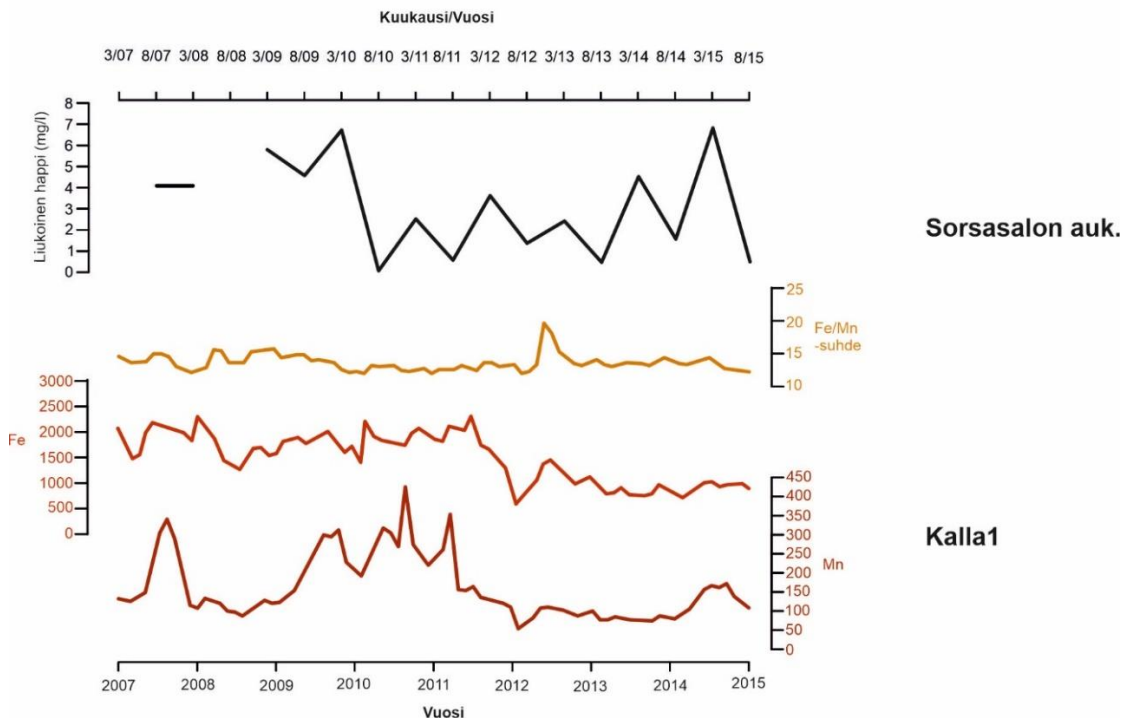
Raudan ja mangaanin suhteen vaihtelu on nähtävissä kuvaajissa 49 ja 50. Kasvava Fe/Mn-suhdeluku viittaa vähentyneeseen hapen määrään. Mangaanin intensiteetti vaihtelee näytteessä Kalla3 50 cps molemmin puolin ja Kalla1:ssä intensiteetti pysyy 50 cps yläpuolella. Kalla1:n Raudan keskiarvo on noin 1400 cps ja Kalla3:n keskiarvo on noin 900 cps.

Vuosien 2009–2014 aikana voidaan havaita muutos liukoisen hapen määrässä happitilanteen mittausaineiston perusteella (kuva 41) ja XRF-aineiston perusteella

lasketussa Fe/Mn-suhteessa, sekä raudan ja mangaanin intensiteeteissä (kuva 49). Mangaanin intensiteetti kasvaa moninkertaiseksi, yli 400 cps. remontin alettua ja laskee takaisin keskiarvotasolle 50 cps. remontin päättymisen jälkeen. Mangaanin suurempi intensiteetti saattaa johtua joko hetkellisesti parantuneesta happitilanteesta, hetkellisestä suuremmasta mangaanipitoisuudesta vedessä tai näistä molemmista. Kalla1:n raudan intensiteetissä näkyy myös kasvua remontin aikana, mutta ei samalla tavalla kuin mangaanissa.

Liukoisen hapen määrä vaihtelee hyvin samankaltaisesti Sorsasalon edustan syvänteessä, kuin Iso-Uitukan syvänteessä. Kalla1:ssä ei ole havaittavissa samankaltaista selkeää rauta-mangaani-suhteen vaihtelua kuin Kalla3:ssa, eikä Kalla1:n Fe/Mn suhde ei vaikuta heijastelevan happipitoisuuden lyhytaikaisia muutoksia.

**Liukoinen happi näytepisteessä Sorsasalon auk.
2007-2015 ja redox-sensitiivisten alkuaineiden
intensiteetti (cps)**

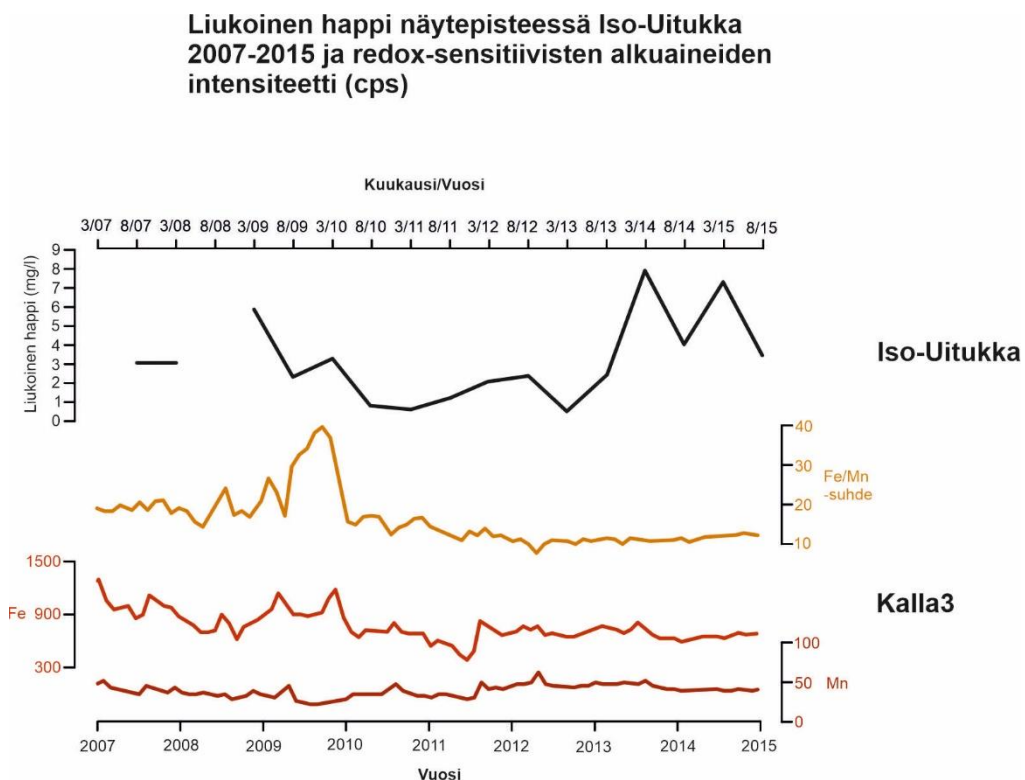


Kuva 49 Sorsasalon edustan pohjanläheinen happipitoisuus ja Kalla1:n redox-sensitiiviset alkuaineet. Happianeistossa tiedot vuosien 2007-2015 maaliskuulta ja elokuulta.

