



**TURUN
YLIOPISTO**

Matemaattis-luonnontieteellinen
tiedekunta

Sulkavanjärven rehevöitymiskehitys 1700-luvulta nykyhetkeen

Vilma Lahti

Maaperägeologia

Pro gradu -tutkielma

Laajuus: 30 op

07.06.2026

Turku

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

Pro gradu -tutkielma

Pääaine: Maaperägeologia

Tekijä: Vilma Lahti

Otsikko: Sulkavanjärven rehevöitymiskehitys 1700 -luvulta nykyhetkeen

Ohjaaja(t): Saija Saarni, Nanna Tuovinen, Erkki Saarijärvi

Sivumäärä: 85 sivua

Päivämäärä: 07.06.2026

Pohjois-Savossa, Siilinjärven kunnan alueella sijaitseva Sulkavanjärvi on ollut pitkään ihmistoiminnan vaikutusten alaisena. Järven läheisyydessä on harjoitettu ja harjoitetaan edelleen sekä maa- ja metsätaloutta että myös kaivostoimintaa. Siilinjärven apatiittikaivos tuottaa muun muassa kriittiseksi raaka-aineeksi luokiteltua fosforia, josta tehdään lannoitteita. Tässä tutkimuksessa tarkastellaan Sulkavanjärven sedimenttikerrostumien kehitystä ja rehevöitymishistoriaa 1700-luvulta nykypäivään. Tavoitteena on selvittää maankäytön muutosten ja vedenlaadun kehityksen vaikutuksia järven ekologiseen tilaan. Sulkavanjärvi on tyypitelty pieneksi humusjärveksi, ja tavoitteena on myös selvittää, onko tyypittelyä tarpeen tarkastella uudelleen.

Tutkimusaineistona käytettiin mäntäkairalla kerättyä sedimenttikairausnäytettä sekä painovoimakairalla kerättyä ja kairauspaikalla jäädytettyä jääsorminäytettä. Sedimenttinäytteistä analysoitiin sedimentin vesipitoisuus, orgaanisen aineksen määrä, irtotiheys sekä mitattiin magneettinen susceptibiliteetti. Molemmista kairausnäytteistä kerättiin osanäytteet piileväanalyyysiin, joiden perusteella tehtiin rekonstruktiot kokonaisfosforipitoisuudelle sekä sähkönjohtavuudelle. Sedimenttinäytteiden lisäksi tarkasteltiin pitkäaikaisseurannan vedenlaatumittauksia. Sedimenttinäyte ajoitettiin ^{210}Pb ja ^{137}Cs isotooppimenetelmillä.

Tutkimuksen tulokset osoittavat, että Sulkavanjärven sedimentaatioympäristössä tapahtuneiden muutosten vaikuttaneen sedimentin koostumukseen 1900-luvulta lähtien. Alusvedessä havaitaan ajoittaista hapettomuutta, jolloin aikaisemmin homogeeniseen sedimenttiin alkaa ilmaantua kerroksellista rakennetta. Piileväanalyyysin perusteella Sulkavanjärven on luontaisesti runsas- tai keskiravinteinen järvi, joka on alkanut rehevöityä noin 1930-luvulta lähtien. Siirtofunktion perusteella järven kokonaisfosforipitoisuus on vaihdellut tutkimusjakson aikana, mutta merkittävää nousevaa tai laskevaa suuntausta ei havaita. Rekonstruoidussa sähkönjohtavuudessa havaitaan tasainen ja nouseva suuntaus 1750-luvulta nykyhetkeen. Tutkimuksen tulosten perusteella Sulkavanjärveä tyypittelyä pieneksi humusjärveksi on tarpeen tarkastella uudelleen.

Avainsanat: Sulkavanjärvi, paleolimnologia, piilevät, Siilinjärven kaivos, pienet humusjärvet, rehevöityminen

Master's thesis

Subject: Quaternary geology

Author: Vilma Lahti

Title: Eutrophication development of Lake Sulkavanjärvi from the 18th century to the present

Supervisors: Saija Saarni, Nanna Tuovinen, Erkki Saarijärvi

Number of pages: 85 pages

Date: 07.06.2026

Lake Sulkavanjärvi, located in the municipality of Siilinjärvi in North Savo, Finland, has long been influenced by human activities, including agriculture, forestry and mining. The Siilinjärvi apatite mine produces phosphate; a critical raw material used in fertilizer production. This study examines sediment development and the eutrophication history of Lake Sulkavanjärvi from the 18th century to the present, with the aim of assessing the impacts of land-use changes and water quality on the lake's ecological status. Additionally, the study evaluates whether the current classification of the lake as a small humic lake is appropriate.

The study materials consisted of a sediment core collected using Livingstone type corer and an ice finger core obtained with a HTH gravity corer. Sediment subsamples were analyzed for water content, organic matter, bulk density and magnetic susceptibility. A total of 49 subsamples were analyzed for diatoms, enabling reconstructions of total phosphorus and electrical conductivity. Long-term water monitoring data were also examined. The sediment core was dated using ²¹⁰Pb and ¹³⁷Cs isotope methods.

The results indicate that changes in the sedimentary environment have affected sediment composition since early 20th century. Periodic hypoxia in the hypolimnion has led to the formation of weakly laminated sediments. Diatom assemblages suggest that lake Sulkavanjärvi is naturally mesotrophic and that eutrophication began around the 1930s. Reconstructed total phosphorus shows variability without a clear long-term trend, whereas electrical conductivity exhibits a steady increase from the 18th century to the present. Based on the diatom analysis, the classification of Lake Sulkavanjärvi as a small humic lake should be reconsidered.

Keywords: Lake Sulkavanjärvi, paleolimnology, diatoms, Siilinjärvi mine, humic lakes, eutrophication

Sisällysluettelo

1. Johdanto	6
2. Tutkimuksen tausta.....	9
2.1 Siilinjärven apatiittikaivoksen historia	9
2.2 Kaivostoiminnanvaikutukset vesistöihin	11
2.3 Maa- ja metsätalouden vaikutukset vesistöihin	12
2.4 Järvien tyypittelyn perusteet	13
2.5. Järven fysikaaliset ja kemialliset ominaisuudet	16
2.6 Järven sisäinen rakenne ja lämpötilakerrostuneisuus	17
2.7 Paleolimnologia	19
2.7.1 Piilevien käyttö paleolimnologisessa tutkimuksessa	20
3. Tutkimusalue	22
3.1 Sulkavanjärven valuma-alue ja morfologia.....	22
3.2. Alueen geologia.....	25
4. Aineisto ja menetelmät	27
4.1 Näytteenotto ja käsittely.....	27
4.2 Magneettinen susceptibiliteetti	27
4.3 Sedimentin fysikaaliset analyysit	28
4.3.1 Vesipitoisuus (Water content, W %).....	28
4.3.2 Hehkutushäviö (Loss On Ignition, LOI ₅₅₀ ja LOI ₉₅₀)	28
4.3.3 Irtotiheys (Bulk density g/cm ³)	29
4.4 Ajoitusmenetelmät.....	30
4.5 Piileväanalyysi.....	31
4.5.1 Rantakivien piilevät	31
4.5.2 Siirtofunktio	32
4.5.3 Shannon–Wiener monimuotoisuusindeksi.....	33
4.6 Vedenlaatumittaukset	33
5. Tulokset	34
5.1 Sedimentin väri ja rakenne	34
5.2. Magneettinen susceptibiliteetti	36

5.3 Fysikaaliset mittaukset.....	36
5.3.1 Vesipitoisuus (W %).....	36
5.3.2 Hehkutushäviö (LOI ₅₅₀ %, LOI ₉₅₀ %)	36
5.3.3 Irtotiheys (Bulk density).....	37
5.4. Sedimentin kronologia	38
5.5 Piileväanalyysi.....	39
5.5.1 Pintanäytteen piileväanalyysi	41
5.5.2 Rantakivien piilevät	42
5.5.3 Multivarianttianalyysi	43
5.6 Siirtofunktio	47
5.6.1 Fosforipitoisuuden rekonstruointi	47
5.6.2. Sähkönjohtavuuden rekonstruointi	47
5.6.3 Siirtofunktion soveltuvuus Sulkavanjärvelle.....	47
5.7 Vedenlaatu mittaukset	48
6. Tulosten tulkinta	53
6.1 Vaihe 1: Homogeeninen rakenne (AD 1750-1900, syvyys 185–79 cm)	53
6.2 Vaihe 2: Vaihtuminen (AD 1900–1930, 79–60 cm)	55
6.3 Vaihe 3: Heikko kerroksellisuus (AD 1930–2010, 60–15 cm)	57
6.4 Vaihe 4: Homogeeninen pinta (AD 2011-2024, 15–0 cm).....	61
6.5 Siirtofunktion tarkastelu.....	64
6.5.1 Fosforipitoisuuden rekonstruointi	64
6.5.2 Sähkönjohtavuuden rekonstruointi	66
6.6 Sulkavanjärven tyypittelyn tarkastelu	67
6.6 Virhetarkastelu	68
7. Johtopäätökset	70
8. Kiitokset	70
9. Lähteet	71

1. Johdanto

Geologiset prosessit tallentavat tietoa paitsi paikallisista ympäristön muutoksista myös laajemmista, maailmanlaajuisista trendeistä (Håkanson & Jansson 1983). Yksi keskeisimmistä geologisista prosesseista on sedimentaatio, jossa sedimentoituva aine kulkeutuu ja kerrostuu järvioltaisiin. Kallio- ja maaperän rapautuessa fysikaalisesti, kemiallisesti ja biologisesti rapautunut maa-aines kulkeutuu järviin ja lampiin erityisesti jokien kautta (Grotzinger & Jordan, 2020). Suomessa erityisesti kevättulvat ovat merkittävä tekijä sedimentaatio prosessissa (Saarni et al., 2017). Kevät-tulvien aikana suuria määriä mineraaliainesta, ravinteita ja eloperäistä ainesta kulkeutuu vesistöihin. Tämä vaikuttaa sedimentin määrään, koostumukseen sekä myös sedimentaatio nopeuteen (Håkanson & Jansson, 1983). Järvien sedimenttikerrostumat tarjoavat arvokasta tietoa menneistä ilmasto-olosuhteista sekä maan käytön muutoksista valuma-alueella (Zolitschka et al. 2001, Vilbaste et al. 2024). Sedimenttitutkimusten merkitys on kasvanut erityisesti ilmastomuutoksen myötä, sillä ymmärrys menneiden ilmastomuutosten vaikutuksista sedimentaatioon auttaa mallintamaan ilmaston kehitystä tulevaisuudessa (Tian et al., 2011). Tian et al. (2011) huomioi järvisedimenttikerrostumien tulkinnan olevan kuitenkin haasteellista, sillä järvet eroavat toisistaan merkittävästi morfologialtaan, ekologiaan, valuma-alueiltaan sekä pienilmastoltaan. Håkanson & Janssonin (1983) mukaan on keskeistä ymmärtää järvioltaan syntymekanismi sekä alueelliset geologiset, ekologiset ja ilmastolliset tekijät, jotka vaikuttavat sedimentaationopeuteen, pohjan dynamiikkaan ja sedimentin kerrostumisen mekanismeihin. Näiden tekijöiden tuntemus on olennaista järvisedimenttien tulkinnassa, sillä ne määräävät, miten ja miksi sedimentti kertyy järven pohjalle (Zolitschka et al. 2015).

Järvien muodostumista ohjaa sekä endogeeniset että eksogeeniset prosessit. Suomen järvet ovat syntyneet mannerjäätikön patoamien harjujen ja päätemoreenien synnyttämiin altaisiin tai maa-aineksesta pyyhittyjen kallioalustojen altaisiin (Holopainen & Karjalainen, 2004; Stroeve et al., 2016). Glasiaalisia järviä ovat myös suppajärvet, jotka ovat syntyneet ison jäälohkareen hautautuessa ja sittemmin sulaessa (Holopainen & Karjalainen., 2004). Vanhimmat järvet Suomessa ovat noin 10 000 vuoden takaa Baltian jääjärvi ajalta ja uusia järviä kuroutuu jatkuvasti erityisesti meren ranta-alueilla maankohoamisen myötä (Birks, 1986). Järvien ikä Suomessa riippuu siitä, milloin ne ovat

paljastuneet mannerjäätikön alta, kuroutuneet Itämerestä tai sen aiemmista vaiheista (Särkkä, 1996). Suomi on yksi maailman runsasjärvisimmistä maista, ja Suomen järvet ovat pääosin pieniä, matalia ja pehmeävetisiä boreaalisen alueen vesistöjä (Holopainen & Karjalainen, 2004). Valtaosa Suomen järvistä on humuspitoisia, mikä johtuu laajoista metsä- ja suovaluma-alueista (Leppäranta et al., 2021). Humusjärviä määritellään väriluvun mukaan siten, että yli 30 Pt/l on vähähumuksinen ja yli 90 Pt/l on runsashumuksinen järvi (Kuoppala et al., 2018). Ne ovat erityisen yleisiä Itä- ja Pohjois-Suomessa, missä suovaltaiset valuma-alueet korostuvat. Kuoppalan et al. (2018) mukaan alueellinen vaihtelu humuspitoisuudessa heijastaa maaperän, kasvillisuuden ja hydrologisten olosuhteiden eroja Suomessa.

Suomessa vesistöjen käyttöä valvotaan sekä kansallisten lakien ja asetusten turvin, mutta myös kansainväliset säädökset tulee ottaa huomioon vesistöihin kohdistuvia toimia tarkasteltaessa. Euroopan unionin vesipuitedirektiivi (2000/60/EY) velvoittaa jäsenvaltioitaan varmistamaan kaikkien vesimuodostelmien hyvä tila ympäristön ja ihmisten kannalta. Vesipuitedirektiivin tarkoitus on luoda lainsäädännöllinen viitekehys, jonka avulla varmistetaan vesistöjen kestävä käyttö ja hyvä tila sekä ihmisille että muulle ympäristölle (Euroopan parlamentti ja neuvosto., 2000). Keinoja makean veden tilan seuraamiseksi direktiivissä mainitaan muun muassa kohdennetut ja tehokkaat valvonta vaihtoehdot. Myös vesienhoitolaki (Suomen säädöskokoelma, 2004) velvoittaa elinkeino-, liikenne- ja ympäristökeskukset (ELY-keskukset) tarkkailemaan vesistöjen tilaa. Suomen ympäristökeskus (SYKE) tuottaa vesienhoitoalueiden valvonta- ja kunnostusohjeistusta sekä suunnitelmia tuleville vuosille (Aroviita et al., 2019). Valvontavaihtoehtoja tulee aina tarkastella tapauskohtaisesti, ja muun muassa järvisedimenteistä saatavaa tietoa tulee käyttää tietojen keruuseen (Aroviita et al., 2019). Järvisedimenttejä sekä eliöstöä voidaan käyttää tehokkaasti pitkän aikavälin muutossuuntien analyysissä ja sitä kautta saada luotettavaa tietoa järvien kehitysvaiheista (Euroopan parlamentti ja neuvosto., 2000).

EU on määritellyt fosforin kriittiseksi raaka-aineeksi sen taloudellisen merkityksen ja toimitusriskien vuoksi (Blengini et al., 2020). Fosforin tarve kasvaa väestönkasvun ja ilmastomuutoksen myötä, erityisesti maatalouden lannoitteissa (Blengini et al., 2020). Fosforin saatavuutta pyritään turvaamaan tehostamalla lupamenettelyjä sekä kehittämällä jalostusta ja kiertotaloutta (Euroopan unionin julkaisutoimisto, 2024). Suomessa

merkittäviä fosfaattiesiintymiä on Siilinjärvellä ja Soklissa, joista jälkimmäinen voisi olla Euroopan suurin (Jolis et al., 2025). Siilinjärvellä sijaitseva apatiittikaivos on siis sekä kansallisesti että kansainvälisesti merkittävä fosforilannoitteiden tuottaja. Kaivostoiminnalla ja myös muulla maankäytöllä on kuitenkin monia vaikutuksia erityisesti vesistöihin (Mäkinen et al., 2010; Kauppila et al., 2011; Kauppila et al., 2015; Kehusmaa et al., 2023). Vesistöihin kulkeutuu metalleja, sulfaattia ja kiintoainesta, jotka voivat aiheuttaa muun muassa veden happamoitumista sekä samentumista (Kauppila et al., 2011; Seppänen et al., 2023). Maa- ja metsätalous sekä rakentaminen puolestaan lisäävät ravinnekuormitusta (erityisesti typpeä ja fosforia), mikä voi johtaa rehevöitymiseen ja leväkukintoihin (Pietiläinen & Räike, 1999). Lisäksi ojitus ja maanmuokkaus lisäävät kiintoaineksen ja humuksen huuhtoutumista järviin, mikä heikentää veden laatua ja muuttaa ekosysteemien toimintaa (Holopainen & Lehikoinen, 2022).

Tämän tutkimuksen tavoitteena on tarkastella Sulkavanjärven pohjasedimentin fysikaalisten ja kemiallisten ominaisuuksien ajallisia muutoksia sekä arvioida, miten ympäristössä tapahtuneet maankäytön muutokset ovat mahdollisesti vaikuttaneet järven ekologiseen tilaan. Sedimentin ajoitusmenetelmien avulla kerrostumat voidaan sitoa tiettyihin ajanjaksoihin, mikä mahdollistaa järven tilassa tapahtuneiden muutosten yhdistämisen historiallisiin tapahtumiin ja maankäytön kehitykseen. Tällöin voidaan tarkemmin arvioida, mitkä tekijät ovat vaikuttaneet sedimentin koostumukseen ja piilevyhteisöjen rakenteeseen.