Ainostaan vuosien 2012–2013 paikkeille ajoittuva täysin hapeton jakso saattaa aiheuttaa Fe/Mn-suhteessa näkyvän piikin. Raudan ja mangaanin intensiteetit vaihtelevat huomattavasti, mutta melko samassa suhteessa. Vuosina 2013–2015 liukoisien hapen määrä on mittausten mukaan lisääntynyt ja samaan aikaan sekä raudan että mangaanin intensiteetit pienenevät.

Siltaremontti näkyy myös Kalla3:ssa, mutta ei yhtä selkeästi. Ennen remonttia sekä raudan että mangaanin intensiteetit laskevat ja remontin alettua intensiteetit kasvavat hieman. Remontin päättymisen aikana ja sen jälkeen intensiteetti lähtee hiukan kasvuun, ollen kuitenkin lähellä 50/cps keskiarvoa.

Jääsorminäytepisteen Kalla3:n läheisen Iso-Uitukan syvänteen pohjanläheisen hapen määrää esittävä kuvaaja (kuva 50) yhdessä redox-sensitiivisten alkuaineiden, raudan ja mangaanin kanssa esittävät happitilanteen muutoksen vaikutukset sedimentin koostumukseen. Rauta-mangaani-suhteen arvot nousevat huomattavasti remontin alettua ja laskevat remontin loppua kohden.



Kuva 50 Iso-Uitukan pohjanläheinen happipitoisuus ja Kalla3:n redox-sensitiiviset alkuaineet. Happlianceistossa tiedot vuosien 2007–2015 maaliskuulta ja elokuulta.

Happutilanne maalis-elokuun ajalta vuosina 2007–2010 noudattaa samanlaista kaavaa molemmissa näytepisteissä. Liukoisen hapen määrä lähtee laskuun remontin alettua ja paranee hiukan remontin päätyttyä.

Kalla3:n sedimentissä Fe/Mn-suhde osoittaisi hapen määrän tasaista vähenemistä ja siltaremontin aikana happipitoisuus heikkenee hetkellisesti merkittävästi, mutta remontin jälkeen pitoisuus on kohonnut lähtötason tuntumaan, noin 15 paikkeille. Myös Kalla1:ssä Fe/Mn-suhdeluku 15 paikkeilla, tosin lähtöarvon ollessa Kalla3:a korkeampi, noin 30. Fe/Mn-suhde ei seuraa yksiselitteisesti lyhytaikaisia vuodenaikaismuutoksia, mutta siltaremontin aikainen kasvanut suhdeluku näyttäisi heijastavan redox-muutoksia tutkimusalueella. Tässä tutkimuksessa on aiemmin todettu, että Kalla1 ja Kalla3 eroavat ominaisuuksiltaan. Erot kahden näytepisteen välillä näkyvät myös sedimentin pintaosan Fe/Mn-suhteen eroina.

5.7 Sedimentaatioon vaikuttavat ihmisperäiset tekijät

Sedimentaation vaikuttavista lukuisista tekijöistä voidaan toisinaan erottaa ihmisperäiset ja luontaiset tekijät. Luontaiset tekijät seurailevat tässä työssä esitettyjä malleja, eli esimerkiksi ilmaston vaikutuksesta vuotuiset sedimentin kerrostumismäärät vaihtelevat. Ihmistoiminta vaikuttaa kuitenkin merkittävästi sedimentin saatavuuteen ja kulkeutumiseen, esimerkiksi rakentaminen, peltoviljely ja metsien hakkuut lisäävät eroosiokuormaa. Tässä työssä Kallansiltojen remontin vaikutukset tulivat esille muutoksina niin fyysisessä aineistossa kuin alkuaineiden intensiteettikuvaajissakin.

5.7.1 Kallansiltojen remontti 2009–2014

Kallansiltojen työmaa-alue oli suljettuna vesiliikenteeltä neljän vuoden ajan Tikkalansaaren ja Sorsasalon välillä, kun virtauspaikat rakennettiin kokonaan umpeen. Laskelmien perustella sillä ei ollut merkittävää vaikutusta kokonaisvirtausmääriin Kelloselällä (Nurminen 2014). Laivaväylät ruopattiin auki vuosien 2012–2013 aikana, jolloin Kalla3:ssa näkyvät, harmaat mineraaliaineksesta koostuvat kerrokset syntyivät. Lustolaskuihin perustuvan ikämallin avulla (kuva 26) sekä viiva-analyysiaineistosta (kuva 36) voidaan todeta, että paksut mineraalipitoiset kerrokset Kalla3:ssa syvyydellä 21–18 cm (kuva 10) ovat syntyneet remontin aikana ja ainakin kahdessa eri vaiheessa.

Harmaiden paksujen mineraalikerrosten välissä on tumma orgaaninen kerros, jonka perusteella kyseessä olisi kaksi paksua vuosilustokerrosta.

Siltatyömaalla käytettiin useita ympäristön kannalta suotuisia menetelmiä (Nurmi 2014), joiden tarkoitus oli vähentää veden samentumista ja kiintoaineksen leviämistä (Riipi 1997). Heti remontin alkuvaiheessa työmaa-alueelle asennettiin pinnasta pohjaan ulottuva harso, jonka tarkoitus oli estää veden samentumista ja veden laadun heikkenemistä (Nurmi 2014). Harso on sijainnut aivan Kalla1:n vieressä, mutta sen länsipuolella, joten remontin aikaisen kiintoaineksen kulkeutumisen ei pitäisi juurikaan näkyä Kalla1:ssä. Kalla3:ssa on selkeämpi remonttiin viittaava kiintoaineksen kerros, jossa aineksen alkuperästä ei ole täyttä varmuutta. On mahdollista, että kiintoaines on kiertänyt harson ja kerrostunut siksi Kalla3:een, muttei Kalla1:een. Kalla3:ssa remontin aikana sedimentaatio on muuttunut merkittävästi, ja tämä näkyy jääsorminäytteistä silmämääräisesti, mineraalipitoisuuden kasvuna ja viiva-analyysituloksissa intensiteetin kasvuna useiden aluaineiden kohdalla. Remontin alkamisen jälkeen valtaosa niin redox-alkuaineista kuin detritaalisistakin alkuaineista kuin reagoivat intensiteetin laskulla samaan aikaan kuin sedimentaationopeus on kasvanut.

Merkittävin materiaali, jota siltaremontissa käytettiin, oli betoni. Betoni koostuu runkoaineesta (60–85 %), joka on tyypillisesti soraa tai hiekkaa sekä sideaineista kuten kalkkikiveä, tuhkaa ja kvartssia. Suomessa betonitöissä käytetään betonin kuivumista nopeuttavana kiihdytinaineena kalsiumnitraatti- ja -nitriitti- sekä tiosyanaattipohjaisia aineita (Lahdensivu ja Aromaa 2014). Betonivaluissa käytettävän kiihdytinaineen määrä on noin 3–15 kg/m³. Mikäli betoninpinnan jälkihoito ei ole onnistunut, siitä irtoaa pölyä, joka on pääasiassa reagoimatonta sementtiä ja kovettumisreaktion synnyttämää kalsiumhydroksidia.

Betonista liukenee tasaisesti kalsiumia (Gerard et. al. 2002), joten tiesuolan tapaan sen tasainen kertyminen ei tuota yksittäisiä suuria intensiteetti- tai vuodenaikaisvaihtelun kaltaisia syklisiä heilahduksia. Sen sijaan yksittäiset korjaus- tai rakennustyöt voivat tuottaa näytteissä havaittujen kaltaisia kalsiumin intensiteetin nousuja (kuvat 35 ja 36). Erityisesti siltaremontin aikana betonitöitä tehtiin runsaasti ja hankkeen määrätietojen perusteella betonia valettiin kaikkiaan 23 000 m³. Vuoden 2010

jälkeiset kalsiumin intensiteetin kasvut molemmissa jääsorminäytteissä voisivat siten selittyä näiden työvaiheiden tuottaman kalsiumin perusteella.

Kalla1:ssä on havaittavissa kolme selkeämpää nousua kalsiumin intensiteetissä (kuva 35). huomattavin, siltaremonttiin kasvu on vuosien 2013 ja 2016 välillä, jolloin intensiteetti vaihtelee 200–250 cps tuntumassa. Näytteen Kalla1 kalsiumin intensiteetti on keskimäärin 25 cps tuntumassa.

Kalla3:ssa on havaittavissa siltaremontin aikaisia tapahtumia edustavat kaksi anomaliaa vuosina 2011 ja 2013, jolloin intensiteetti vaihtelee 30–65 cps välillä ja pysyy koholla ajallisesti yli vuoden verran sekä vuoden 2011 että 2013 kohdalla.

Kaliumin intensiteetti näytteissä Kalla1 ja Kalla3 (kuvat 35 ja 36) nousee siltaremontin aikana yhdessä muiden detritaalisten alkuaineiden kanssa. Näytteessä Kalla3 kaliumin intensiteetti kohoaa nelinkertaiseksi 20–15 cm syvyydessä Tämä suuremman pitoisuuden kerros koostuu harmaasta mineraalipitoisesta aineksesta. Osittain piikki voi liittyä siltaremontin aikaiseen, mahdollisesti betoniin liittyvään pulssiin. Kalium on erittäin reaktiivinen ja esiintyy yleensä oksidina. Betonissa kalium saattaa edistää huokosveden kasaantumista ja sitä myötä betonin halkeilua (Lahdensivu ja Aromaa 2014). Betonissa kalium on useimmiten peräisin runkoaineen raakamateriaalina käytettävästä, alkalimaasälpäpitoisesta kiviaineksesta (Lahdensivu ja Aromaa 2014).

Kalium on lannoitteiden ja jätevesien tyypillinen pääkomponentti (Lahermo 1996) ja sitä on myös Iisalmen vesistöreitän valuma-alueen hienoainesmoreenissa hieman Suomen keskiarvoa enemmän (Salminen 1995). Siten näytteissä havaitun kaliumin alkuperä voi olla yhdistelmä luonnonhuuhtoumaa, maatalouden päästöjä, jätevesiä ja siltaremontin aikaisia päästöjä. Korkeimmat intensiteetit molemmissa näytteissä havaittiin 20–15 cm syvyyksissä, ja ne ovat todennäköisesti kertyneet siltaremontin aikana.

Perusanalyysit sekä XRF-datan intensiteettikuvaajat remonttiin liittyvien alkuaineiden osalta tukevat sitä, että siltaremontti näkyy sedimentissä yhden tai useamman tapahtuman ja/tai päästölähteen tuottamana kiintoaineksena.

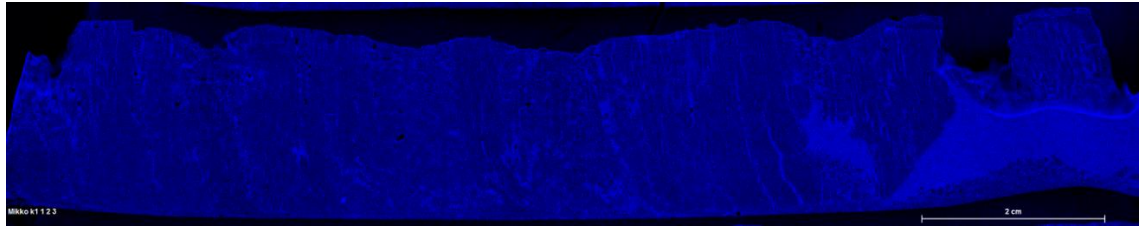
5.8 Tutkimuksen virhelähteet

Tulosten tarkkuuden ja luotettavuuden suhteen on välttämätöntä arvioida mahdolliset virheet tuloksissa, virheiden syyt ja niiden vaikutus lopullisiin johtopäätöksiin. Jääsorminäytteen sahaaminen 10 cm pitkiksi osanäytteiksi 2 cm ylittävällä osalla ei todennäköisesti vielä aiheuta mitään virheitä. Ainoastaan on olemassa pieni mahdollisuus, että jokin näyte tulisi merkityksi väärin päin tai osanäyte vaihtaisi paikkaa. Huolellisen työskentelyn ja merkitsemistavan myötä osanäytteet pysyvät oikeilla paikoilla. Alkuainekarttojen ja röntgenkuvien perusteella on mahdollista varmistaa peräkkäisten näytteiden päällekkäisyys, sekä oikea järjestys ja suunta. Näin varmistetaan, että osanäytenumerot ovat olleet oikeilla paikoilla myös pakastekuivaus- ja epoksointivaiheessa.