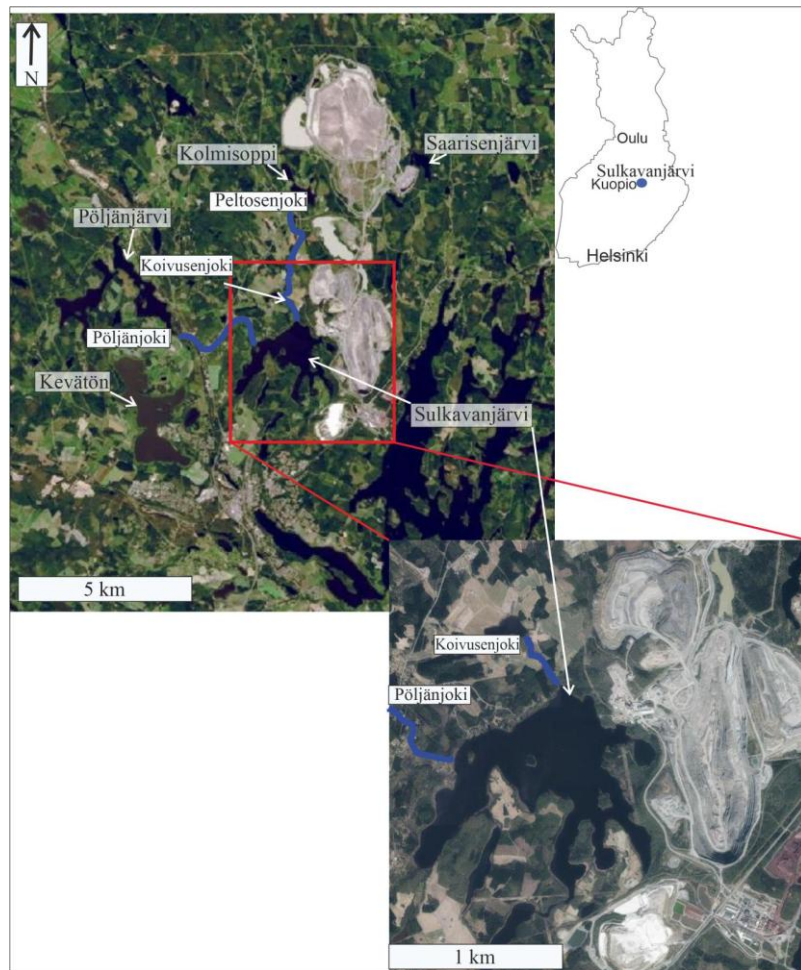
Tutkimuksen tarkoituksena on myös selvittää, onko Sulkavanjärven tyypittely pieneksi humusjärveksi perusteltua paleolimnologisesta näkökulmasta. Tutkimuksen tavoitteena on myös tarkastella kaivostoiminnan vaikutuksia järven ekologiseen tilaan. Keskeisenä tavoitteena on arvioida järven ravinnetasoa ja tyypittelyn perusteita piileväanalyysin avulla.

2. Tutkimuksen tausta

2.1 Siilinjärven apatiittikaivoksen historia

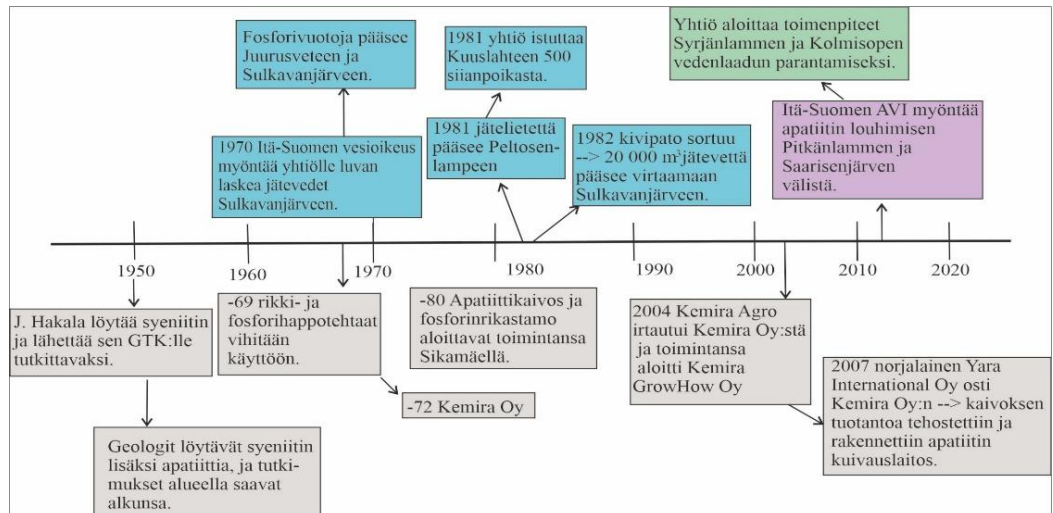
Siilinjärven apatiittikaivoksen tarina sai alkunsa vuonna 1950, kun siilinjärveläinen Jorma Hakala löysi ratatyömaalta syeniittiä sisältäneen kiven, jonka jatkotutkimuksissa havaittiin sisältävän apatiittia, joka on fosfaattimineraali (O'Brien et al., 2015; Heikkinen, 2022). Geologiset tutkimukset osoittivat pian, että taloudellisesti merkittäviä mineraaliesiintymiä sijaitsee erityisesti Saarisjärven, Kolmisopen ja Särkijärven ympäristössä (kuva 1; Heikkinen, 2022). Vuonna 1967 päätettiin kunnanvaltuustossa rakentaa tehdaskompleksi, joka tuottaisi 230 000 t rikkihappoa (H_2SO_4), 75 000 t fosforihappoa (H_3PO_4) ja 120 000 t ammoniumfosfaattia ($(\text{NH}_4)_3\text{PO}_4$) (Kasurinen & Kasurinen 1975). Pian toiminnan alkamisen jälkeen myönnettiin lupa johtaa teollisuuden jätevesiä Sulkavanjärveen, mikä teki järvestä keskeisen vastaanottavan vesistön kaivostoiminnan vaikutuksille (kuva 2; Heikkinen, 2022).

Kaivoksen toiminta laajeni 1970–1980-luvuilla nopeasti, ja Siilinjärven kaivoksesta kehittyi Suomen merkittävin apatiitin tuotantoalue sekä keskeinen osa maan kemianteollisuutta (Heikkinen, 2022). Kaivos ja kemiantehtaot aiheuttivat ravinne- ja kiintoainekuormitusta Sulkavanjärveen ja muihin lähivesistöihin sekä yksittäisiä häiriötilanteita (Heikkinen, 2022). Merkittävin näistä oli vuoden 1982 padon pettäminen, jonka vuoksi noin 20 000 m³ jätevettä pääsi kulkeutumaan Peltosenjoen kautta Sulkavanjärveen.



Kuva 1. Sulkavanjärven sijainti suhteessa Siilinjärven apatiittikaivokseen sekä muiden järvien ja Sulkavanjärveen laskevien jokien sijainti.

Vuonna 2007 kaivos siirtyi Yara International yhtiön omistukseen, minkä jälkeen tuotantoa on tehostettu ja laajennettu muun muassa uusille louhinta-alueille (Heikkinen, 2022). Nykyisin Siilinjärven kaivos on Suomen merkittävin fosforin tuotantokeskus, ja sen toiminnalla on edelleen keskeinen vaikutus Sulkavanjärven vedenlaatuun ja ekologiseen tilaan.



Kuva 2. Siilinjärven apatiittikaivoksen historia ja merkittävimmät vesistövaikutukset. Harmaisiin laatikoihin on koottu kaivoksen kehityskaari, sinisiin laatikoihin on koottu suurimmat vesistövaikutukset alueella, vihreä laatikko on yhtiön suorittama toimi vedenlaadun parantamiseksi ja violetti laatikko liittyy kaivoksen laajentumiseen, mutta myös vesistöjen kunnostustoimenpiteisiin (Heikkinen 2022).

Taulukko 1. Siilinjärven tehtaiden tuotantokapasiteetti vuositasolla ja apatiittikaivoksen louhintamäärät vuonna 2025 (Yara Suomi Oy, 2025).

Yksikkö	Toiminta/Tuote	Tonnia/vuosi
Kaivos	Kokonaislouhint	20 000 000
	Malmin louhint	11 000 000
	Apatiittirikaste	1 000 000
Tehdas	Rikkihappo	800 000
	Typpihappo	150 000
	Fosforihappo	300 000
	Lannoitteet	500 000
	Ammonium-nittraattiliuos	85 000

2.2 Kaivostoiminnan vaikutukset vesistöihin

Kaivostoiminnan vaikutukset vesistöihin voivat olla sekä välittömiä että välillisiä, ja niiden laajuutta ohjaavat erityisesti malmiesiintymän laatu ja koko (Kauppila et al. 2015). Vaikutuksia pyritään hallitsemaan jo varhaisessa vaiheessa esimerkiksi YVA-menettelyn avulla. Suomessa toimii 9 metallimalmikaivosta ja 29 teollisuusmetallikaivosta (Seppänen et al. 2023). Siilinjärven apatiittikaivos luetaan teollisuusmetallikaivoksiin.

Metallimalmikaivoksen elinkaari alkaa malminetsinnästä (2–15 vuotta), ja tuotantovaiheen kesto riippuu esiintymästä; esimerkiksi Siilinjärven apatiittiesiintymä on noin 14 km pitkä ja 900 m leveä (O’Brien et al. 2015). Elinkaareen kuuluvat tuotantovaiheen lisäksi myös sulkeminen ja jälkihuolto, jotka voivat kestää 10–50 vuotta (Kauppila et al. 2015).

Vesistöhaasteita ilmenee kaivostoiminnassa koko elinkaaren ajan (Seppänen et al. 2023). Perustamisvaiheessa pintamaan poisto lisää eroosiota ja sameuttaa vesiä kiintoainekuorman kasvaessa (Shobe et al., 2024). Tuotantovaiheessa kuivanaapitopumppaus, raakavedenotto ja vesienkäsittely muuttavat virtausreittejä ja voivat aiheuttaa päästöjä vesistöihin (Kauppila et al., 2011).

Siilinjärven apatiittikaivoksen malmi sisältää karbonatiittia ja fosfaattimineraaleja, jotka eivät sisällä merkittäviä määriä rikkiä (Mattsson et al., 2019) ja tämän vuoksi ympäristövaikutukset painottuvat enemmän rehevöitymiseen kuin happamaan kaivosvalumaan tai metallikuormitukseen (Heikkinen et al., 2009; Kauppila et al., 2011).

Kaivostoiminnassa vesien käsittelyyn kiinnitetään huomiota useilla menetelmillä ja sen lisäksi pintavesien tilaa seurataan velvoitetarkkailulla (Viksted et al. 2022). Kaivoksessa käytettäviä prosessi- ja kaivantotalueen kuivana -pitovesiä kierrätetään uudelleen malmin rikastuksen käyttöön ja raakavedenottoa pyritään minimoimaan (Kauppila et al., 2015). Vesitiiviit pohja- ja patorakenteet estävät haitta-aineiden imeytymisen maaperään ja sitä kautta pohjaveteen. Patorakenteet minimoivat pintavalunnan ja reaktiiviset rakenteet pidättävät esimerkiksi metalleja (Kauppila et al., 2011).

2.3 Maa- ja metsätalouden vaikutukset vesistöihin

Maa- ja metsätalous ovat keskeisiä elinkeinoja Suomessa ja ulottuvat lähes koko maahan. Niiden vaikutukset näkyvät vesistöissä pitkän historiallisen kehityksen seurauksena: peltojen raivaus, viljely ja laidunnus ovat varhaisimpia ihmistoiminnan muotoja (Rasila et al., 2003). Metsien ojituksia tehtiin jo 1800-luvun lopulta lähtien sekä viljelyn että puuston kasvun tehostamiseksi (Tirkkonen, 1952; Päivänen, 2018).

Maa- ja metsätalous lisäävät erityisesti typen ja fosforin huuhtoutumista vesistöihin (Pietiläinen & Räike, 1999). Lannoitus ja karjatalous tuottavat liukoisia ravinteita, jotka kulkeutuvat sade- ja sulamisvesien mukana ojiin, puroihin ja edelleen järviin ja jokiin

(Holopainen & Lehtikoinen, 2022) Metsätaloudessa ojitus ja hakkuut lisäävät kiintoaineksen, ravinteiden ja orgaanisen hiilen kulkeutumista valuma-alueelta vesistöihin (Kareksela et al., 2021). Ojitus muuttaa maan vesitaloutta ja altistaa fosfaatti- ja typpiyhdisteet hapelle ja mikrobitoiminnalle, mikä tehostaa niiden liikkeellelähtöä (Aapala et al., 2025). Lisäksi maanmuokkaus, kuten kyntäminen, vähentää kasvipeitteen sitovaa vaikutusta ja lisää eroosiota, jolloin kiintoaineksen mukana kulkeutuu myös ravinteita ja orgaanista ainesta (Räsänen, 2024).

Suomessa järviveden tummuminen on lisääntynyt viime vuosikymmeninä. Tummuminen johtuu pitkälti valuma-alueilta huuhtoutuvan orgaanisen aineksen pitoisuuden kasvusta (Rankinen et al., 2023; Räsänen et al., 2024). Ilmiö on usein yhteydessä soiden ojitukseen ja metsätalouteen turvemailla (Aapala et al., 2025). Veden tummuminen heikentää valon läpäisevyyttä, muuttaa järvien lämpötilarakennetta ja vaikuttaa ravintoverkkoihin sekä veden laatuun (Rankinen et al., 2023).

Maatalouden vesistövaikutuksia voidaan lieventää suojavyöhykkeillä, kosteikoilla ja ravinteiden käytön optimoinnilla (Ekholm & Mitikka, 2006). Lisäksi talviaikainen kasvipeitteisyys vähentää eroosiota, mutta voi lisätä liukoisen fosforin valuntaa (Räsänen, 2024). Järven sisäistä kuormitusta voidaan hallita esimerkiksi ilmastuksella, jonka tavoitteena on hapettaa alusvettä ja vähentää fosforin vapautumista, mutta vaikutukset ovat hitaita ja näkyvät usein vasta vuosikymmenten kuluessa (Meriläinen et al., 2003; Niemistö et al., 2020). Valuma-alueen geologia ja ilmasto-olosuhteet vaikuttavat kuitenkin suojelutoimien tehokkuuteen (Niemistö et al., 2020).

2.4 Järvien tyypittelyn perusteet

Limnologisen tutkimuksen alkuvaiheessa 1900-luvulla järvien tyypittely perustui ensisijaisesti veden happipitoisuuteen, pohjaeläimistöön ja suurvesikasvillisuuteen. Tuolloin ei ollut vielä kehitetty luotettavia menetelmiä fosforipitoisuuden, klorofyllin tai perustuotannon mittaamiseen (Eloranta, 2004). Nykyisin järvien rehevyysastetta arvioidaan pääasiassa veden kokonaisfosforipitoisuuden ja klorofyllipitoisuuden perusteella, jotka kuvaavat tehokkaasti veden ravinteisuutta ja levätuotantoa (Eloranta, 2004). Suomessa järviä tyypitellään pinta-alan, syvyyden, geologisten ominaisuuksien, sijainnin ja veden viipymän perusteella (Vuori et al., 2006). Suomen järvityypit jaetaan kalkkivaikutteisiin ja humuspitoisiin järviin, joista vähä-, keski- ja runsashumuksiset

järvet tyypitellään vielä omiksi alaluokiksi kuten matalat vähähumuksiset järvet tai keskikokoiset keskihumsiset järvet (taul. 2). Humusjärven tyypittelyyn vaikuttaa siis väriluvun lisäksi sen pinta-ala, syvyys ja myös kerrostuneisuus (Vuori et al., 2006; Leka J. et al., 2008).

Taulukko 2. Suomen järvien tyypittely Vuoren et al. (2006) mukaan.

Tyyppi	Kuvaus
Runsasravinteiset ja runsaskalkkiset järvet (RrRc)	Savikkoalueet, kalkkipitoisten kallioperän alueet.
Vähähumuksiset järvet (Vh)	Harju- ja kallioalueet, väriluku < 30 Pt/l, erotellaan syvyyden ja pinta-alan mukaan.
Keskihumsiset järvet (Kh)	Moreeni- ja turvemaat, väriluku 30–90 Pt/l, erotellaan syvyyden ja pinta-alan mukaan.
Runsashumsiset järvet (Rh)	Turvemaiden järviä, väriluku > 90 Pt/l, erotellaan syvyyden ja pinta-alan mukaan.
Lyhytviipymäiset järvet (Lv)	Pääosin vesireittien alaosien järviä, vedenvaihtuvuus suuri.
Pohjois-Lapin järvet	Tyypitellään sijainnin perusteella.

Suomessa tyypittely järjestelmä perustuu EU:n vesipuitedirektiivin B-systematiikkaan (2000/60/EY). Taulukossa 3 on esitelty tyyppijärjestelmän B-systematiikassa käytetyt tekijät. Vuori et al. (2006) huomioi geologisten tekijöiden olevan kaikista kriteereistä ongelmallisin. Vuoksen vesistöalue luokiteltiin geologialtaan joko kvartsipitoisiin tai orgaanisiin alueisiin ja luokituksen raja-arvona pidetään 25 %:ia valuma-alueella sijaitsevia turvemaita. Alle 25 % turvemaita luokiteltiin kvartsipitoisiksi ja yli 25 % luokitellaan orgaaniksi (Vuori et al. 2006). Aroviita et al. (2019) toteaa savimaiden tuottavan runsasravinteisia järviä, jotka rajoittuvat lähinnä Etelä-Suomen ja rannikon alueille. Iisalmen reitin katsotaan olevan poikkeus tästä, sillä siellä maaperä sisältää runsaasti myös muuta hienoaainesmateriaalia, jotka nostavat ravinnetasoa järvissä (Aroviita et al. 2019). Runsaskalkkisia järviä Suomessa on vähän ja ne voidaan tunnistaa sekä alkaliniteetin että vesikasvillisuuden perusteella (Aroviita et al. 2019).

Taulukko 3. Vesipuitedirektiivin B-järjestelmässä käytetyt tyypittelytekijät (Euroopan yhteisö 2000).

Pakolliset tekijät	Valinnaiset tekijät
Korkeus	Keskimääräinen vedensyvyys
Leveysaste	Järven muoto
Pituusaste	Viipymä
Syvyys	Ilman keskilämpötila
Geologia	Ilman lämpötilan vaihteluväli
Koko	Kerrostuneisuustyyppi
	Puskurointikapasiteetti
	Ravinteiden taustapitoisuudet
	Keskimääräinen pohjan laatu
	Vedenkorkeuden vaihtelu

Luontodirektiivi (92/43/ETY) jakaa Suomen järvet ja lammet viiteen luontotyyppiin: niukka- ja keskiravinteiset järvet, karut kirkasvetiset järvet, kalkkilammet ja -järvet, luontaisesti runsasravinteiset järvet ja humuspitoiset järvet ja lammet. Järvien tyypittelyn tarkoituksena on antaa viitekehys kullekin vesimuodostumalle ja sen avulla voidaan asettaa vesimuodostuman luontaisia ominaisuuksia vastaavat tilatavoitteet.

Tyypittelyn lisäksi vesimuodostelmia luokitellaan Aroviitan et al. (2019) mukaan ihmistoiminnan vaikutusten perusteella. Järven ekologinen tila voi olla erinomainen, hyvä, tyydyttävä, välttävä tai huono. Ekologista tilaa mitataan poikkeamana vertailuarvoista, jotka edustavat erinomaisen ekologisen tilan arvoja. Järven kemiallisen tilan arvioinnissa käytetään asteikkoa hyvä tai hyvää huonompi (Kotanen et al., 2022). Holopainen (2004) listaa ekologisen tilan laatutekijöiksi kasviplanktonin, piilevät, makrolevät, muun vesikasvillisuuden, pohjaeläimistön ja kalat. Ekologisten laatutekijöiden lisäksi tilaluokittelussa tarkastellaan hydrologisia, morfologisia, fysikaalisia ja kemiallisia tekijöitä, joiden muuttuessa myös järven ekologinen tila muuttuu. Hydrologisia ja morfologisia tekijöitä ovat esimerkiksi virtausolot, pohjan rakenne sekä yhteys pohjaveteen. Fysikaaliset ja kemialliset tekijät ovat muun muassa näkösyvyys, lämpötila ja happipitoisuus sekä ravinteiden ja suolojen määrä (Aroviita et al. 2019).