Micro-XRF-analyysistä saatujen Excel-tiedostojen muokkaamisessa tulee olla tarkkana, jotta intensiteettien keskiarvojen laskeminen, ylimääräisen 2 cm:n määrän poisto ja kuvaajien piirtäminen oikein päin onnistuu. Aineistosta poistettujen aukkojen väärintulkinnan mahdollisuus on olemassa, joten ennen tietojen poistoa on syytä varmistaa alkuainekarttakuvien ja röntgenkuvien avulla, että esimerkiksi raoksi sedimentissä tulkitun aineiston poisto on perusteltua. Kuvaajia tulkittaessa on syytä huomioida pienemmät, mutta merkittävät virhelähteet, joista tarkemmin seuraavissa kappaleissa.

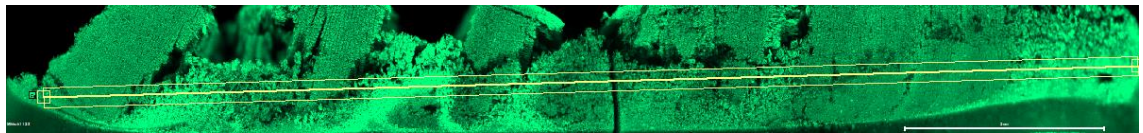
5.8.1 Pakastekuivaus ja epoksi-imeytys

Pakastekuivatut näytteet imeytettiin epoksiliimaan, Araldiittiin, jotta niiden säilyvyys, käsiteltävyys, sahaus ja XRF-analysointi onnistuisi. Näytteet halkeilivat kuivuessaan ja halkeamat täyttyivät Araldiittilla. Araldiitin kemiallista kaavaa ei ole julkaistu, mutta sen tiedetään sisältävän klooria siinä määrin, että näytteen halkeamat pystytään erottamaan kohonneiden klooripitoisuuksien perusteella. Tähän erotteluun voidaan käyttää viiva-analyysin, alkuainekartan ja röntgenkuvienkin antamia tietoja. Kuvassa 51 on nähtävissä Araldiittia ja sen sisältämää klooria imeytyneenä näytteen rakoihin ja huokosiin.



Kuva 51 Kalla1 osanäyte 2 osoittaa, miten kloori (sinisen sävyt) hakeutuu näytteen rakoihin ja huokosiin.

Mikro-XRF:n tulosten pohjalta laaditun viiva-analyysin perusteella korkea kloorin intensiteetti kertoo raoista tai suurista huokosista näytteessä. Pieni intensiteetti taas viittaa tiiviimpään koostumukseen näytteessä. Kloorin intensiteetti vaihtelee molemmissa näytteissä 15 – 20 cps välillä ja arvot kohoavat pintaa kohti oletettavasti siksi, että pinta-aines on löyhempää. Aivan sedimentti-vesi -rajapinnassa, osanäytteen Kalla3/6 pintaosissa, voi olla vain lähinnä Araldiittia. Mikäli näytteessä on ilmakupla tai halkeama jossa ei ole epoksia, kaikkien alkuaineiden, myös kloorin intensiteetit romahtavat. Osanäyte Kalla1/3 katkesi kahtia epoksoinnin jälkeen. Kuvan 52 keskivaiheilla näkyy katkeamisen aiheuttama halkeama, joka näkyi intensiteettiarvojen laskuna myös viiva-analyysiaineistossa. Tämän kaltaiset selkeät virhelähteet korjattiin jo ennen intensiteettikuvaajien laatimista Excelillä poistamalla nolla-arvot tai lähellä nollaa olevat arvot.



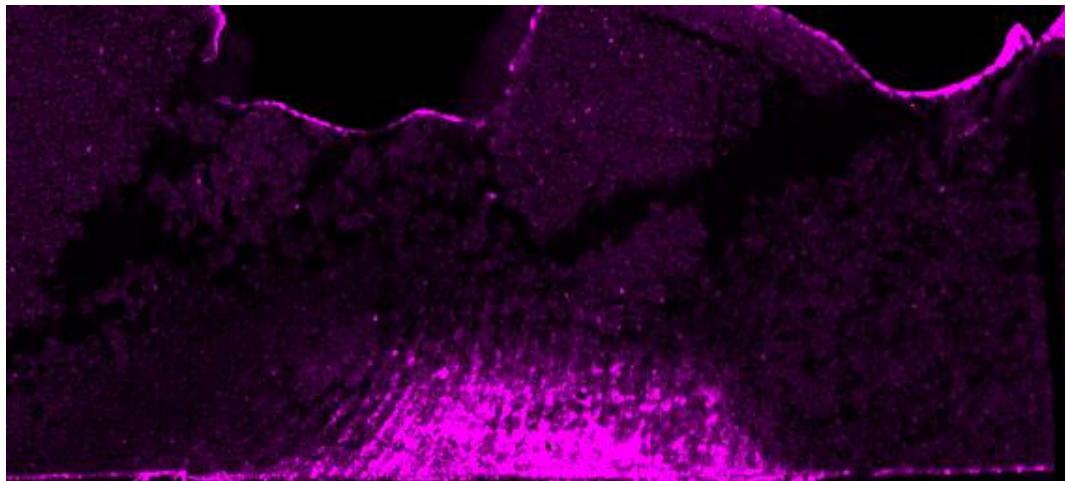
Kuva 52 osanäyte Kalla1/3, jossa näkyy keskivaiheilla halkeama

Näytteiden käsittelyvaiheessa ja analyysivaiheessa on olemassa kontaminaatoriski. Alkuaineet, jotka ovat harvinaisempia tai niiden taustapitoisuus tutkimusalueella on pieni, saattavat näkyä virheellisesti tuloksissa. Näytteet sahattiin rautasahalla, joka on pinnoitettu pulverimaalilla. Maalin kemiallinen koostumus on tuntematon, mutta tyypillisesti maaleissa on ympäristömetalleja.

Sahaamisen jälkeen näytteet pakastekuivataan ja imeytetään Araldiittiin alipaineessa. Tässä työvaiheessa mahdolliset maalinjämät tai muut kontaminaatiotekijät saattavat levitä näytteeseen Araldiitin myötä niin, että ne näyttävät luontaisilta, näytteeseen kuuluvilta pitoisuuksilta. Siksi tulee suhtautua varauksella, mikäli suuria pitoisuuksia ilmenisi, eikä tehdä heti johtopäätöksiä saastumisesta.

Kun näytteet on imeytetty Araldiittin, ne hiotaan vesihiomakoneella. Tämän työn näytteissä ei käytetty timanttiöljyä, joka on tunnettu sinkkikontaminaation aiheuttaja. Vesihiomakoneella hiotut näytteiden analyysipinnat saattavat kuitenkin sisältää jäämiä, ja siksi olisi hyvä tuntea hiomalevyn koostumus.

Mikro-XRF-analyysin ajaksi näytteet kiinnitetään muovailuvahalla röntgenlaitteen alustaan, jotta analyysipinta saadaan suoraksi. Analysoitava pinta ei kosketa muovailuvahaan, mutta näytteitä aseteltaessa on syytä varoa muovailuvahan päätymistä analyysipintaan sormien kautta. Tämän työn näytteistä Kalla1:n osanäyte 3:n alkuainekartassa oli havaittavissa selkeästi sormenjälki, joka erottuu kalsiumin osalta erityisen hyvin (kuva 53).



Kuva 53 Kalsiumissa erottuva sormenjälkikuvio näytteessä Kalla1, osanäyte 3.

5.8.2 Viiva-analyysin vaikutus mittaustuloksiin

Alkuainekartan pohjalta tehdyissä viiva-analyyseissä vaikuttaa siltä, että leveämmän viivan avulla tehdyissä analyyseissä tulokset tasaantuvat ja kokonaiskuva edustavampi. Kuvan 37 perusteella yhden pisteen levyinen viiva tuottaa huomattavasti suuremman hajonnan kuin 10 pisteen levyinen. Viiden pisteen levyinen viiva tuottaa tuloksen näiden kahden väliltä.

Viiva-analyysin mittaustuloksia tutkiessa on ilmeisen hyvä käyttää eri paksuisia viivoja ja vertailla niitä. Mittausvälilläkin on merkitystä, sillä pitkä mittausväli saattaa osua juuri tiettyihin mineraalirakeisiin ja toisaalta jättää haluttujen tietojen kannalta tärkeämmät huomiotta. Tarkempi mittaus tarkoittaa toisaalta pidempää mittausaikaa. Näiden tulosten

perusteella voi todeta, että parhaan tuloksen saavuttaa alkuainekartan avulla ja paksulla viivalla.

Ajoitus oli erittäin tärkeä vaihe tämän tutkimuksen aineiston osalta. Siksi ajoituksen virhelähteet, kuten laskuvirheet, lustojen yli- tai alitulkinta, mahdollisten homogeenisten osien vaikutus sekä lustojen heikko laatu voivat johtaa suuriin virhemarginaaleihin. 10 prosentin virhemarginaali 50 vuoden mittaisella aikasarjalla voi aiheuttaa vanhimpaa osaan viiden vuoden eron ja 20 prosentin virhemarginaali jo 10 vuoden eron. Siksi virhemarginaali tulee huomioida tulkintoja tehdessä ja tausta-aineistoon vertailtaessa. Suuri virhemarginaali vaikeuttaa myös kahden jääsorminäytteen vertailua ja lisäksi jääsorminäyte Kalla2:n tulokset puuttuvat kokonaan tästä tutkimuksesta, joten aineisto on melko suppea. Lisäksi pintaosien haastavatulkintainen, homogeeninen osa vaikeutti ajoitukseen johtanutta tulkintaa, mutta siltaremontin aikainen kiintopiste mahdollisti kuitenkin ajoituksen.

6 Johtopäätökset

Tämän tutkimuksen tavoitteena oli löytää viitteitä niistä luontaisista ja ihmistoiminnan tekijöistä, jotka vaikuttavat sedimentaatioon ja sedimentin koostumukseen Kallavedellä Kallansiltojen lähellä.

Näytteiden analysointi toi esiin lustorakenteiden syntymeknismin erikoisessa kerrostumisympäristössä ja ihmistoiminnan vaikutuksen sedimentaatioon. Tässä tutkimuksessa käytetty jääsorminäytesarja sekä analyysi mikro-XRF:llä toimivat tarkoituksessa hyvin. Jääsorminäyte on mahdollisesti ainoa menetelmä, jolla tutkimusalueella vallitsevasta sedimenttityypistä saadaan myös pintasedimentin osalta häiriintymätön näyte.

Sedimenttinäytteiden todettiin koostuvan vuosilustoista, sillä niissä toistuu syklinen kerrosrakenne, jonka koostumus, rakenne ja väri vaihtelevat vuodenaikojen mukaan. Jääsorminäytteiden Kalla1 ja Kalla3 raudan ja piin intensiteetit vaihtelevat niin, että toisen alkuaineen intensiteetin laskiessa toinen nousee ja päinvastoin. Lisäksi niissä vuorottelevat kevättulvan aikainen, piipitoinen mineraalikerros ja kesän aikainen, rautapitoinen orgaaninen kerros.

Jääsorminäytteiden silmämääräinen samankaltaisuus, mutta myös tutkimusmenetelmin havaitut erot selittyvät pääosin sedimentaatioympäristön vaikutuksesta. Antropogeeniset, ihmistoiminnan aiheuttamat muutokset erottuivat selkeästi tästä luontaisesta kehityksestä.

Lustojen kerrostuminen ja säilyminen ei ollut erityisen riippuvaista ilmasto-olosuhteista. Näytteiden lustot olivat poikkeuksellisen paksuja järvioloista aiemmin tutkittuihin lustosarjoihin verrattuna ja lustojen muodostuminen ei ole ylipäättään tavanomaisinta paikassa, jossa on suhteellisen matalaa (Kalla1) ja jatkuva veden virtaus. Sedimentaatioprosessi Kallaveden Kelloselällä poikkesi merkittävästi tyypillisistä lustojärvistä.

Tutkimuksessa havaittiin, että sedimentaatioprosessi voi synnyttää lustoja alueille, jotka eivät ole lustojen säilymiselle kannalta tyypillisiä. Happitilanne ei ollut ainoa tekijä, joka on edistänyt lustojen syntyä ja säilymistä, vaan lisäksi suuri sedimentaationopeus on osaltaan edesauttanut lustojen säilymistä.