2.5. Järven fysikaaliset ja kemialliset ominaisuudet

Happi on keskeinen järven tilaa säätelevä tekijä, mutta sen liukoisuus veteen on rajallinen ja riippuu lämpötilasta sekä suolapitoisuudesta siten, että lämpimässä vedessä happea liukenee vähemmän (Särkkä, 1996; Cohen, 2003a). Happea liukenee veteen ilmakehästä, ja lisäksi sitä syntyy fotosynteesissä, mutta happea myös kuluu eliöiden hengityksessä ja erityisesti orgaanisen aineksen hajotuksessa (Klanten et al., 2023). Erityisesti runsasravinteisissa järvissä happipitoisuuden vaihtelut voivat olla suuria, sillä pintalevien runsas fotosynteesi voi johtaa voimakkaisiin vuorokausivaihteluihin: päivällä happea tuotetaan runsaasti, mutta öisin hengitys ja hajotus voivat kuluttaa sitä nopeammin kuin sitä ehtii liueta ilmakehästä veteen (Jansen et al., 2024, 2025). Vaihtelua aiheuttavat paitsi vuodenaajat myös vuorokaudenaajat, jotka taas vaikuttavat veden lämpötilaan ja perustuotantoprosesseihin (Särkkä, 1996).

Ravinteista typpi ja fosfori säätelevät järvien perustuotantoa ja rehevöitymistä, ja niiden määrään vaikuttavat sekä luonnolliset prosessit että valuma-alueen kuormitus, kuten maa- ja metsätalous sekä jätevedet (Euroopan yhteisöjen virallinen lehti, 1991; Pietiläinen & Räike, 1999; Chapman, 2021). Ravinteet esiintyvät vedessä liuenneina, orgaanisina yhdisteinä ja hiukkasmaisessa muodossa sekä sitoutuneina sedimenttiin (Varjo, 2001; Bydén et al., 2003). Hapellisissa oloissa ravinteita sitoutuu sedimenttiin esimerkiksi rautayhdisteiden avulla, mutta hapettomissa olosuhteissa tämä sitoutuminen heikkenee ja ravinteita vapautuu takaisin vesipatsaaseen (Varjo, 2001). Lisäksi yksi fosforin vapautumismekanismi on sulfaatin pelkistyminen. Sulfaatteja havaitaan suomalaisissa järvissä erityisesti happamien sulfaattimaiden yhteydessä sekä kaivostoiminnan yhteydessä (Toivonen et al., 2013; Kehusmaa et al., 2025). Sulfaattia pelkistävät mikrobit tuottavat vetysulfidia, joka reagoi liukoisen raudan (Fe^{2+}) kanssa muodostaen liukenemattomia rautasulfideja (Varjo, 2001). Tämä prosessi sitoo rautaa pois huokosvedestä, jolloin fosfaatilla ei ole mahdollisuutta saostua raudan kanssa, mikä johtaa fosforin vapautumiseen sedimentistä veteen (Karjalainen, 2004).

Typen kierto sisältää mikrobivälitteisiä prosesseja, joissa typpeä voi sekä vapautua biologiseen käyttöön että poistua ilmakehään typpikaasuna (Cohen, 2003a). Maa- ja metsätaloudella sekä jätevesillä on merkittävä vaikutus typpihuuhtoumien syntymiseen (Pietiläinen & Räike, 1999). Lannoitteet ja maakerroksen eroosion lisääntyminen voivat lisätä typen määrää ja sen myötä orgaanista ainesta vesistöissä (Bydén et al., 2003). Kun

orgaanisen aineksen hajotus lisääntyy, lisääntyy myös hapen kulutus, joka voi johtaa hapettomuuteen (Jenny et al., 2016).

Järviveden pH on Suomessa yleensä lähellä neutraalia ja määräytyy pitkälti kallioperän, maaperän ja valuma-alueen ominaisuuksien perusteella (Arvola et al., 2010). Esimerkiksi hapen kallioperä ja turvemaat lisäävät järvien luonnollista happamuutta (Arvola et al., 2010). Myös sadevesi on luonnostaan hieman hapanta (5,6) ja hapettuneet sulfaattimaat voivat aiheuttaa pH:n laskua järvissä (Toivonen et al., 2013). Veden pH vaikuttaa moniin kemiallisiin ja biologisiin prosesseihin, kuten ravinteiden saatavuuteen ja metallien liukoisuuteen (Arvola et al., 2010). Sähkönjohtavuus puolestaan kuvaa vedessä liuenneiden ionien määrää ja riippuu muun muassa valuma-alueen maaperästä sekä veden sisältämistä suoloista, ravinteista ja metalleista (Dugan, 2023; Ladwig et al., 2023).

Liennut orgaaninen aines ja valon läpäisevyys ovat keskeisiä järven toimintaan vaikuttavia tekijöitä. Liennut orgaaninen hiili tummentaa vettä ja heikentää valon tunkeutumista vesipatsaaseen, mikä rajoittaa fotosynteesiä ja muuttaa eliöyhteisöjen rakennetta (Ask et al., 2009; Rankinen et al., 2023). Autoktoninen orgaaninen aines syntyy järvessä primäärituotannon seurauksena, pääasiassa kasviplanktonin, kuten levien ja syanobakteerien, biomassasta (Meyers & Teranes, 2001). Kun levät kuolevat, ne painuvat pohjaan ja mitä enemmän primäärituotantoa on, sitä enemmän orgaanista ainesta vajoaa vesipatsaasta sedimenttiin (Jonsson et al., 2001).

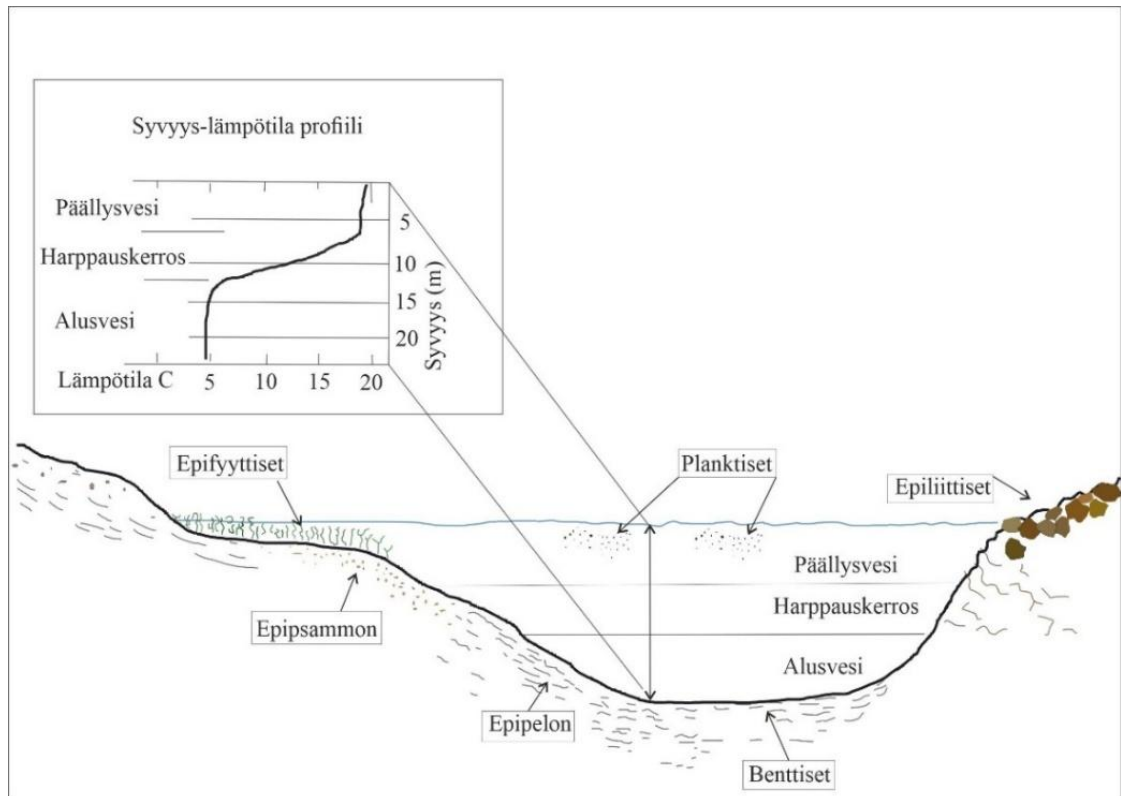
Alloktoninen orgaaninen aines on peräisin järven valuma-alueelta ja kulkeutuu järveen esimerkiksi pintavalunnan, jokien ja ilmalaskeuman mukana (Ask et al., 2009). Se koostuu usein maaperästä ja kasvillisuudesta peräisin olevasta humus- ja hiilipitoisesta aineksesta, joka on kemiallisesti kestävämpää kuin autoktoninen orgaaninen aines (Holopainen & Lehikoinen, 2022). Alloktonisen orgaanisen aineksen lisääntyminen heikentää myös valon läpäisyyä, mikä muuttaa primäärituotannon rakennetta (Ask et al., 2009).

2.6 Järven sisäinen rakenne ja lämpötilakerrostuneisuus

Järven sisäinen rakenne voidaan jakaa neljään päävyöhykkeeseen: vapaan veden alueeseen eli pelagiaaliin, syvän veden pohjaan eli profundaaliin, syvään rantavyöhykkeeseen eli littoriprofundaaliin sekä matalaan rantavyöhykkeeseen eli

litoraaliin (Leppäranta et al., 2021). Litoraalivyöhyke on ekologisesti merkittävä, sillä se toimii monien eliöiden lisääntymis- ja suojapaikkana sekä sisältää pohjaleviä, jotka tuottavat orgaanista ainesta ja happea (Wetzel, 2001; Smol, 2008). Pelagiaali kattaa järven vapaan vesimassan, jossa elinolosuhteita säätelevät erityisesti valo, lämpötila ja virtaus (Wetzel, 2001). Vapaan vesimassan alueella eliöstö, kuten plankton, on sopeutunut liikkuvaan ympäristöön esimerkiksi pienen kokonsa ja fotosynteesikyvyn avulla (Cohen, 2003b; Lehner, 2025). Järven pohja jakautuu eroosio-, kuljetus- ja kertymispohja alueisiin (Holopainen, 2004). Eroosiopohjat sijaitsevat tavallisesti matalissa ja aallokon kuluttamissa rantavyöhykkeissä, kuljetuspohjat matalikon ja syvänteiden välisillä alueilla ja kertymispohjat järven syvänteissä (Lehner, 2025).

Suurin osa Suomen järvistä on dimiktisiä, eli niiden vesimassa sekoittuu kokonaisuudessaan keväällä ja syksyllä, kun lämpötila on tasainen koko vesipatsaassa (Holopainen & Karjalainen, 2004). Kesällä järvet kerrostuvat lämpötilan mukaan siten, että lämmin päällysvesi ja viileä alusvesi erottaa toisistaan jyrkän lämpötilagradientin muodostama termokliini, joka estää vesimassojen sekoittumisen ja voi johtaa alusveden happipitoisuuden laskuun (kuva 3; Wetzel, 2001). Syksyllä pintaveden jäähtyminen purkaa kerrostuneisuuden ja mahdollistaa täyskierron. Talvella jään alle muodostuu lämpötilakerrostuneisuus siten, että +4 C° vesi painuu tiheämpänä pohjaan ja viileämpi vesi pysyttelee pinnassa (kuva 3; Noori et al., 2022). Planktoniset eliöt elävät valoisassa päällysvedessä pelagiaalivyöhykkeellä (kuva 3). Litoraalivyöhykkeellä elävät benttiset eliöt ovat sopeutuneet vähäisempään valon ja hapen määrään. Näihin kuuluvat epifyytiset eliöt vesikasvien pinnoilla, epiliittiset kivien pinnoilla, epipsammon hiekkapohjassa ja epipelon eliöt elävät pohjamudassa (kuva 3; Smol, 2008).



Kuva 3. Järven poikkileikkaus, jossa esitetään lämpötilakerrostuneisuus (päällysvesi, harppauskerros ja alusvesi) sekä eri elinympäristöihin sijoittuva eliöstö, kuten planktoniset, epifyttiset, epipsammon- ja epipelonyhteisöt sekä benttinen eliöstö (muokattu Smol (2008)).

2.7 Paleolimnologia

Paleolimnologia tutkii järvien historiallista kehitystä analysoimalla pohjasedimenttejä, jotka toimivat arkistoina fysikaalisille, kemiallisille ja biologisille muutoksille (Smol, 2008). Järvaltaat jaetaan eroosio-, kuljetus- ja kerrostumisalueisiin, joista erityisesti kerrostumisalueet soveltuvat paleolimnologiseen tutkimukseen, koska niihin kertyy sekä suoraan järveen tullut että uudelleen liikkeelle lähtenyt materiaali (Håkanson & Jansson, 1983; Niemistö, 2008). Tutkimus perustuu sedimenttikairauksiin, joista ajoituksen lisäksi analysoidaan sedimentin fysikaalisia ja kemiallisia ominaisuuksia sekä piileviä, siitepölyä, makrofossiileja sekä alkuaineita, kuten metalleja (Väliäntä et al., 2011; Mäkinen & Ojala, 2013). Häiriintymättömissä oloissa sedimentit muodostavat vuosilustoja muistuttavia kerrostumia, joissa vuorottelevat orgaaniset ja mineraaliset kerrokset (Ojala & Alenius, 2005; Zolitschka et al., 2015).

Sedimenttien iänmääritys on keskeinen menetelmä paleolimnologisessa tutkimuksessa (Håkanson & Jansson, 1983). Kronologisessa määrittämisessä hyödynnetään useita

menetelmiä, kuten radiohiiliajoitusta, paleomagnetismia, tefrakronologiaa sekä radionuklideihin perustuvia menetelmiä (Einarsson, 1986; Olsson, 1986; Saarnisto, 1986; Thompson, 1986).

Paleolimnologian avulla voidaan rekonstruoida ilmaston vaihtelua, kuten lämpötilan, sadannan ja haihdunnan muutoksia (Saarni et al., 2017). Luonnollisten prosessien lisäksi paleolimnologisessa tutkimuksessa tarkastellaan ihmistoiminnan vaikutuksia järviin ja niiden palautumiskykyyn (Valpola & Salonen, 2005; Salminen et al., 2021). Paleolimnologisen tutkimuksen tarpeisiin on kehitetty siirtofunktioita, joiden avulla rekonstruoidaan muun muassa järvessä vallinneita ravinne- tai pH olosuhteita ja myös veden korkeuden vaihtelua (Kauppila, 2002; Wolin & Stone, 2010; Tammelin et al., 2017).

2.7.1 Piilevien käyttö paleolimnologisessa tutkimuksessa

Piilevät (Bacillariophyta) ovat yksisoluisia organismeja, jotka kykenevät yhteyttämään (Battarbee et al., 2001) ja ne ovat geologisessa mittakaavassa verrattain nuoria, sillä piilevät ovat kehittyneet noin 200 miljoonaa vuotta sitten stramenopileistä (Behrenfeld et al., 2021). Piilevillä on piioksidista muodostunut kuori ja niitä esiintyy runsaasti kaikissa vesiekosysteemeissä. Silikaattikuoren ansiosta ne säilyvät hyvin järvisedimenteissä (Julius & Theriot, 2010). Piileväsolu koostuu kahdesta puolikkaasta, jotka ovat hieman erikokoisia, niin että puolikkaat muodostavat rasiamaisen rakenteen (Julius & Theriot, 2010). Piileväsolun puolikkaiden (epitheca ja hypotheca) pinta on kuvioitu monimutkaisilla huokos- ja uurrekuvioilla, jotka paitsi mahdollistavat aineiden vaihdon ympäristön kanssa myös vahvistavat kuoren rakennetta. Lisäksi nämä laji- ja sukukohtaiset kuviot mahdollistavat piilevien taksonomisen tunnistamisen (Battarbee et al., 2001). Piilevät lisääntyvät suvuttomasti jakaantumalla, jolloin levien koko pienenee. Kun levän solukoko on saavuttanut minimikoon, se muodostaa suvullisia itiöitä, jonka ansiosta seuraavan sukupolven solukoko on taas isompi ja suvuton jakautuminen voi alkaa uudelleen (Leppäranta, 2021).

Piileviä esiintyy kaikkialla, missä on vettä ja valoa. Makean veden ympäristöissä, murtovesissä ja merissä ja erityisesti järviekosysteemeissä ne muodostavat poikkeuksellisen monimuotoisen eliöyhteisön (Julius & Theriot, 2010). Ensimmäisen piileväsuven tunnisti O. F. Muller 1791 ja 1800-luvun lopulla piilevien huomattiin

indikoivan muun muassa veden saastumista (Battarbee et al., 2001). Piileviä elää valoisassa vesimassassa kelluvina, kivien ja kasvien pinnoilla sekä järven rantavyöhykkeen sedimentissä (Leppäranta, 2021). Piilevät ovat keskeisiä bioindikaattoreita muun muassa järvien rehevöitymisen ja humuspitoisuuden tutkimuksessa (Turkia et al., 1998; Kauppila, 2002; Luoto et al., 2012; Hedlund, 2020). Rehevöitymisen myötä ravinteita suosivat lajit yleistyvät ja niukkaravinteisia olosuhteita suosivat lajit vähenevät, mikä heijastaa esimerkiksi kokonaisfosforin ja klorofylli- a:n muutoksia (Rzodkiewicz et al., 2026). Humuspitoisuuden kasvu vaikuttaa veden väriin ja happamuuteen, mikä puolestaan muokkaa piilevâyhteisön rakennetta ja lajikoostumusta (Hedlund, 2020).