Liikenteen tai Savon Sellun tehtaan vaikutusta sedimentteihin ei kyetty erottamana tämän tutkimuksen menetelmillä ja aineistolla. Liikenteen päästöt sekoittuvat luontaisiin taustapitoisuuksiin eikä niitä siksi pystytä erottamaan. Savon Sellun päästöt saataisivat edistää hapettomuutta syvänteissä, mutta tämän tutkimuksen aineistolla ei saatu asiasta viitteitä.

Kaikkea tutkimusalueen ihmistoimintaa, joka saattasi vaikuttaa lustojen fysikaalisiin tai kemiallisiin ominaisuuksiin, ei Kallaveden lustoista pystytty havaitsemaan, mutta siltaremontin vaikutus oli selkeä. Lisäksi saatiin viitteitä lisääntyneestä orgaanisen aineksen huuhtoumasta, mikää olisi aiheutunut ihmistoiminnasta valuma-alueella.

7 Lähdeluettelo

Ahti, T., Hämet-Ahti, L. ja Jalas, J. 1968. Vegetation zones and their sections in north-western Europe. *Annales Botanici Fennici* 5: 169–211.

Augustsson, A., Gaillard, M., Peltola, P., Mazier, F., Bergbäck, B. ja Saarinen, T. 2013. Effects of land use and climate change on erosion intensity and sediment geochemistry at Lake Lehmilampi, Finland. *The Holocene*. 23(9): 1247–1259. <https://doi.org/10.1177/0959683613484615>

Bentley, S.J. ja Nittrouer, C.A. 1999. Physical and biological influences on the formation of sedimentary fabric in an oxygen-restricted depositional environment: Eckernförde Bay, southwestern Baltic Sea. *Palaios*. 14(6): 585–600. <https://doi.org/10.2307/3515315>

Bouma, Arnold H. 1969. Methods for the study of sedimentary structures. Wiley — Interscience. 458 s. <https://doi.org/10.1002/iroh.19710560422>

Boyle, J.F. 2001. INORGANIC geochemical methods in paleolimnology. Teoksessa: W. M. Last & J. P. Smol (toim): *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Volume 2: Physical and Geochemical Methods*. Springer: 83–141. <https://doi.org/10.1007/0-306-47670-3>

Bruker. 2015. Periodic Table of Elements and X-ray Energies. www.bruker.com/hhxf (luettu 12.12.2019).

Croudace, I. W. ja Rothwell, R. G. 2015. Chapter 2 Twenty Years of XRF Core Scanning Marine Sediments: What Do Geochemical Proxies Tell Us? Teoksessa: *Micro-XRF Studies of Sediment Cores Applications of a non-destructive Tool for the Environmental Sciences*. Croudace, I. W. ja Rothwell, R. G. (toim.): *Developments in Paleoenvironmental Research*. 17. Springer: 25-86.

Dean, W. E. Jr. 1974. Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: Comparison with other methods. *J. Sed. Petrol.* 44(1): 242–248.

Dearing, J. 1994. Environmental Magnetic Susceptibility Using the Bartington MS2 System. *Bartington instruments*. 43 s.

Gerard, B., Le Bellego, C., ja Bernard, O. 2002. Simplified modelling of calcium leaching of concrete in various environments. *Materials and Structures*. 35: 632–640. <https://doi.org/10.1007/BF02480356>

GTK 2020. Maankamara. <https://gtkdata.gtk.fi/maankamara/> (luettu 11.9.2019).

Gälman, V., Rydberg, J., Shchukarev, A., Sjöberg, S., Martinez-Cortizas, A., Bindler, R. ja Renberg, I. 2009. The role of iron and sulfur in the visual appearance of lake sediment varves. *Journal of Paleolimnology* 42: 141–153 <https://doi.org/10.1007/s10933-008-9267-6>

Haltia-Hovi, E., Saarinen, T. ja Kukkonen, M. 2007. A 2000-year record of solar forcing on varved lake sediment in eastern Finland. *Quaternary Science Reviews*. 26(5-6): 678–689. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.11.005>

Hammar, T. 2004. Pohjois-Savon järvien vedenlaatukartoitus. Pohjois-Savon ympäristökeskuksen moniste 49. Pohjois-Savon ympäristökeskus. 76 s.

Hartikainen, J. 2018. Kallaveden yhteistarkkailun vuosiyhteenveto 2017. Savo-Karjalan ympäristötutkimus OY. 107 s.

Haschke, M. 2014. Laboratory Micro-X-Ray Fluorescence Spectroscopy - Instrumentation and Applications. Springer Series in Surface Sciences. Springer: 55: 367 s.

Hjulstrom, F. 1935. Studies of Morphological Activity of Rivers as Illustrated by the River Fyris. *Bulletin of the Geological Institute University of Uppsala*. 25: 221-527.

Hytönen, K. 1999. Suomen mineraalit. Geologian tutkimuskeskus. Erillisjulkaisu. 399 s.

Ilaskari, H., Hyttinen, M., ja Tuomainen, J. 1999. Pohjois-Savon perinnemaisemat 141. Alueelliset ympäristöjulkaisut. Pohjois-Savon ympäristökeskus. 182 s.

Ilmatieteenlaitos. 2019. Vuositulastot. www.fmi.fi/vuositulastot (luettu 9.4.2019).

International Commission on Stratigraphy ICS. 2020. Interactive International Chronostratigraphic Chart. <https://stratigraphy.org/timescale/> (luettu 29.5.2020).

Itkonen, A. ja Salonen, V.P. 1994. The response of sedimentation in three varved lacustrine sequences to air temperature, precipitation and human impact. *Journal of Paleolimnology*. 11: 323–332. <https://doi.org/10.1007/BF00677992>

Itkonen, A. ja Vesterinen, M. 2019. Sedimentin haitta-ainepitoisuuksien riskinarviointi. Neulalahti ja Savilahti, Kuopio. Sitowise Oy. 64 s.

Johansson, M., Saarni, S. ja Sorvari, J. 2019. Ultra-High-Resolution Monitoring of the Catchment Response to Changing Weather Conditions Using Online Sediment Trapping *Quaternary*. 2(18): 16 s. <https://doi.org/10.3390/quat2020018>

Kalliokoski, M. 2018. Rhyolitic and dacitic component of the Askja 1875 tephra in southern and central Finland: first step towards a Finnish tephrochronology *Journal of Quaternary Science*. 34(1): 29–39. <https://doi.org/10.1002/jqs.3078>

Kejonen, A. 2005. Kuopion kartta-alueen maaperä. Maaperäkartan 1:20 000 selitys, lehti 3242 12, Geologian tutkimuskeskus, 10 s.