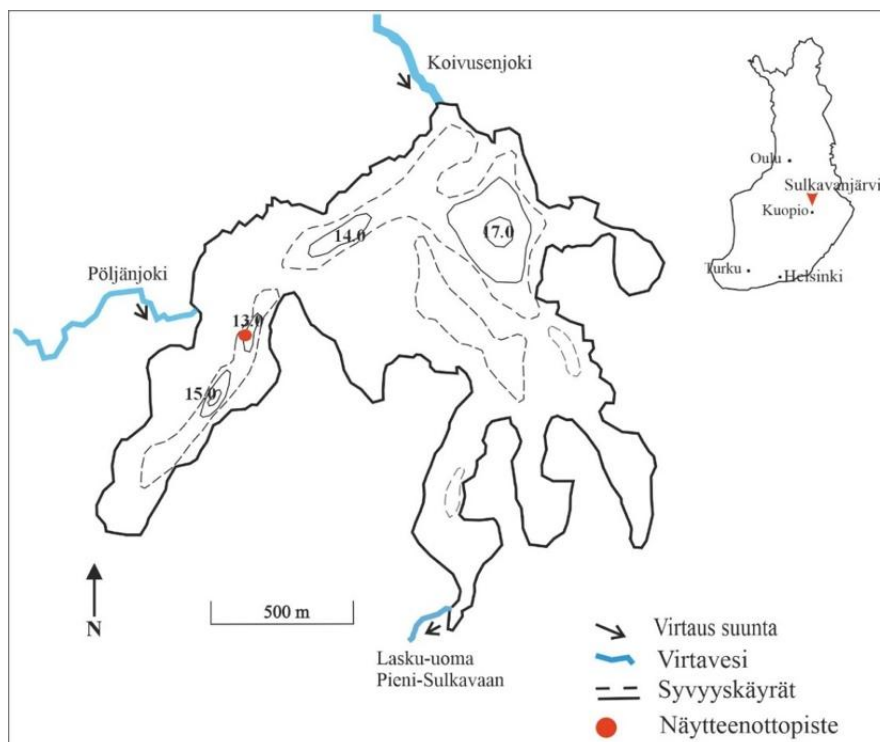
3. Tutkimusalue

3.1 Sulkavanjärven valuma-alue ja morfologia

Sulkavanjärvi (P 63° 06,897 N, I 27° 41,284) sijaitsee Pohjois-Savossa, Siilinjärven kunnassa ja on kooltaan noin 308 ha. Järven keskisyvyys on 3,76 m ja syvin kohta on Autioniemen syvänteessä noin 17 metriä (Maanmittauslaitos., 2007; Kauppinen et al., 2018). Autioniemen syvänteen lisäksi järven lounaisosassa on Pyylahden syvänteen (15 m) ja tämän pohjoispuolella 13 metrin syvänteen sekä luoteisosassa Kiviniemen syvänteen (14 m). Veden viipymä Sulkavanjärvessä on 3,3 kk keskivaluman ollessa 10 l/s/km² (Kauppinen et al., 2018). Sulkavanjärven syvänteisiin on asennettu Mixox–hapettimet vuonna 2018 (Saarijärvi, 2026).

Sulkavanjärvi (vesistönumero 04.651.1.004), kuuluu Vuoksen vesienhoitoalueeseen ja tarkemmin Nilsiä reittiin. Vesi virtaa Nilsiä reitillä Sulkajärvenjärven pohjoispuolella Kolmisopen järvestä Peltosenjokea pitkin Tuli-Koivuseen ja sieltä Koivusenjokea pitkin Sulkavanjärveen (Maanmittauslaitos., 2007). Länsipuolella vesi virtaa Pöljänjärvestä Pöljänjokea pitkin Sulkavanjärven Pyylahteen. Vesi poistuu Pieni-Sulkavaan Siilinjokea pitkin ja Pieni-Sulkavasta aina Siilinjärveen saakka (Maanmittauslaitos, 2010). Siilinjoen lasku-uomassa sijaitsee Siilinkosken myllyn pato, joka säännöstelee Sulkavanjärven ja Pieni-Sulkavan veden korkeutta (Aluehallintovirasto, 2022). Pato on rakennettu vuonna 1932. Vuoksen vesienhoitoalueella on edustettuna suuri osa Suomen järvityyeistä. Pohjois-Savossa, Iisalmen ja Nilsiä reiteillä tavataan luontaisesti reheviä järviä (Tammelin et al., 2017). Määrällisesti eniten Vuoksen vesienhoitoalueella on suurempien järvien latva-alueilla sijaitsevia pieniä ja keskisuuria humuspitoisia järviä (Kotanen et al., 2022).

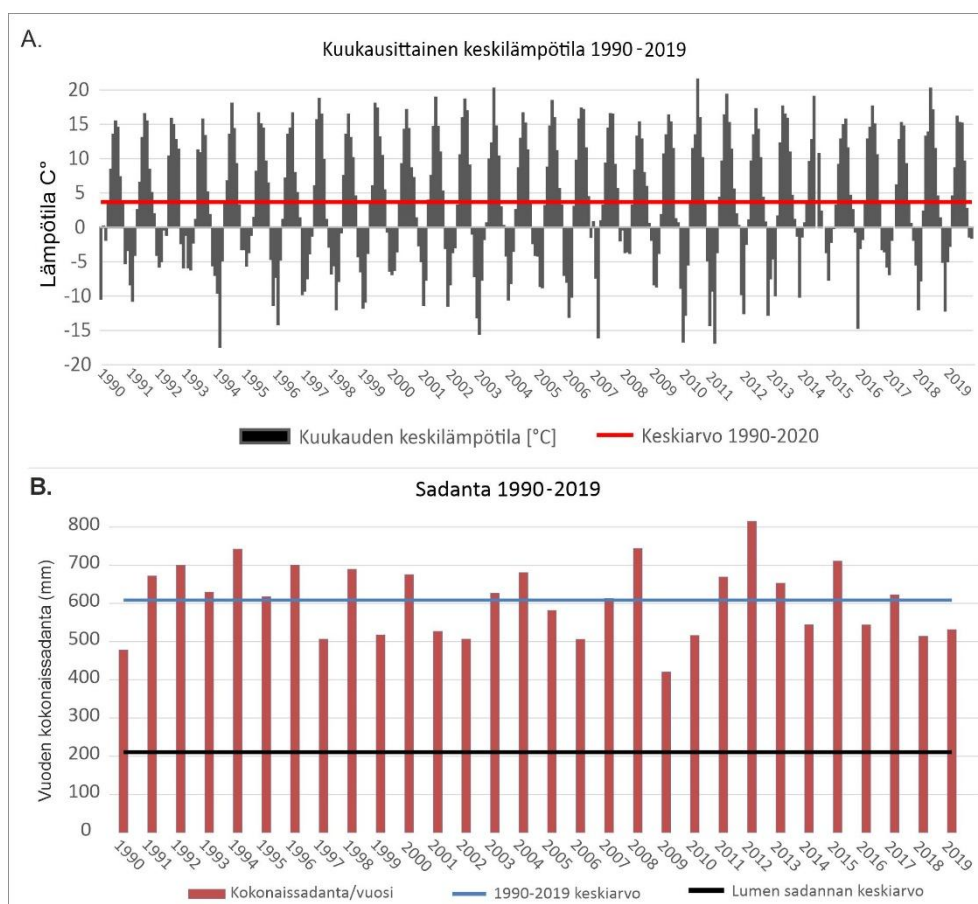
Järvi on morfologialtaan hyvin rikkonainen ja sisältää pieniä sopukoita (kuva 4), joissa veden vaihtuvuus voi olla vähäistä (Zhou et al., 2025). Koivusenjoki tuo vettä Tuli-Koivusesta, jonka lähivaluma-alueella on runsaasti peltomaita ja jonkin verran metsää (Maanmittauslaitos., 2007). Pöljänjoki virtaa Pöljänjärvestä, jonka ympärillä on sekä maatalousmaita että metsää runsaasti, mutta myös asutusta enemmän kuin Tuli-Koivusen alueella.



Kuva 4. Sulkavanjärven rantaviiva, syvyyskäyrät ja tulo- ja lasku-uomat. Punaisella ympyrällä merkitty näytteenottopiste (N 63°06.742, E 27° 40.486).

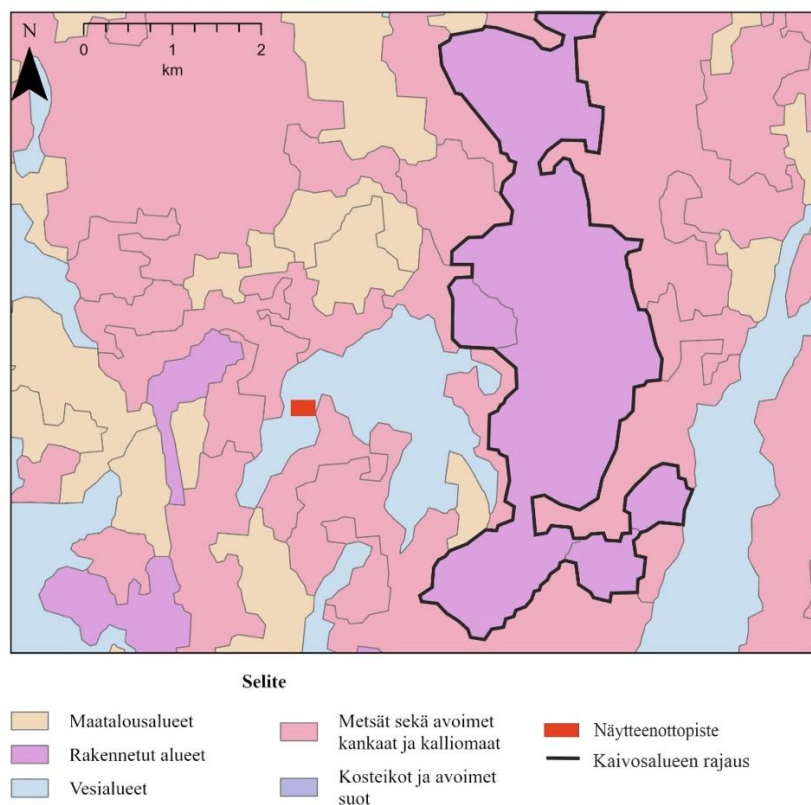
Ilmasto Siilinjärvellä on tyypillinen boreaalisen vyöhykkeen ilmasto. Maaningalla sijaitsevan mittausaseman mukaan vuosien 1990–2020 vuotuinen keskilämpötila on +3,6 C° ja kylmin kuukausi on tammikuu ja lämpimin kuukausi on heinäkuu (kuva 5A; Kersalo & Pirinen, 2009; Ilmatieteenlaitos, 2023). Pysyvä jääpeite muodostuu Siilinjärvellä tyypillisesti joulukuusta tammikuuhun ja sulaa huhti–toukokuuhun (Kersalo & Pirinen, 2009).

Sadannan määrä Maaningan mittausaseman mukaan vaihtelee alueella noin 450 mm:n ja yli 800 mm:n välillä, keskimääräisen vuosisadannan ollessa 600 mm (kuva 5B; Ilmatieteenlaitos, 2023). Lisäksi lumena sataa noin 200 mm keskimäärin vuodessa, prosentuaalisesti noin 35 % koko sadannasta (Ilmatieteenlaitos, 2023).



Kuva 5. 5A. Kuukausittaisten keskilämpötilojen vaihtelu Kuopion Maaningalla sijaitsevalta mittausasemalta mitattuna. Pylväät kuvaavat yksittäisten kuukausien keskilämpötiloja ja punainen viiva esittää jakson 1990–2020 keskimääräistä lämpötilaa. 5B. Sadannan määrä vuosina 1990-2019. Punaiset palkit kuvaavat vuoden kokonaissadantaa, sininen viiva koko mittausjakson keskiarvoa ja musta viiva lumen sadannan keskiarvoa koko mittausjakson aikana (Ilmatieteenlaitos, 2023).

Sulkavanjärven valuma-alueen koko on 142 km² ja lähivaluma-alue 19,3 km² (Viitasalo et al., 2023). Maatalousmaiden raivaus on alkanut Siilinjärvellä jo 1500-luvun puolen välin tienoilla (Soininen, 1961) ja nykyisin Sulkavanjärven valuma-alue sisältää 6 % maatalousmaita (kuva 6; Viitasalo et al., 2023). Siilinjärven kaupungin sekä infrastruktuurin rakentaminen on lähtenyt käyntiin 1900-luvun alussa (Vehviläinen, 2024). Apatiittikaivos on rakennettu 1979 ja sitä on sen jälkeen laajennettu 1980- ja 2010-luvuilla (Heikkinen, 2022). Nykyisin Sulkavanjärven valuma-alueeseen kuuluu 33 % rakennettua asutus- ja kaivostoimintamaita. Metsätalousmaita on Sulkavanjärven valuma-alueella 48 % (kuva 7) (Kauppinen et al., 2018; Viitasalo et al., 2023).



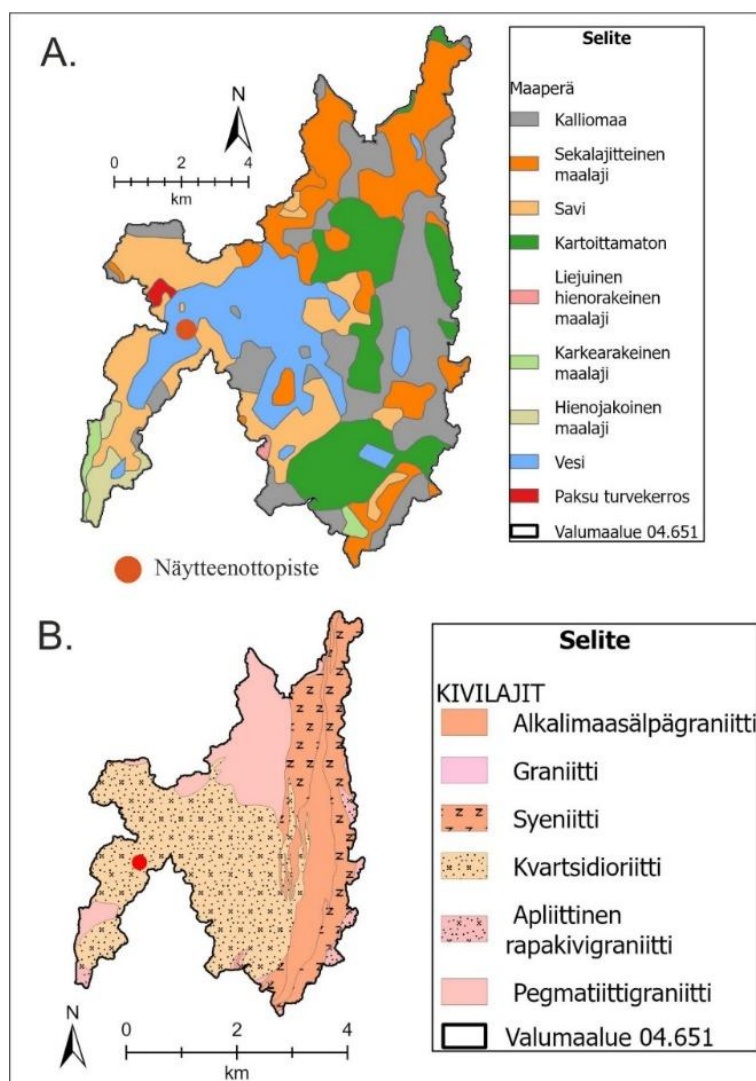
Kuva 6. Sulkavanjärven lähialueen maankäyttökarttakuva. Kuvassa on merkitty näytteenottopiste punaisella suorakaiteella ja kaivosalue on rajattu mustalla.

3.2. Alueen geologia

Kallioperän synty tapa, koostumus ja myös viimeisin jääkausi heijastuvat myös Sulkavanjärven alueen maaperään (kuva 7A). Rapautuessaan erityisesti kvartsidioriitti ja alkalimaasälpägraniitti muodostavat sekalajitteista maalajia ja toisaalta mannerjään sulamisvaiheessa muodostuneet harju- ja reunamuodostumat muodostavat karkearakeista maalajia (kuva 7B; Johansson et al., 2011). Kalliomaata on alueella toisaalta ihmisen toiminnan tulosta, mutta myös todennäköisesti mannerjää on pyyhkinyt maa-aineksen mukaansa ja jättänyt kalliopaljastuman jälkeensä (Johansson et al., 2011). Savi ja hienojakoinen maalaji ovat vanhaa vesistöä tai jääkauden aikaisten sulamisvirtojen lajittelemaa maa-ainesta (Koljonen & Tanskanen, 1992).

Sulkavanjärven lähialueen kallioperä koostuu syväkivistä (kuva 8B), jotka ovat muodostuneet 2,7–2,6 miljardia vuotta sitten (Väisänen & Mänttari, 2002). Alkalimaasälpägraniitti ja syeniitti sisältävät runsaasti emäksisiä alkuaineita (esim. kalium ja natrium) ja muodostavat juonimaisen muodostuman (Vartiainen, 1997).

Enemmän kvartsia ja happamia alkuaineita sisältävät graniitti, apliittinen rapakivigraniitti ja pegmatiittigraniitti muodostavat valuma-alueen kallioperästä pienemmän osan kuin emäksiset kivilajit (O'Brien et al., 2005; Rämö & Haapala, 2005; O'Brien et al., 2015). Kiillepitoinen karbonatiitti rapautuu helposti maanpinnan olosuhteissa (Lahermo, 1996). Kvartsidioriitti sisältää huomattavasti enemmän piitä kuin karbonatiitti eikä ole niin altis rapautumiselle (Lahermo, 1996). O'Brien et al. (2015) toteaa alueen kallioperän sisältävän 65 % silikaattimineraali flogopiittia, 19 % karbonaatteja, josta suurin osa on kalsiittia, 5 % amfioleja ja 10 % apatiittia, jonka ansiosta Siilinjärven kaivos on merkittävä fosfaattimalmin tuottaja.



Kuva 7. Valuma-alueen kallio- ja maaperäkarta. Kuva 8A. Sulkavanjärven itäpuolella maaperä on enimmäkseen savea ja sekalajitteista ja lounaisosassa esiintyy jonkin verran hienojakoista sekä karkearakeista maalajia. Kuva 8B. Kallioperä koostuu suurimmaksi osaksi kvartsidioriitista ja erityyppisistä graniiteista. Kaivosalue sijoittuu pitkälti syeniitti juonimuodostumaan (Geologian tutkimuskeskus, 2025a, 2025b).

4. Aineisto ja menetelmät

4.1 Näytteenotto ja käsittely

Kairausnäytteet kerättiin maaliskuussa 2025 Sulkavanjärvellä kahdesta eri kairausreiästä. Häiriintymätön pintanäyte kerättiin HTH painovoima kairalla (Håkanson & Jansson, 1983). Näytteenottoputkeen asetettiin metallikiila, johon lisättiin kuivajäätä ja etanolia 15 min ajan, jotta saatiin näyte jäädytettyä (Glew et al., 2001). Minijääsorminäytteen pituus on 43 cm ja paksuimmasta kohdasta leveys 5 cm. Jääsorminäyte käärittiin muovikelmuun ja folioon, teipattiin ja säilytettiin kylmälaukussa.