Kemp, A.E.S., Dean, J., Pearce, R.B. ja Pike, J., 2001. Recognition and analysis of bedding and sediment fabric features. Teoksessa: Last, W.M., Smol, J.P. (toim.) *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments: Volume 2: Physical and Geochemical Methods*. Springer: 7–22. <https://doi.org/10.1144/jgs2017-094>

- Koinig, K.A., Shoty, W., Lotter, A.F., Ohlendorf, C. ja Sturm, M. 2003.** 9000 years of geochemical evolution of lithogenic major and trace elements in the sediment of an alpine lake – the role of climate, vegetation, and land use history. *Journal of Paleolimnology*. 30: 307–320. <https://doi.org/10.1023/A:1026080712312>
- Korhonen, J. 2005.** Suomen vesistöjen jääolot. Suomen ympäristökeskuksen julkaisuja 751. Suomen ympäristökeskus. 148 s.
- Korhonen, K-H., Gardemeister, R. ja Tammirinne, M. 1974.** Geotekninen maaluokitus. Geotekniikan laboratorio, tiedonanto 14. 20 s, 2 liitettä.
- Koski-Vähälä, J. 2017.** Iisalmen reitin vesivisio. https://vesiensuojelu.fi/skvsy/wp-content/uploads/2017/08/Vesivisio_final.pdf (luettu 28.8.2020).
- Kukkonen, M. 2008.** High-resolution spatial uniformity of the varved lake sediment based on magnetic susceptibility records and X-ray densitometry in Lake Lehmilampi, eastern Finland. *Julkaisematon pro gradu -tutkielma, Turun yliopisto*, 71 s.
- Kuusipalo, J. 1996.** Suomen metsätyypit. Kirjayhtymä. 144 s.
- Kylander, M., Ampel, L., Wohlfarth, B. ja Veres, D. 2011.** High-resolution X-ray fluorescence corescanning analysis of Les Echets (France) sedimentary sequence: new insights from chemical proxies. *Journal of Quaternary Science* 26. s. 109–117. <https://doi.org/10.1002/jqs.1438>
- Laakso, J., Yli-Halla, M. ja Uusitalo, R. 2015.** Eroosioaines pellolta maatalouskosteikkoon ja takaisin – miten käy fosforin? *Vesitalous* 2. s. 46–49.
- Lahdensivu, J ja Aromaa, J. 2014.** Betonin alkalikiviainesreaktiosta kärsivän uima-altaan korjaus – case Tampereen uintikeskus. *Betoni* 2/2014. 7 s.
- Lahermo, P. 1996.** Suomen geokemian atlas, osa 3: Ympäristögeokemia – purovedet ja sedimentit. Geologian tutkimuskeskus. 149 s.
- Lamoureux, S.F. 1994.** Embedding unfrozen lake sediments for thin section preparation. *Journal of Paleolimnology*. 10: 141–146. <https://doi.org/10.1007/BF00682510>
- Lintinen, P. 1995.** Geological Survey of Finland Bulletin 379. Origin and physical characteristics of till fines in Finland by Petri Lintinen. Geological Survey of Finland Espoo. 98 s.
- Lukkarinen, H. 2008.** Siilinjärven ja Kuopion kartta-alueiden kallioperä. Suomen geologinen kartta 1:100 000. Kallioperäkarttojen selitykset, lehdet 3331 Siilinjärvi ja 3242 Kuopio. 228 s.
- Maanmittauslaitos. 2020a.** <https://asiointi.maanmittauslaitos.fi/karttapaikka/> (Luettu 3.11.2019)

Maanmittauslaitos. 2020b. <https://kartta.paikkatietoikkuna.fi/?lang=fi> (Luettu 3.11.2019)

Meriläinen, J.J., Kustula, V., Witick, A., Haltia-Hovi, E. ja Saarinen, T. 2010. Pollution history from 256 BC to AD 2005 inferred from the accumulation of elements in a varve record of Lake Korttajärvi in Finland. *Journal of Paleolimnology* 44: 531–545. <https://doi.org/10.1007/s10933-010-9435-3>

Micromeritics, 2014. SediGraph III Plus Operator Manual V1.01.

Mortimer, C. H. 1942. The exchange of dissolved substances between mud and water in lakes. *The Journal of Ecology*. 30(1): 147–201. <https://doi.org/10.2307/2256691>

Nurmi, H. 2014. Kallansillat moottoritieksi Valtatie 5 välillä Päiväranta-Vuorela 2009–2014. Liikenneviraston julkaisuja. 40 s.

Ojala, A. E. K, Saarinen, T. ja Salonen, V.P. 2000. Preconditions for the formation of annually laminated lake sediments in southern and central Finland. *Boreal Environ. Res.* 5(3): 243–255.

Ojala, A. E. K. ja Alenius, T., 2005. 10 000 years of interannual sedimentation recorded in the Lake Nautajärvi (Finland) clastic-organic varves. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 219(3): 285–302. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.01.002>

Ojala, A. E. K. 2007. Geologian tutkimuskeskus, Opas 52. Jääkausiajan muuttuva ilmasto ja ympäristö. 40 s.

Ojala A. E. K., Francus, P., Zolitschka, B., Besonen., M ja Lamoureux, S.F. 2012. Characteristics of sedimentary varve chronologies—A review. *Quaternary Science Reviews*. 43: 45–60. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.04.006>

Ojala, A. E. K., Kosonen, E., Weckström, J., Korkonen, S. ja Korhola, A. 2013. Seasonal formation of clastic-biogenic varves: the potential for palaeoenvironmental interpretations. *Geologiska Förening i Stockholm Förhandlingar*. 135(3-4): 237–248 <https://doi.org/10.1080/11035897.2013.801925>

O'Sullivan, P. E. 1983 Annually-laminated lake sediments and the study of Quaternary environmental changes — a review. *Quaternary Science Reviews*. 1(4): 245–313. [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(83\)90008-2](https://doi.org/10.1016/0277-3791(83)90008-2)

Peel, M., Finlayson, C. B. L. ja McMahon, T.A. 2007. Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 11(5): 1633–1644. <https://doi.org/10.5194/hess-11-1633-2007>

Pettersson, G. B.V., Odgaard, B.V. ja Renberg, I. 1999. Image analysis as a method to quantify sediment components. *Journal of Paleolimnology* 22: 443–455. <https://doi.org/10.1023/A:1008070811190>