Pitkä sedimenttinäyte kairattiin pintanäytteen jälkeen viereisestä kairareistä noin 3 m päästä ja lisäksi otettiin identtinen rinnakkaisnäyte. Pitkä sedimenttinäyte (187 cm) kerättiin livingstone tyypisellä mäntäkairalla. Näyteputki suljettiin korkein ja teipattiin tiiviisti sekä säilytettiin noin 5° C:ssa. Glew et al. (2001) huomioi, että kairanäytteissä lähes aina tapahtuu sedimentin kompaktoitumista ja lähes aina sedimentistä menetetään joitakin senttimetrejä.

Turun yliopiston laboratoriossa näyteputki avattiin sahaamalla putki pitkittäin keskeltä kahtia. Näytteiden käsittely aloitettiin kuvailemalla sedimentin väri, raekoko, näkyvimmat rakenteet ja muutokset visuaalisten havaintojen perusteella. Jääsormi ja mäntäkairanäyte korreloitiin silmin nähtävien rakenteiden avulla, valokuvattiin ja rakenteet mallinnettiin millimetripaperille.

4.2 Magneettinen susceptibiliteetti

Magneettinen susceptibiliteetti on yleisesti käytetty menetelmä, joka mittaa sedimenttiaineksen kykyä magnetoitua (Zolitschka et al., 2001). Sulkavanjärven sedimentin magneettinen susceptibiliteetti mitattiin mittausradalla, jossa näyte kulkee mittausensorin alla. Sedimenttisarjan puoliksi sahatun näytteen pinta puhdistettiin huolellisesti lasilevyllä, peitettiin muovikelmulla kuivumisen estämiseksi ja annettiin lämmetä 2 h huoneenlämmössä. Näyteputken puolikas asetettiin mittauspöydälle ja laite (Bartington MS2E1) mittasi automaattisesti susceptibiliteetti arvon 2 mm välein. Magneettisen susceptibiliteetin mittauksissa tulee huomioda Zolitschkan et al. (2001) mukaan laitteen lämpenemisen seurauksena aiheutuvat mittauslukemien nousut. Nämä

kontrolloidaan ilmalukemalla, joka otetaan jokaisen näytemittauksen välillä. Todellinen magneettisen susceptibiliteetin arvo saadaan kaavalla:

$$\text{Korjattu MS} = \text{MS-ilmalukema}_1 + \text{ilmalukema}_2 / 2$$

4.3 Sedimentin fysikaaliset analyysit

4.3.1 Vesipitoisuus (Water content, W %)

Järvisedimentit ovat tavallisesti kyllästettyjä vedestä ja siksi vesipitoisuus on tärkeä arvo, kun kuvataan sedimentin fysikaalisia ominaisuuksia (Bengtsson & Enell, 1986). Vesipitoisuus ilmaistaan prosentuaalisena arvona ja lasketaan tuoreen näytteen ja kuivatun näytteen suhdelukuna.

Vesipitoisuus määritettiin 1 cm³:n osanäytteistä, jotka otettiin tilavuustarkasti katkaistulla muoviruiskulla posliiniupokkaisiin 2 cm:n välein 90 cm:iin saakka, jonka jälkeen 5 cm:n välein. Upokkaat punnittiin ensin tyhjinä ja sitten näytteiden kanssa. Punituksen jälkeen näytteet kuivattiin uunissa 105°C 12 tunnin ajan. Näytteet jäähtyivät eksikaattorissa, joka sitoo jäähtymisen aikana muodostuvan kosteuden, jonka jälkeen ne punnittiin jälleen. Sedimentin vesipitoisuus lasketaan kaavalla:

$$\text{Vesipitoisuus } W = (W_f - W_d / W_d) * 100,$$

missä W_f on sedimenttinäytteen märkäpaino ja W_d on sedimenttinäytteen kuivapaino.

4.3.2 Hehkutushäviö (Loss On Ignition, LOI₅₅₀ ja LOI₉₅₀)

Hehkutushäviömenetelmää (Loss On ignition, LOI) käytetään yleisesti sekä järvi- että merisedimenttitutkimuksissa. LOI-menetelmä on nopea ja halpa ja sillä saadaan riittävän luotettavia tuloksia orgaanisen aineksen määrästä sekä karbonaatteja (CaCO₃) sisältävien mineraalien, kuten kalsiitin, määrästä (Heiri et al., 2001). Menetelmässä on Heiri et al. (2001) mukaan tärkeää huomioida osanäytteiden tilavuustarkkuus, jotta varsinkin orgaanisen aineksen määrä voidaan luotettavasti laskea.

Vesipitoisuusanalyysia varten kuivatut osanäytteet poltettiin uunissa 550 C:ssa 4 tunnin ajan (Wang et al., 2011). Korkeassa lämpötilassa kuivatun sedimentin orgaaninen aines muuttuu tuhkaksi ja hiilidioksidiksi ja kun sedimentti punnitaan ennen ja jälkeen hehkutuksen, voidaan orgaanisen aineksen prosentuaalinen osuus laskea seuraavalla kaavalla:

$$LOI_{550} = ((W_{d105} - W_{550}) / W_{d105}) * 100$$

Kaavassa LOI_{550} tarkoittaa hehkutushäviön prosentuaalista arvoa, W_{d105} (dry weight₁₀₅) tarkoittaa sedimentin kuivapainoa ennen hehkutusta 550 asteessa ja W_{d550} (dry weight₅₅₀) näytteen painoa hehkutuksen jälkeen (Santisteban et al., 2004).

Sedimentin sisältämän karbonaatin määrä analysoidaan polttamalla osanäytteitä 950 asteessa 2 tunnin ajan (Santisteban et al., 2004). Näytteet punnittiin orgaanisen aineksen poiston jälkeen ja uudelleen karbonaattien polttamisen jälkeen. Karbonaattien prosentuaalinen osuus lasketaan vastaavalla tavalla kuin hehkutushäviö 550 asteessa:

$$LOI_{950} = ((DW_{550} - DW_{950}) / DW_{105}) * 100$$

Kaavassa LOI_{950} on hehkutushäviön prosentuaalinen arvo, DW_{550} (dry weight₅₅₀) näytteen kuivapaino orgaanisen aineksen poistamisen jälkeen ja DW_{950} (dry weight₉₅₀) on näytteen kuivapaino karbonaattien poistamisen jälkeen (Heiri et al., 2001). Tämän lisäksi otetaan huomioon reaktiossa tapahtuva massahäviö, joka johtuu karbonaattien hajoamisesta ja hiilidioksidin vapautumisesta. Koska mitattu massahäviö vastaa hiilidioksidia, se muunnettiin karbonaattipitoisuudeksi käyttämällä kerrointa 1,36, joka perustuu CO_2 :n (44 g mol^{-1}) ja CO_3^{2-} :n (60 g mol^{-1}) moolimassojen suhteeseen (Heiri et al., 2001).

4.3.3 Irtotiheys (Bulk density g/cm^3)

Sedimentin irtotiheydellä tarkoitetaan näytteen massaa tilavuusyksikköä kohti. Irtotiheys heijastelee sedimentin koostumusta ja sitä, kuinka tiiviisti materiaali on pakkautunut tiettyyn tilavuuteen (Menounos, 1997). Sedimentin tiheys ei käytännössä alita veden tiheyttä, joka on 1 g/cm^3 ja toisaalta sedimentti voi sisältää hyvin pieniä määriä esimerkiksi hematitiittia, jonka tiheys on $5,3 \text{ g/cm}^3$ (Håkanson & Jansson, 1983). Irtotiheys

määritettiin samoista osanäytteistä kuin vesipitoisuus ja LOI. Näyte punnittiin ja irtotiheys saatiin kaavalla:

$$W_f/V.$$

W_f tarkoittaa näytteen märkäpainoa ja V näytteen tilavuutta.

4.4 Ajoitusmenetelmät

Ajoitusta varten osanäytteet kerättiin pitkästä kairanäytteestä 1 cm välein muovisiin näytepurkkeihin, jotka punnittiin ja siirrettiin pakastimeen odottamaan kuivausta. Pakastekuivaus on näytteiden kuivatusmenetelmä, jossa näyte ensin jäädytetään pakastimessa ja esijäädytetyt näytteet siirretään pakastinkuivuriin. Pakastinkuivauksen etuna uunikuivatukseen verrattuna on näytteen lämpö- ja redoksiherkkien yhdisteiden parempi säilyvyys sekä helpompi jatkokäsittely. Pakastinkuivuri jäädytti näytteitä alipaineessa ensin 44 tunnin ajan $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ 0,63 mbar:n paineessa ja sen jälkeen $-55\text{ }^{\circ}\text{C}$ 0,63 mbar:n paineessa. Alhaisessa lämpötilassa ja paineessa vesi sublimoituu suoraan kaasuksi ilman nestemäistä vaihetta (Tirlea et al., 2015; Jiang et al., 2023). Jääkiteiden sublimoituessa sedimenttiin jää mikroskooppisia huokosia, jotka helpottavat näytteen mekaanista käsittelyä ja tasalaatuista sekoittumista ennen analyysiä. Tällainen rakenne on hyödyllinen esimerkiksi massan mittauksissa ja alkuainemäärittelyissä (Vaalama et al., 2022; Jiang et al., 2023). Pakastekuivauksen jälkeen näytteet homogenoitiin huumareella ja punnittiin näyteputkiin 2 g:aa kuivaa sedimenttiä per näyte. Näyteputket lähetettiin Gdanskin yliopiston geomorfologian ja kvartäärigeologian laitoksen laboratorioon analysoitavaksi.

Gdanskin laboratoriossa kuivatut ja homogenisoidut sedimenttinäytteet säilytettiin lasisissa mittausastioissa vähintään kolmen viikon ajan, jotta radonin ja sen lyhytikäisten tytärnuklidien sekulaarinen tasapaino ^{226}Ra :n kanssa saavutettiin. ^{137}Cs :n ja ^{226}Ra :n aktiivisuus määritettiin gammaspektrometrialla. Gammasäteilyn mittaukset suoritettiin HPGe-ilmaisimella (GCW 2021), jonka suhteellinen hyötysuhde oli 27 %. Ilmaisim oli kytketty monikanava-analysaattoriin ja suojattu 15 cm paksulla lyijykerroksella. Kunkin sedimenttinäytteen mittausaika oli 24 tuntia.

^{210}Pb :n aktiivisuus määritettiin epäsuorasti mittaamalla sen tytärnuklidi ^{210}Po (puoliintumisaika: 138 vrk) alfaspektrometrialla. Kuivista ja homogenisoiduista sedimenttinäytteistä punnittiin 0,2 g, jotka käsiteltiin ^{209}Po saantijäljittimen lisäämisen jälkeen typpihapolla, perkloorihapolla sekä fluorihapolla. Näytteet lämmitettiin 100 °C lämpötilassa ja käsiteltiin 24 tunnin kuluttua vielä suolahapolla. Kaksi nollänäytettä analysoitiin kemiallisen menetelmän laadun varmistamiseksi. Aktiivisuudet mitattiin 7200-04 APEX Alpha Analyst -integroidulla alfaspektrometriajärjestelmällä (Canberra), joka oli varustettu PIPS A450-18AM -ilmaisimilla. Näytteiden mittausaika oli 24 tuntia.

4.5 Piileväanalyysi

Piileväanalyysiä varten mäntäkairalla kerätystä ja laboratoriossa avatusta näytteestä kerättiin osanäytteitä metallilastalla 1 cm välein 80 cm syvyyteen saakka. Tämän jälkeen näytteenotto jatkui 5 cm välein sedimentin pohjaan asti. Kunkin osanäytteen koko oli arviolta 10 mm³, ja ne siirrettiin koeputkiin jatkokäsittelyä varten.

Koeputkiin lisättiin tislattua vettä sekä 35 %:sta vetyperoksidia (H_2O_2), jonka tehtävänä oli hajottaa näytteissä oleva orgaaninen aines (Battarbee et al., 2001). Näytteet 1–60 cm asetettiin lämpöhauteeseen, jonka lämpötila oli 60 °C. Näytteitä pidettiin lämpöhauteessa noin 2 tuntia. Reaktion päätyttyä näytteet huuhdeltiin neljästi tislatulla vedellä ja sentrifugoitiin (2000 kierrosta, 10 minuuttia) kiintoaineksen erottamiseksi. Näytteet 65–180 cm valmistettiin muuten samoin, mutta orgaanisen aineksen annettiin palaa laboratorion vetokaapissa seuraavaan päivään.

Lopuksi näytteistä siirrettiin kertakäyttöpipetillä pieni määrä materiaalia peitinlasille. Peitinlasi kiinnitettiin mikroskooppilasilevyllä Naphraxilla, minkä jälkeen liiman tolueneeni poltettiin lämpölevyllä näytteistä pois. Näytteet analysoitiin Meiji MT5310H -faasimikroskoopilla 1000× suurennoksella. Lajimäärityksessä käytettiin seuraavia teoksia: Krammer & Lange-Bertalot (1986) Krammer & Lange-Bertalot (1991), Krammer & Lange-Bertalot (1991) ja Krammer & Lange-Bertalot (1988).

4.5.1 Rantakivien piilevät

Sedimentistä kerättyjen näytteiden lisäksi piilevänäytteitä kerättiin Tuliniemen rantakivistä (63°7'24" P, 27°41'50" I). Kivet kerättiin minigrip pusseihin, säilytettiin jääkaapissa ja Turun yliopiston laboratoriossa niiden pinta harjattiin ja harjattu näyte

siirrettiin koeputkeen. Näytteet käsiteltiin sedimentistä kerättyjen piilevänäytteiden tapaan.

4.5.2 Siirtofunktio

Piileväaineiston perusteella tehtiin kokonaisfosforipitoisuuden (DI-TP) sekä sähkönjohtavuuden (DI-EC) rekonstruktio, joka toteutettiin siirtofunktio menetelmällä (transfer function). Menetelmä perustuu piilevayhteisöjen koostumuksen ja vedenlaadun välisten tilastollisten yhteyksien mallintamiseen. Menetelmässä oletetaan, että piilevälajit esiintyvät tietyillä ympäristöolosuhteiden vaihteluväleillä, ja että tämä yhteys voidaan hyödyntää menneiden vedenlaatu muuttujien arvioinnissa (Birks, 1998).

Tutkimuksessa käytettiin painotetun keskiarvon osittaispienimmän neliösumman regressiota (*Weighted Averaging Partial Least Squares*, WA-PLS) (Racca et al., 2001), joka on yleisesti käytetty ja luotettava menetelmä erityisesti kokonaisfosforin rekonstruointiin (Kauppila, 2002). Siirtofunktio on muodostettu Pohjois-Savon järvistä kootun kalibrintiaineiston perusteella (Tammelin et al. 2017). Mallin suorituskyky ja luotettavuus arvioitiin ristiinvalidoinnin (*leave-one-out* -menetelmä, ns. jackknifing) avulla, mikä mahdollistaa mallin ennustetarkkuuden ja virheen (RMSEP) arvioinnin (Juggins, 2012).

Pohjois-Savon luontaisesti ravinteikkaille järville kehitetty siirtofunktio valittiin Sulkavanjärven rekonstruointiin, koska malli on kehitetty huomioimaan alueella esiintyvät vaihtelevat ympäristöolosuhteet (Tammelin et al., 2017).

Siirtofunktion tulokset havainnollistettiin käyttämällä ohjelmistoja C2 (versio 1.8.0) (Juggins, 2003) ja Past (Paleontological Statistics software, versio 4.03) (Hammer et al., 2001). Lajit, joita esiintyi vähintään kolmessa näytteessä ja joiden suhteellinen runsaus oli vähintään yksi prosentti, sisällytettiin laskentaan (Tammelin et al. 2017). Menetelmällä varmistettiin, että tulokset perustuivat ekologisesti merkittäviin lajeihin (Kauppila, 2002). Rekonstruoidut DI-TP-arvot esitettiin syvyyden ja arvioidun iän funktiona, ja tuloksia verrattiin järven vedenlaadun seurantatietoihin sekä muihin ympäristömuuttujiin, kuten sähkönjohtavuuteen (EC) ja pH arvoihin.

4.5.3 Shannon–Wiener monimuotoisuusindeksi

Shannon–Wiener-indeksiä käytetään piilevätutkimuksessa kuvaamaan lajiston monimuotoisuutta ja ympäristön ekologista tilaa (Spellerberg & Fedor, 2003). Piilevät reagoivat herkästi vedenlaatuun ja lähtökohtaisesti monimuotoisena eliöryhmänä toimivat hyvin ekologisen tilan mallintajina (Reavie & Edlund, 2010). Piilevien yhteisörakenne muuttuu nopeasti esimerkiksi rehevöitymisen, happamuuden, suolaisuuden tai fysikaalisten muutosten seurauksena (Blanco, 2020). Kun lasketaan Shannon–Wiener-indeksi piileväyhteisölle, indeksi heijastaa sitä, kuinka monimuotoinen yhteisörakenne on ja lajien suhteellista runsautta näytteessä (Ossyssek et al., 2023). Sulkavanjärven piilevänäytteistä laskettiin monimuotoisuusindeksi seuraavalla kaavalla:

$$H' = -\sum S p_i \ln(p_i)$$

Yhtälössä: S on lajien lukumäärä, p_i on lajin i suhteellinen osuus (eli lajin yksilömäärä jaettuna kokonaisuksilömäärällä) ja $\ln$ on luonnollinen logaritmi.

4.6 Vedenlaatumittaukset

Vedenlaadunseuranta-aineisto on kerätty ELY-keskuksen toimesta Autioniemen syvänteessä sijaitsevalta vesinäytteenottoasemalta no 14 (63 42,23 N, 27 42,23 E KKJ). Mittaukset kattavat seuranta-ajan vuosilta 1972–2024. Tausta-aineistoksi valittiin ravinteista fosfori ja typpi, näkösyvyys, pH ja sähkönjohtavuus sekä pohjan (min. syvyys 15 m) ja pintaveden (1 m) sulfaattipitoisuus. Mittaukset ovat maaliskuu- ja elokuulta 33–42 mittauksia, niin että maaliskuun mittauksia on typpipitoisuuden ja näkösyvyyden osalta 33 ja fosforin, pH:n, sähkönjohtavuuden sekä sulfaattipitoisuuden osalta 34 mittauksia. Elokuulta mittauksia on typen osalta 41, fosforin, pH:n, sähkönjohtavuuden ja sulfaattipitoisuuden osalta 42 mittauksia sekä näkösyvyyden osalta 43 mittauksia. Seuranta-aineisto kerättiin Hertta-tietokannasta, jota ylläpitää Suomen ympäristökeskus.

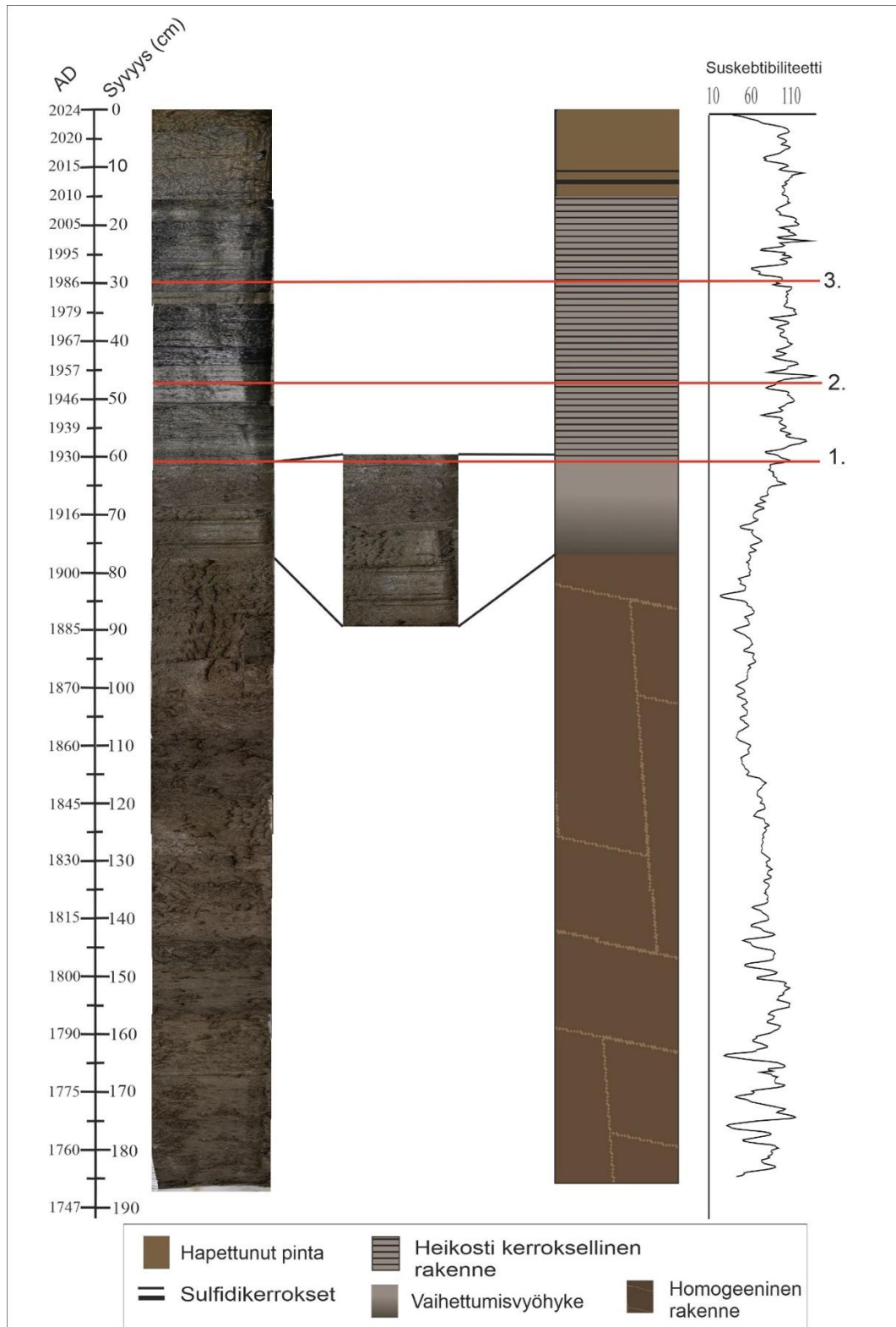
5. Tulokset

5.1 Sedimentin väri ja rakenne

Sulkavanjärven sedimenttinäyte on 187 cm pitkä, ja sen väri vaihtelee tummanruskeasta vaaleanharmaaseen (kuva 8). Näytteen pohjasta noin 79 cm:n saakka sedimentti on kauttaaltaan tummanruskeaa, ilman näkyviä kerroksia tai muita rakenteita. Sedimentin vaihettuminen tummanruskeasta harmaaseen alkaa noin 79 cm:n kohdalla (kuva 8 suurennos) ja on havaittavissa myös fysikaalisissa mittauksissa. Syvyysvälillä 70–60 cm sedimentin väri ja koostumus muuttuvat vähitellen: tummanruskea sedimentti vaihtuu harmaaksi ja rakenteeseen ilmaantuu vaaleampia, mineraalipitoisia kerroksia sekä lähes mustia orgaanisempia kerroksia.

Syvyysvälillä 60–15 cm esiintyy suhteellisen tasaisesti jakautuneita, 2–4 mm paksuisia mustia kerroksia. Mustien ohuiden kerrosten lomassa on vaaleanharmaita kerroksia, mutta kerrosrajat eivät näyttäyty kovin selvästi. Ohut mineraalikerros havaitaan syvyydellä 59 ja paksumpi vaaleanharmaa alue on havaittavissa 50–45 cm syvyydellä.

Toinen selvästi vaaleanharmaa alue on 42–41 cm syvyydellä. Silmin nähden violettiin vivahtava 1 mm paksuinen vivianiitti saostuma on havaittavissa syvyydellä 31 cm. Syvyydeltä 15 cm kohti pintaa sedimentin väri muuttuu harmaanruskeasta oranssinruskeaan eikä kerroksellista rakenteisuutta ole havaittavissa ylimmässä 10 cm:ssä.



Kuva 8. Sulkavanjärven sedimenttinäytteen valokuva ja rakennetulkinta. Sedimenttinäytteen syvyys (cm) vasemmalla ja sedimentin ikä esitetty syvyyden suhteen. Punaisilla vaakaviivoilla kuvattu ikähorisontit: Siilinkosken padon rakennus v. 1930 (60 cm), ydinkokeiden aloitus 1950-luvulla (48–42 cm) ja Tsérnobylin ydinvoimalaonnettomuus v. 1986 (30,5 cm). Sedimentissä tapahtuva vaihettumisvyöhyke on esitetty suurennoksella. Oikeassa laidassa magneettinen susceptibiliteetti.

5.2. Magneettinen susceptibiliteetti

Sulkavanjärven kairanäytteen pohjaosassa, syvyysvälillä 187–150 cm, magneettinen susceptibiliteetti vaihtelee kohtalaisen voimakkaasti (22–115; kuva 8). Tämän yläpuolella, noin 135 cm:n ja 60 cm:n välisellä syvyysjaksolla, susceptibiliteetti on selvästi matalampaa ja vaihtelee välillä 22–65, alhaisimman arvon (22) sijoittuessa 81 cm:n syvyyteen. Näytesarjan yläosassa, 60 cm:n syvyydestä pintaan, magneettisen susceptibiliteetin arvot ovat korkeampia ja vaihtelevat melko tasaisesti välillä 58–140 (kuva 8).

5.3 Fysikaaliset mittaukset

5.3.1 Vesipitoisuus (W %)

Sedimentin vesipitoisuudessa on havaittavissa kolme eri suuntausta (kuva 9). Sedimenttinäytteen pohjasta aina 95 cm:n saakka vesipitoisuudessa havaitaan hieman nouseva suuntaus, mutta ei suuria muutoksia, vaihteluväli on 70–76 %. Tämän jälkeen vesipitoisuus nousee jyrkästi ja korkein vesipitoisuus on havaittavissa syvyydellä 89 cm (80,9 %). Korkeimman huipun jälkeen vesipitoisuudessa havaitaan laskeva suuntaus ja sen arvot ovat syvyysvälillä 60–25 cm 64–74 %. Matalin vesipitoisuus havaitaan syvyydellä 61 cm (64 %). Näytteen pintaosissa vesipitoisuus on tasaisesti välillä 73–76 %.

5.3.2 Hehkutushäviö (LOI₅₅₀ %, LOI₉₅₀ %)

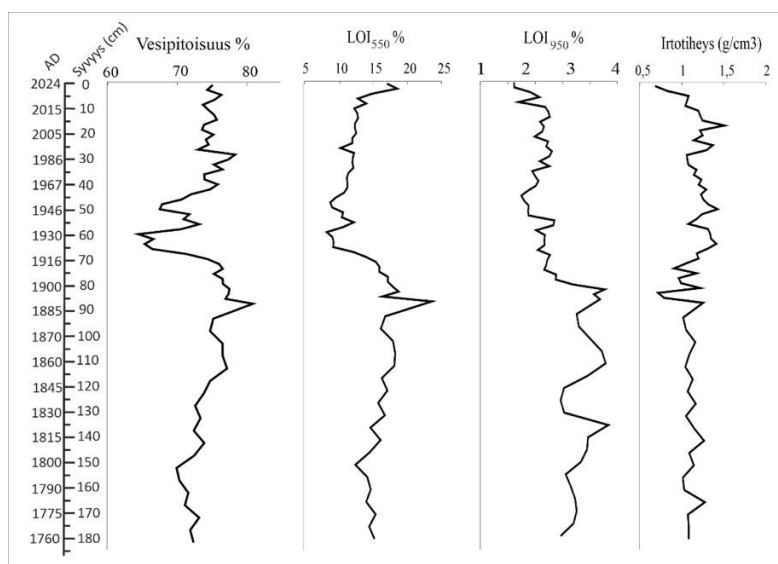
Hehkutushäviön (LOI₅₅₀ %) arvoissa on havaittavissa samat suuntaukset kuin vesipitoisuudessa (kuva 9). Sedimenttinäytteen pohjasta aina 95 cm:n saakka orgaanisen aineksen määrä on stabiili ja huippuarvo havaitaan syvyydellä 89 cm, jolloin orgaanisen aineksen määrä on näytteessä 23,5 %. Tämän jälkeen orgaanisen aineksen määrä laskee voimakkaasti ja matalin orgaanisen aineksen määrä havaitaan 61 cm:n syvyydellä, jossa se on 8,2 %. Orgaanisen aineksen määrä pysyy pohjaosia matalampana aina 5 cm syvyyteen asti, mutta aivan pintakerroksessa (4–0 cm) sen määrä kasvaa jälleen. Tällainen vaihtelu on tyypillistä järvisedimenteissä.

Korkein hehkutushäviö karbonaatteja polttavassa hehkutuksessa on 2,78 % ja se havaitaan 140 cm:n syvyydessä (kuva 9). Alaosissa on havaittavissa enemmän vaihtelua

kuin vesipitoisuudessa ja orgaanisen aineksen matalamman asteen poltossa, mutta muutoin suuntaukset LOI_{950} -poltossa ovat samankaltaisia. Karbonaattien määrässä havaitaan selvä lasku 85 cm syvyydellä ja matalin arvo (1,25 %) havaitaan syvyydellä 47 cm. Selvän laskun jälkeen 85 cm:n syvyydellä karbonaattien prosentuaalinen osuus pysyttelee 1,3 ja 1,7 % välillä. Aivan sedimenttinäytteen pinnassa 3–1 cm karbonaattien osuus laskee 1,1 %:iin.

5.3.3 Irtotiheys (Bulk density)

Sedimentin irtotiheys on melko vakaa koko sedimenttinäytteen matkalta (Kuva 9). Sedimenttinäytteen pohjasta 90 cm:n syvyyteen asti irtotiheys on tasaisesti välillä 1–1,2 g/cm³. Sedimentin irtotiheys on matalimmillaan 87–71 cm:n syvyydellä saaden arvoja 0,7 ja 1,2 g/cm³ välillä. Matalin irtotiheys on 85 cm:n syvyydellä ollen 0,71 g/cm³ kun taas tässä kohtaa WC ja LOI_{550} nousevat. Sedimentin irtotiheys nousee syvyydellä 17 cm (1,5 g/cm³) ja on samalla irtotiheyden korkein arvo. Tämän jälkeen sedimentin tiheys laskee kohti pintaa ja aivan pinnassa sedimentti on löyhää irtotiheyden ollessa 0,6–0,8 g/cm³.



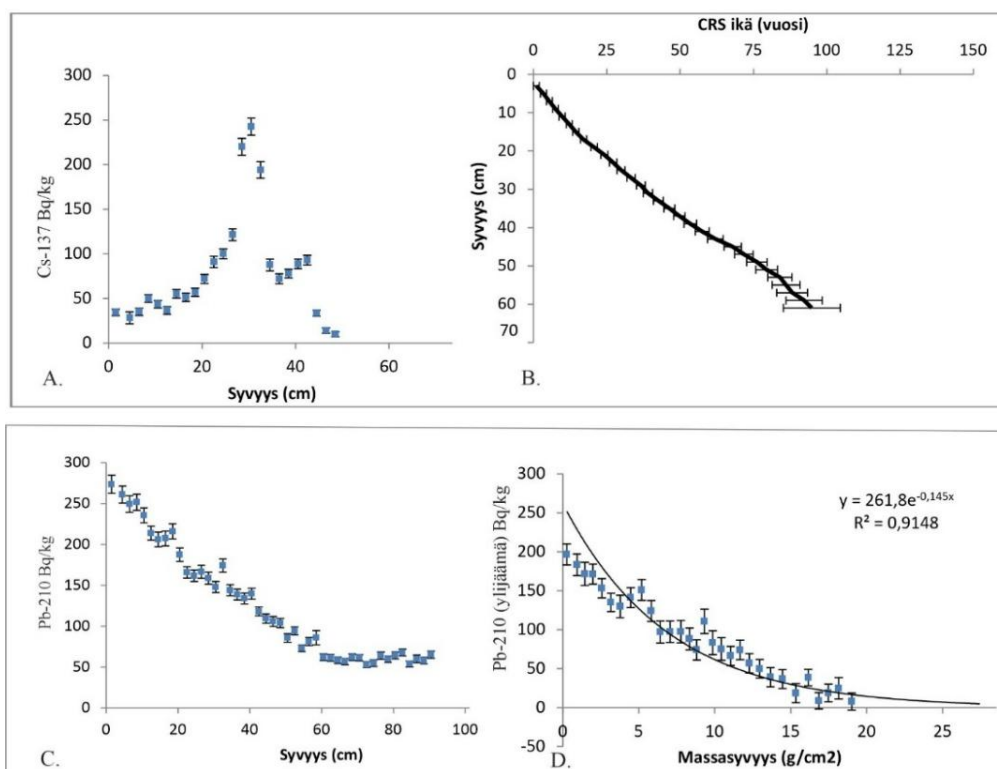
Kuva 9. Vesipitoisuus (%), LOI_{550} (%), LOI_{950} (%) ja irtotiheys (g/cm³) kuvaajat. Sedimenttinäytteen syvyys (cm) y-akselilla ja ikä (AD) y-akselilla.

5.4. Sedimentin kronologia

Sedimenttiprofiilissa on nähtävissä selviä huippuja ^{137}Cs :n aktiivisuuden jakautumisessa (kuva 10A). ^{137}Cs analyysi ulottuu sedimenttinäytteen syvyyteen 48,5 cm, missä havaitaan myös alhaisin arvo (10 Bq/kg). Cesium isotoopin aktiivisuus nousee terävästi 42,5 cm syvyydellä arvoon 92,9 Bq/kg ja maksimi arvo (242,6 Bq/kg) havaitaan 30,5 cm:n syvyydellä.

Kokonais- ja ylijäämä (unsupported) ^{210}Pb :n aktiivisuuspitoisuuksien syvyysprofiilit (kuvat 10C ja 10D) osoittavat selvän vähenemisen syvyyden kasvaessa. Ylijäämä ^{210}Pb häviää noin 61 cm:n syvyydessä. Geologista taustaa edustavan (unsupported) ^{210}Pb :n aktiivisuudet ovat melko vakaita, ja vaihtelu on vähäistä (66 ± 8 Bq/kg). Ylimääräisen ^{210}Pb :n profiili on riittävän luotettava ajoitukseen, sillä korkea selitysaste ($R^2 = 0,91$) osoittaa, että ylijäämä- ^{210}Pb -aktiivisuus vähenee massasyvyyden funktiona hyvin eksponentiaalisen hajoamismallin mukaisesti.

Ajoitusmallin (Constant Rate of Supply–CRS) mukaan vuosi 1930 on noin 61 cm:n syvyydellä (kuva 10B). CRS-mallin mukaiset sedimentaationopeudet ovat noin 0,7 cm/vuosi. Järven massakertymänopeus (Mass Accumulation Rate–MAR) ja sedimentaationopeus (Sedimentation Rate–SR) ovat suurimmillaan profiilin alaosassa (vuoteen 1945 saakka), pienenevät ajanjaksolla 1945–1960 ja kasvavat tämän jälkeen asteittain kohti sedimenttinäytteen pintaa ja pysyvät suhteellisen vakaina nykyhetkeen saakka. Sedimentaationopeuden perusteella sedimenttinäytteen pohja edustaa 1700-luvun puolta väliä.



Kuva 10. Sedimentin ikämallikuvaajat. A. ^{137}Cs -aktiivisuus (Bq/kg) syvyyden (cm) funktiona. B. Sedimentin syvyys–ikä –malli (CRS, Constant Rate of Supply), jossa esitetään laskennallinen ikä (vuotta) syvyyden funktiona; virhepalkit kuvaavat ajoitusepävarmuutta. C. ^{210}Pb -kokonaisaktiivisuus (Bq/kg) syvyyden funktiona. D. Ylijäämä- ^{210}Pb -aktiivisuus (Bq/kg) massasyvyyden (g/cm^2) funktiona sekä siihen sovitettu eksponentiaalinen hajoamismalli ($y = 261,8e^{-0,145x}$, $R^2 = 0,9148$). Virhepalkit kuvaavat mittaasepävarmuutta.