- Pietiläinen, O-P ja Räike, A. 1999.** Typpi ja fosfori Suomen sisävesien minimiravinteina Suomen ympäristö, 313. 68 s. <http://hdl.handle.net/10138/286178>
- Pirinen, P., Simola, H., Aalto, J., Kaukoranta, J-P., Karlsson, P. ja Ruuhela, R. 2012.** Tilastoja Suomen ilmastosta 1981–2010. (Climatological statistics of Finland 1981–2010) Ilmatieteen laitos, Helsinki. Ilmatieteen laitoksen raportteja. 2012:1. 83 s.
- Pohjois-Savon ELY-keskus. 2011.** Liikennemääräkartta 2011. <https://vayla.fi/documents/20473/167124/PohjoisSavon+KVLkartta+2011.pdf/89280f6f-1151-4db6-8fe6-44ce8ebf4707> (luettu 9.1.2020).
- Pulkkinen, E. 2003.** Kuopion lehdot. Kuopion kaupunki, Ympäristönsuojelutoimisto. 25 s.
- Rankinen, K., Gao, G., Granlund, K., Grönroos, J. ja Vesikko, L. 2015.** Comparison of impacts of human activities and climate change on water quantity and quality in Finnish agricultural catchments. *Landscape Ecology*. 30: 415–428. <https://doi.org/10.1007/s10980-014-0149-1>
- Renberg, I. 1981.** Formation, structure and visual appearance of iron-rich, varved lake sediments. *Internationale Vereinigung für Theoretische und Angewandte Limnologie: Verhandlungen. SIL Proceedings, 1922-2010*. 21(1): 94–101. <https://doi.org/10.1080/03680770.1980.11896963>
- Riipi, T. 1997.** Ruoppaus- ja läjitystekniikoiden valinta maalajien ominaisuuksien ja ympäristövaikutusten perusteella. *VTT Valmistustekniikka*. 89 s.
- Saarni, S., Saarinen, T. ja Dulski, P., 2016a.** Between the North Atlantic Oscillation and the Siberian high: A 4000-year snow accumulation history inferred from varved lake sediments in Finland. *The Holocene*. 26(3): 423–431. <https://doi.org/10.1177/0959683615609747>
- Saarni, S, Saarinen, T. ja Lensu, A. 2016b.** Organic lacustrine sediment varves as indicators of past precipitation changes: a 3,000-year climate record from Central Finland. *Journal of Paleolimnology*. 53(4): 401–413. <https://doi.org/10.1007/s10933-015-9832-8>
- Saarnisto, M. 1975.** Pehmeiden järvisedimenttien näytteenottoon soveltuva jäädytysmenetelmä; A freezing method for sampling soft lake sediments. *Geologi* 27: 37–39.
- Saarnisto, M. 1986.** Annually laminated lake sediments. Teoksessa: *Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology*. (toim.): Berglund, B.E. John Wiley and Sons Ltd.: 343–370
- Salminen, R. 1995.** Alueellinen geokemiallinen kartoitus Suomessa vuosina 1982–1994. Geologian tutkimuskeskus GTK. Tutkimusraportti 130. 47 s.

Salminen, S., Saarni, S., Tammelin, M., Fukumoto, Y. ja Saarinen, T. 2019. Varve Distribution Reveals Spatiotemporal Hypolimnetic Hypoxia Oscillations During the Past 200 Years in Lake Lehmilampi, Eastern Finland. *Q Quaternary*. 2(2): 20 s. <https://doi.org/10.3390/quat2020020>

Simola, H. 1983. Vuosilustoisten järvisedimenttien kerrostuminen: rakenne ja käyttö paleoekologisissa tutkimuksissa. Väitöskirja, Joensuun yliopisto. 16 s.

De Stasio, B., Hill, D., Kleinhans, J., Nibbelink, N. ja Magnuson J. 1996. Potential effects of global climate change on small north-temperate lakes: physics, fish, and plankton. *Limnology and Oceanography*. 41: 1136–1149. <https://doi.org/10.4319/lo.1996.41.5.1136>

Suomen ympäristökeskus SYKE. 2019. HERTTA-tietokanta. <https://www.p2.ymparisto.fi/scripts/hearts/welcome.asp> (luettu 12.11.2019).

Tammelin, M. ja Kauppila, T., 2015. Iisalmen reitin luontainen rehevyys. *Vesitalous* 2 s. 41–44.

Tammelin, M., Kauppila, T. ja Viitasalo, M. 2017. Factors controlling recent diatom assemblages across a steep local nutrient gradient in central-eastern Finland *Hydrobiologia* 799(1): 309–325. <https://doi.org/10.1007/s10750-017-3229-9>

Tiljander, M., Saarnisto, M., Ojala, A.E.K. ja Saarinen, T. 2003. A 3000-year paleoenvironmental record from annually laminated sediment of Lake Korttajärvi, central Finland. *Boreas*. 32(4): 566–577. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2003.tb01236.x>

Tornivaara, A., Tarvainen, T. ja Karlsson, T. 2016. Ympäristögeologia. Kuopion taajama-alueiden maaperän taustapitoisuudet. Geologian tutkimuskeskus GTK, Kuopio. 42 s.

Vallinkoski, V-M., Miettinen, T. ja Aalto, J. 2016. Vesien tila hyväksi yhdessä. Pohjois-Savon vesienhoidon toimenpideohjelma Vuoksen ja Kymijoen-Suomenlahden vesienhoitoalueille vuosiksi 2016–2021. Pohjois-Savon elinkeino-, liikenne- ja ympäristökeskus. 155 s.

Varjo, Eila. 2012. Sedimentologian harjoitustyöt. Työohje. 26 s.

Weltje, G. J., Bloemsa, M. R., Tjallingii, R., Heslop, D., Röhl, U. ja Ian W. Croudace. 2015. Prediction of geochemical composition from XRF core scanner data: a new multivariate approach including automatic selection of calibration samples and quantification of uncertainties. Teoksessa: Croudace, I. W. ja Rothwell, R. G. (toim.): *Micro-XRF Studies of Sediment Cores Applications of a non-destructive Tool for the Environmental Sciences. Developments in Paleoenvironmental Research*. 17. Springer: 507–534.

Wilkinson, B ja McElroy, B. 2007. *Geological Society of America Bulletin*. . 119(1-2): 140 s. <https://doi.org/10.1130/B25899.1>

Virtasalo, J., Leipe, T., Moros, M., ja Kotilainen, A. T. 2011. Physicochemical and biological influences on sedimentary-fabric formation in a salinity and oxygen-restricted semi-enclosed sea: Gotland Deep. *Baltic Sea Sedimentology*. 58(2): 352–375. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2010.01166.x>

Zolitschka, B., Francus, P., Ojala, A.E.K. ja Schimmelmann, A. 2015. Varves in lake sediments – a review. *Quaternary Science Reviews*. 117: 1–41. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.03.019>