5.5 Piileväanalyysi

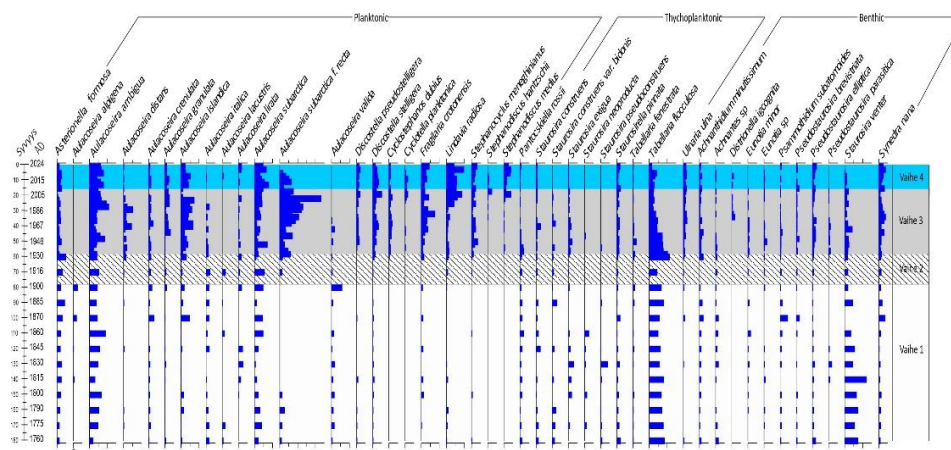
Piileväanalyysissä tunnistettiin yhteensä 130 lajia 30 suvusta. Analyysin perusteella on nähtävissä muutoksia lajiyhteisöissä (kuva 11). Planktisten lajien osalta sedimentin pohjaosissa (180–60 cm) esiintyy runsaimpina *Aulacoseira*-suvun piileviä, kuten *A. ambigua* Grunow, *A. islandica* Müller, *A. italica* Ehrenberg, *A. subartica* Müller, *A. valida* Grunow, *Aulacoseira*-suvun piilevien esiintyvyys on 3–16 % välillä. Tykoplanktiset lajit, kuten *Staurosira bidonis* Ehrenberg, *Staurosira construens* Ehrenberg ja *Staurosira exigua* Smith, esiintyvät pohjaosissa suhteellisen harvalukuisina (1–5 %) ja benttisten lajien osalta esiintyy *Achnantes*-suvun lajeja sekä *Psammothidium subatomoides* Hustedt ja *Pseudostarosira elliptica* Schumann. Näiden suhteellinen osuus on 1–3 % välillä. Huomattavaa on, että *Aulacoseira ambigua*, *Aulacoseira subartica*, *Asterionella formosa* Hassal, *Staurosira venter* Ehrenberg ja *Tabellaria flocculosa* Roth ovat lajeja, jotka esiintyvät koko sedimenttinäytteen syvyydeltä suhteellisen

runsaslukuisina eikä suurempia esiintyvyyshuippuja ole havaittavissa 180–70 cm:n välillä. Selvä esiintyvyyshuippu on 140 cm:n syvyydellä *Staurosira venter* -lajilla, prosenttiosuus nousee 24 %, kun muuten yksittäin laji tällä syvyydellä on 10–17 % välillä.

Vaihtumisvyöhykkeellä (79–50 cm) piileväanalyysissä *T. flocculosa* esiintyy runsaimpina, 60–50 cm syvyydellä prosenttiosuudet ovat 9–22 % välillä (kuva 11). *T. flocculosan* lisäksi *A. formosa* ja *Aulacoseira* -suvun lajit esiintyvät runsaina vaihtumisvyöhykkeellä. *A. subartica* f. *recta* suhteellinen osuus on 12 % syvyydellä 58 cm ja *A. subartican* osuus 14 % syvyydellä 52 cm, muuten esiintyvyys vaihtelee *Aulacoseira* -lajien osalta 3–9 % välillä vaihtumisvyöhykkeellä.

Benttisten lajien osalta runsaimpia ovat *P. elliptica*, *S. venter*, *Synedra nana* Meister ja *T. flocculosa*. Näiden lajien prosentuaalinen osuus on *S. elliptica* ja *S. venter* 3–4 %, *S. nana* 3–7 % ja *T. flocculosa* 3–15 %. *P. elliptican*, *S. venterin* ja *S. nanan* korkeimmat osuudet ovat nähtävissä 30 ja 40 cm:n välillä (kuva 11). Planktisista lajeista *Aulacoseira*-suvun yleisimpiä lajeja ovat *A. ambigua*, *A. subarctica* ja *A. subarctica* f. *recta*. Muista planktonisista lajeista yleisimpiä ovat *Lindavia radiosa* Grunow, *Stephanocyclus meneghinianus* Kützing ja *Discostella stelligera* Cleve & Grunow.

Aulacoseira -suvun lajit saavuttavat korkeimmat suhteelliset osuutensa 27–20 cm:n syvyydessä. Runsain esiintyvyys syvyydellä 22 cm on *A. subartica* f. *recta* (46 %) ja *A. ambigua* (21 %). Sen sijaan *L. radiosa*, *S. meneghinianus* ja *D. stelligera* ovat suhteellisesti runsaimmillaan lähempänä pintaa, noin 15 cm:n syvyydessä (kuva 11).



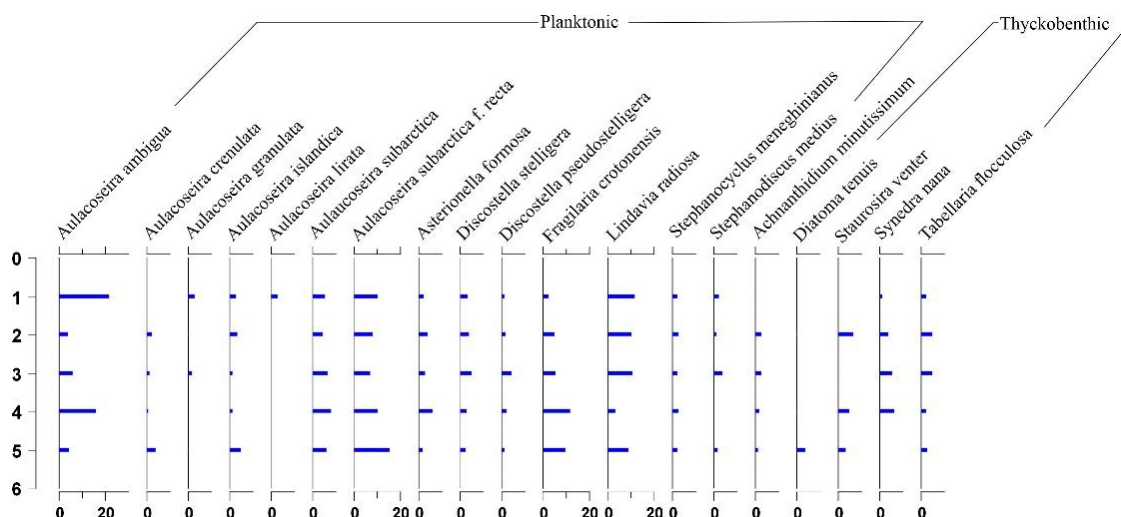
Kuva 11. Piileväanalyysin kuvaaja. Pituusakselilla sedimenttinäytteen syvyys (cm), vaaka-akselilla prosenttiosuudet alhaalla ja ylhäällä lajien nimet. Siniset palkit kuvaavat lajin suhteellista runsautta. Kuvaajassa on esitetty järven kehitysvaiheet taustavärein. Vaihe 1: Homogeeninen rakenne 187–79 cm, AD 1747–1900 (valkoinen tausta), vaihe 2: Vaihettuminen 79–60 cm AD 1900–1930 (raidoitettu tausta), vaihe 3: Heikosti kerroksellinen sedimentti 60–15 cm AD 1930–2010 (harmaa tausta) ja vaihe 4: Hapettunut pintasedimentti 15–0 cm AD 2010–2024 (vaaleansininen tausta).

5.5.1 Pintanäytteen piileväanalyysi

Jääsorminäytteen piilevälajisto on yleispiirteiltään samankaltainen kuin pitkässä kairausnäytteissä. Runsaimpia lajeja ovat *Aulacoseira* suvun *A. ambigua*, *A. subartica* ja *A. subartica f. recta* sekä *F. crotonensis* ja *L. radiosa* (kuva 12).

F. crotonensis on runsaimmillaan 5 ja 4 cm:n syvyyksissä, joissa sen suhteellinen osuus on 10 % ja 12 %. Sitä vastoin ylimmissä 3–1 cm:n kerroksissa laji on niukempi, osuuden vaihdella 2–5 %. *L. radiosa* esiintyy runsaimmin ylimmissä kerroksissa (3–1 cm), joissa sen osuus on 12–10 %. 5 ja 4 cm:n kohdalla, sen esiintyvyys oli vähäisempää, 9 % ja 3 %.

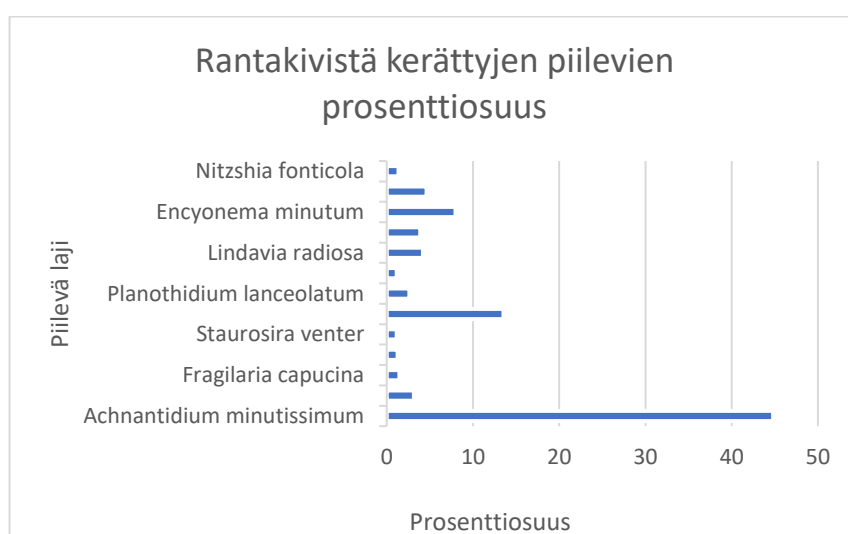
A. ambigua on runsain 4 ja 1 cm:n syvyyksissä, joissa sen suhteellinen osuus on 16 ja 21 %. Lajin esiintyminen painottuu siten selvästi pintasedimentin ylä- ja keskiosiin (kuva 12). *A. subartica* puolestaan esiintyi tasaisesti koko 5–1 cm:n syvyysalueella, sen osuus vaihtelee 8–4 % välillä. *A. subartica f. recta* esiintyi samoin tasaisesti 5–1 cm:n syvyydessä, mutta hieman runsaampana, sen osuuden vaihdella 15–7 % välillä.



Kuva 12. Jääsorminäytteen piileväkuvaaja. Pituusakselilla on syvyys (cm), vaaka-akselilla prosenttiosuudet alhaalla ja ylhäällä lajien nimet. Siniset palkit kuvaavat lajin suhteellista runsautta.

5.5.2 Rantakivien piilevät

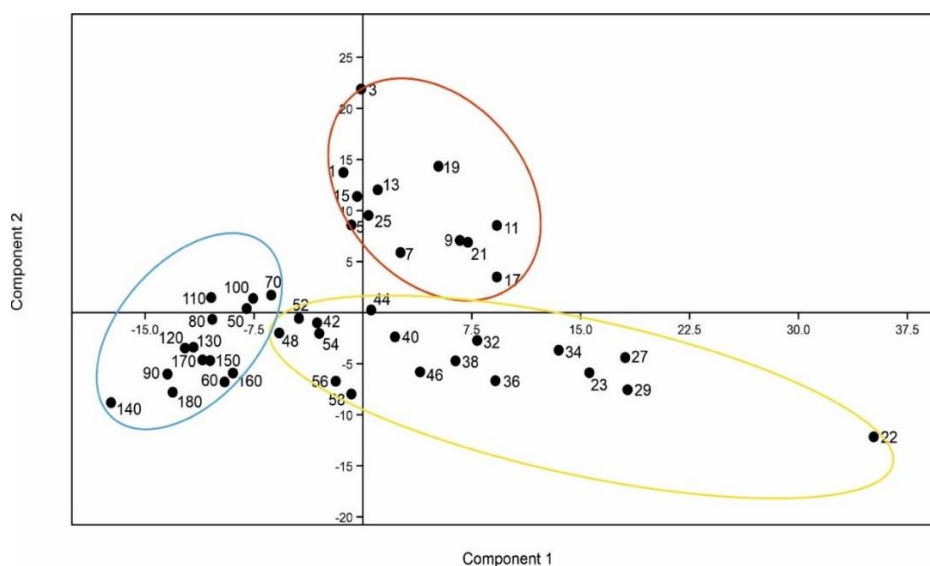
Rantakivistä kerätyistä piilevistä runsaimpana esiintyy benttinen laji *Achnantheidium minutissimum* Kützing ja sitä esiintyy lähes 45 % lajiyhteisöstä (kuva 13). Seuraavaksi eniten esiintyy *Fragilariforma mesolepta* Rabenhorst (13,5 %) ja *Encyonema minutum* Hilse (8,0 %). Kuvaajaan yhdistettiin (n=15) lajit, joita esiintyi näytteissä alle 1 %. Planktisia lajeja, kuten *Lindavia radiosa*, löytyi näytteistä myös, mikä voi olla seurausta siitä, että kivet säilöttiin minigrip pusseissa, joihin kerättiin näytepaikalta Sulkavanjärven vettä pieni määrä.



Kuva 13. Sulkavanjärven rantakivistä kerättyjen piilevien kuvaaja. Vaaka-akselilla on piilevän prosenttiosuus kaikista tunnistetuista piilevistä ja pystyakselilla piilevän lajinimi.

5.5.3 Multivarianttialyysi

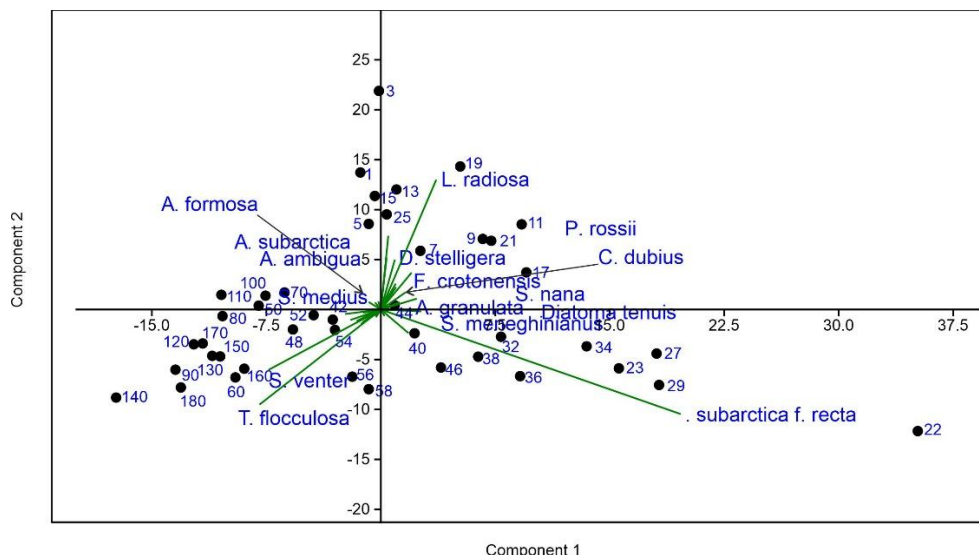
Pääkomponenttialyysi piilevänäytteistä kuvaa piilevien lineaarista vaihtelua suhteessa sedimentin syvyyteen (Kuva 14). Pohjan näytteet (sininen ellipsi) asettuvat kaikki komponentti 1:sen vasemmalle puolen. Syvyyden 140 näyte sisältää *T. flocculosa* ja *S. venter* lajeja suhteessa runsaammin kuin muut pohjan näytteet. Sedimentin keskiosan (27–58, pois lukien näyte 50) näytteet jakaantuvat siirtyvät koordinaatiston vasemmalta puolen kohti oikeaan reunaan. Syvyyden 50 cm piilevänäyte asettuu hieman kauemmas koordinaatiston origosta ja on enemmän samankaltaisia pohjaosien (60–180) näytteiden kanssa. Pääkomponenttialyysissä havaitaan sedimentin pintanäytteiden 1–25 (pois lukien näyte 22) siirtyvän koordinaatistossa ylös ja oikealle (punainen ellipsi), erityisesti näyte 3.



Kuva 14. Piilevänäytteiden pääkomponenttialyysin kuvaaja. Mustat pisteet kuvaavat piilevänäytettä ja numerot pisteiden vieressä (1–180) sedimentin syvyyttä. Sedimentinäytteen piilevänäytteet 180–50 cm asettuvat kuvaajan vasempaan reunaan (sininen ellipsi), piilevänäytteet 58–22 cm asettuvat kuvaajan komponenttiakseli 1:stä pitkin kohti oikeaan reunaan (keltainen ellipsi) ja näytteet 25–1 cm, asettuvat komponenttiakseli 2:sta pitkin kohti oikeaan yläreunaa (punainen ellipsi).

Pääkomponenttialyysin biplot-kuvaaja (kuva 15) havainnollistaa näytteiden eri lajien vaikutuksen vaihtelevuuteen. *T. flocculosa* ja *S. venter* esiintyvät runsaimmillaan pohjaosien (180–60) ja määrittelevät 60 cm:stä alaspäin näytteiden piilevähäyhteisöä. Näiden lisäksi *A. formosa* ja *A. subartica* ohjaavat kuvaajan pohjaosien näytteitä 110, 100 ja 70 kuvaajan origosta enemmän ylös vasemmalle. *S. medius* ilmestyy piilevähäyhteisöön 50 cm:n syvyydellä ja määrittelee *A. formosan* ja *A. subartican* lisäksi sedimentin keskiosan näytteiden vaikutusta vaihtelevuuteen. *Aulacoseira subarctica* f. *recta* esiintyy

hyvin runsaana näytteessä 22 ja sen lisäksi pienet sentriset piilevät (mm. *D. stelligera* ja *P. rossii*) sekä *Fragilaria*-suvun piilevät määrittelevät pintaosien (25–7 cm) piileväyhteisöä. *L. radiosa* runsastuu selvästi näytteessä 25 ja biplot-kuvaajassa määrittelee selvästi oikean yläkulman näytteitä 25 ja 19. Sedimentin ylintä 5 cm:ä määrittelee selvästi sentriset lajit kuten *A. ambigua*, *A. subartica* sekä *L. radiosa*, piilevänäytteet ohjautuvat kuvaajassa y-akselin keskelle ja vasemmalle puolelle.



Kuva 15. Multivarianttialalyysin biplot-kuvaaja, joka havainnollistaa eri lajien vaikutusta näytteiden vaihtelevuuteen. Piilevänäytteet sedimentinäytteen syvyyden mukaan on merkitty mustilla ympyröillä.

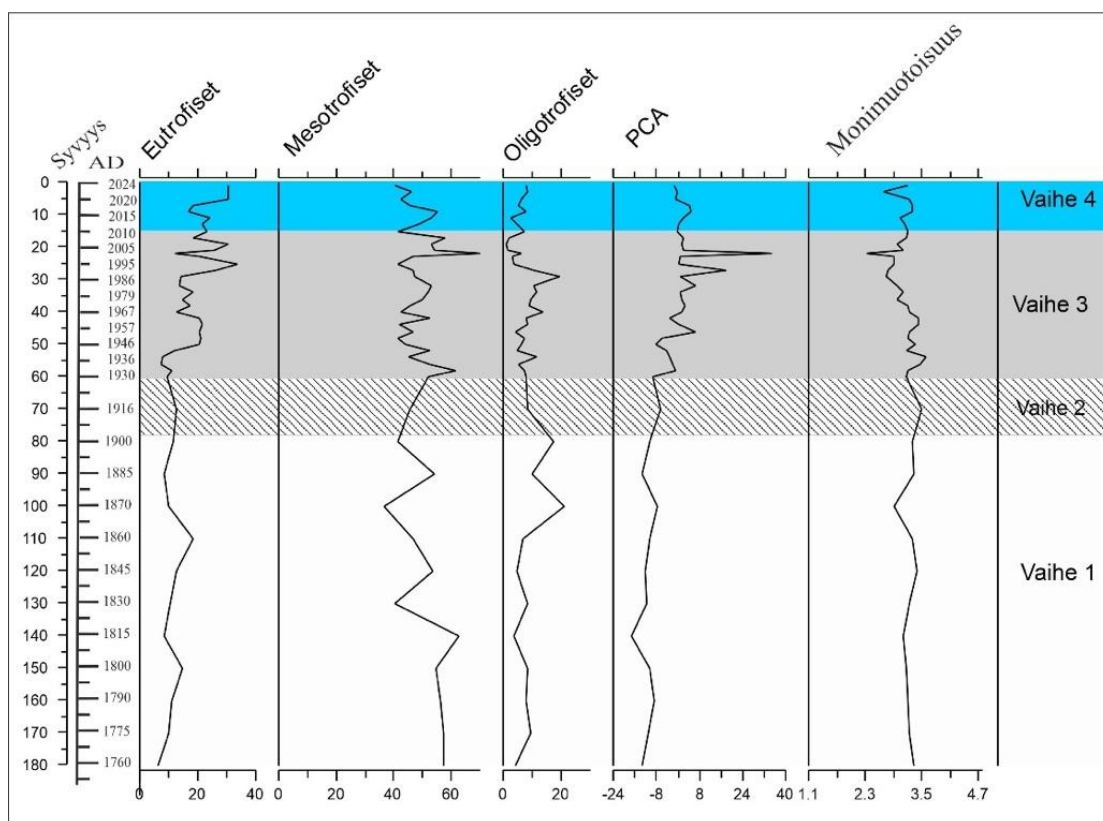
Piilevänäytteiden perusteella tehty trofiatason kooste (kuva 16) havainnollistaa, että sedimentin pohjaosissa vallitsee mesotrofisten lajien yhteisö; korkeimmillaan niiden osuus on 60 % 130 cm:n syvyydellä. Eutrofisia lajeja esiintyy myös vaihdellen 5–18 %:n välillä. Oligotrofisia lajeja esiintyy pohjaosissa pääosin 4–8 %, mutta 100 cm:n syvyydellä niiden osuus nousee 21 %:iin (kuva 16).

Kohti sedimentin pintaa eutrofisten ja mesotrofisten lajien esiintyminen hieman tasoittuu siten, että eutrofisten lajien osuus nousee ja mesotrofisten lajien osuus laskee 50 cm:n syvyydeltä ylöspäin. Suurimmillaan (69 %) mesotrofisten lajien osuus on 22 cm:n syvyydessä.

PC1-kuvaaja havainnollistaa piilevänäytteiden vaihtelua syvyyden mukaan (kuva 16). Sedimentin pohjaosissa piilevänäytteiden yhteisvaihtelu on pienintä, ja myös aivan pinnassa (10 cm) havaitaan vain vähäistä vaihtelua. Erityisesti *A. subartica f. recta* -lajin

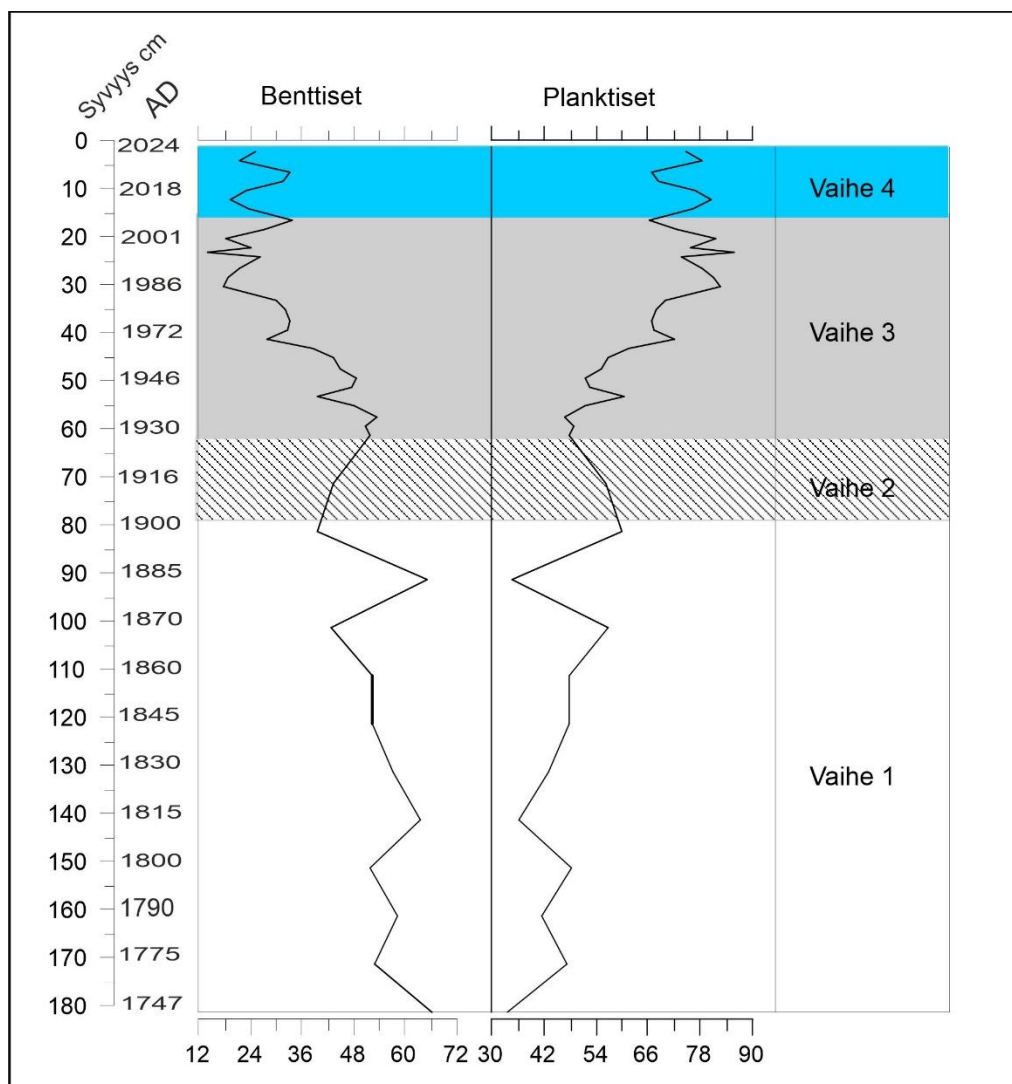
runsas esiintyminen noin 20 cm:n syvyydessä aiheuttaa poikkeaman näytteiden samankaltaisuudessa.

Shannon–Wiener-monimuotoisuusindeksi vaihtelee koko sedimenttinäytteen matkalla arvojen 2,7 ja 3,5 välillä (kuva 16). Monimuotoisuusindeksi on melko tasainen koko näytesarjan matkalta, mutta laskee alle 3 syvyydellä 36 cm ja pysyttelee alle 3 syvyyteen 22 cm saakka. Pintaa kohti indeksi taas hieman nousee ja on yli 3 näytesarjan pintaan asti lukuun ottamatta syvyyttä 3 cm, jolloin indeksi on 2,6. Monimuotoisuusindeksin ollessa > 3 , tarkastelun kohteena olevan lajiston katsotaan omaavan korkean monimuotoisuusasteen ja taas < 3 monimuotoisuusaste on kohtalainen. Heikko monimuotoisuusaste on $< 1,5$, mutta Sulkavanjärvestä lasketussa indeksissä ei esiinny näin alhaisia lukuja.



Kuva 16. Piilevänäytteiden koostekuvaaja trofiatasojen perusteella. Y-akselilla syvyys ja ikämääritys ja x-akselilla prosenttiosuudet. Pääkomponenttianalyysin (PCA) kuvaaja syvyyden suhteen kuvaa näytteiden vaihtelevuutta. Monimuotoisuus -kuvaaja oikeassa laidassa havainnollistaa piileväyhteisön monimuotoisuutta. Kuvaajassa on esitetty järven kehitysvaiheet taustavärein. Vaihe 1: Homogeeninen rakenne 187–79 cm, AD 1747–1900 (valkoinen tausta), vaihe 2: Vaihettuminen 79–60 cm AD 1900–1930 (raidoitettu tausta), vaihe 3: Heikosti kerroksellinen sedimentti 60–15 cm AD 1930–2010 (harmaa tausta) ja vaihe 4: Hapettunut pintasedimentti 15–0 cm AD 2010–2024 (vaaleansininen tausta).

Sedimenttiprofiilin alaosassa (180–90 cm) benttisiä piileviä esiintyy suhteellisesti enemmän kuin planktisia (kuva 17). Benttisiä lajeja on 52–66 % ja planktisia leviä 33–47 %. Benttisten lajien osuus alkaa laskemaan syvyydellä 50 cm ja vastaavasti planktisten levien osuus lähtee kasvamaan. Koko profiilissa benttisten piilevien maksimiarvo on 66 % syvyydellä 180 cm ja minimiarvo 14 % syvyydellä 22 cm. Vastaavasti planktisten levien maksimiarvo on 85 % syvyydellä 22 cm ja minimiarvo 33 % syvyydellä 180 cm.



Kuva 17. Piilevälajiston perusteella laskettu benttisten ja planktisten lajien suhteellinen osuus syvyyden funktiona. Sininen kuvaaja on benttisten lajien osuus ja oranssi kuvaaja on planktisten lajien osuus. Pystyakselilla on sedimenttinäytteen syvyys vasemmalla ja oikealla ikämalli, vaaka-akselilla prosentit. Vaihe 1: Homogeeninen rakenne 187–79 cm, AD 1747–1900 (valkoinen tausta), vaihe 2: Vaihtuminen 79–60 cm AD 1900–1930 (raidotettu tausta), vaihe 3: Heikosti kerroksellinen sedimentti 60–15 cm AD 1930–2010 (harmaa tausta) ja vaihe 4: Hapettunut pintasedimentti 15–0 cm AD 2010–2024 (vaaleansininen tausta).

5.6 Siirtofunktio

5.6.1 Fosforipitoisuuden rekonstruointi

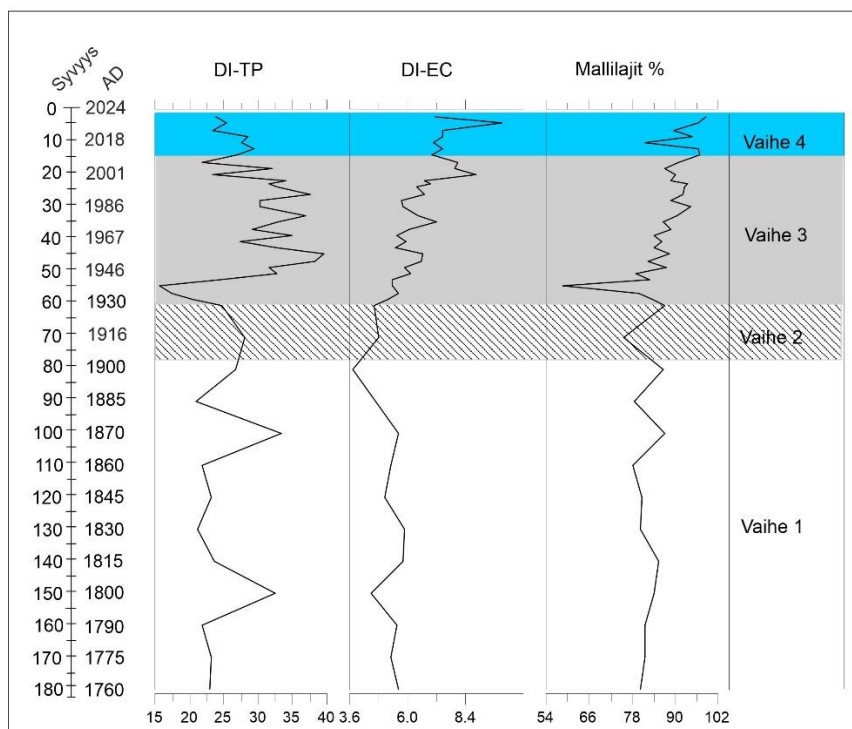
Piileväreisöihin perustuva kokonaisfosforirekonstruktion arvot vaihtelevat 20–40 $\mu\text{g l}^{-1}$ välillä (mediaani 28 $\mu\text{g/l}$). Sedimenttinäytteen pohjaosissa (näytteet 180–70) rekonstruoidut kokonaisfosforiarvot (DI-TP) vaihtelevat 20–30 $\mu\text{g l}^{-1}$ välillä (kuva 18). Fosforiarvoissa havaitaan selvä lasku 70 cm:stä ylöspäin. Matalin arvo (16 $\mu\text{g/l}^{-1}$) havaitaan 54 cm:n syvyydellä. Tulos pohjautuu kuitenkin vain muutamaa piileväreisöä. Järven kehityksessä on nähtävissä tasainen ja hieman korkeampi fosforipitoisuus, joka alkaa syvyydeltä 55 cm ja jatkuu 15 cm:iin. Rekonstruoitu fosforipitoisuus on tällä välillä 22–40 $\mu\text{g/l}^{-1}$. Sedimenttiprofiilin yläosassa (näytteet 13–1) kokonaisfosfori arvot pysyttelevät noin 23–29 $\mu\text{g l}^{-1}$ tasolla.

5.6.2. Sähkönjohtavuuden rekonstruointi

Sähkönjohtavuudelle tehty rekonstruktio havainnollistaa sedimenttinäytteen pohjaosista nousevaa suuntausta kohti sedimentin pintaa (kuva 18). Rekonstruoitu sähkönjohtavuus pysyy melko vakaana 180 cm:stä noin 60 cm:n, minkä jälkeen havaitaan nouseva suuntaus kohti sedimentin yläosaa. Matalin arvo (3,7 mS/m) on 80 cm:n kohdalla ja korkein sähkönjohtavuuden arvo (9,9 mS/m) havaitaan aivan sedimentin pinnassa 3 cm:n kohdalla.

5.6.3 Siirtofunktion soveltuvuus Sulkavanjärvelle

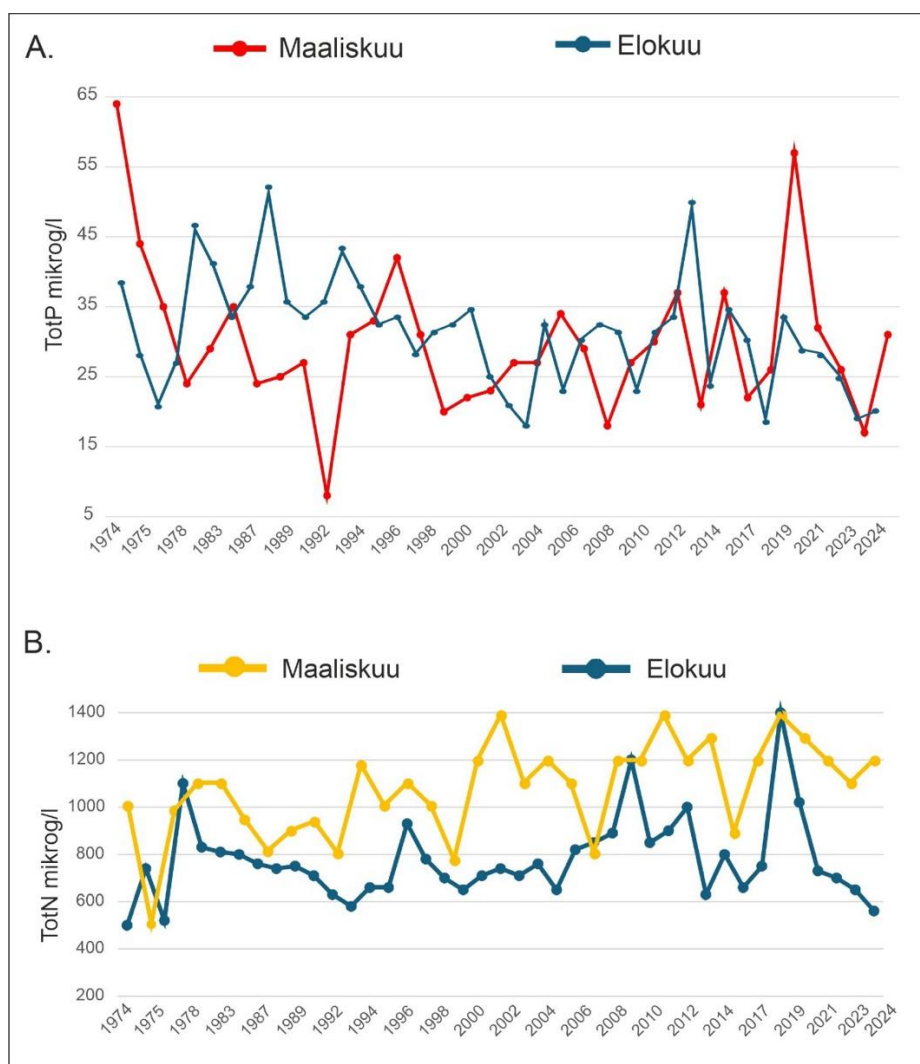
Siirtofunktioon käytettyjen lajien suhteellinen osuus vaihtelee 58 ja 99 %:n välillä (Kuva 18). Sedimenttinäytteen pohjaosissa mallilajien suhteellinen osuus on pääosin 80 % luokkaa. Näytteen 54 mallilajien prosenttiosuus on huomattavasti muita näytteitä pienempi (58 %) ja edustaa siten yksittäistä poikkeamaa rekonstruktion luotettavuudessa. Pintaa kohden mallilajien suhteellinen osuus kasvaa saavuttaen lähes 100 % sedimentin pintaosassa, mikä osoittaa siirtofunktion soveltuvuuden myös Sulkavanjärven piileväreisöille.



Kuva 18. Piileväaineistosta laskettu kokonaisfosfori ja sähkönjohtavuus rekonstruoinnin kuvaajat. Pystyakselilla on sedimenttinäytteen syvyys ja vaaka-akselilla kokonaisfosfori ($\mu\text{g/l}$), sähkönjohtavuus (mS/m) ja mallilajien prosentuaalinen osuus. Vaihe 1: Homogeeninen rakenne 187–79 cm, AD 1747–1900 (valkoinen tausta), vaihe 2: Vaihtuminen 79–60 cm AD 1900–1930 (raidoitettu tausta), vaihe 3: Heikosti kerroksellinen sedimentti 60–15 cm AD 1930–2010 (harmaa tausta) ja vaihe 4: Hapettunut pintasedimentti 15–0 cm AD 2010–2024 (vaaleansininen tausta).

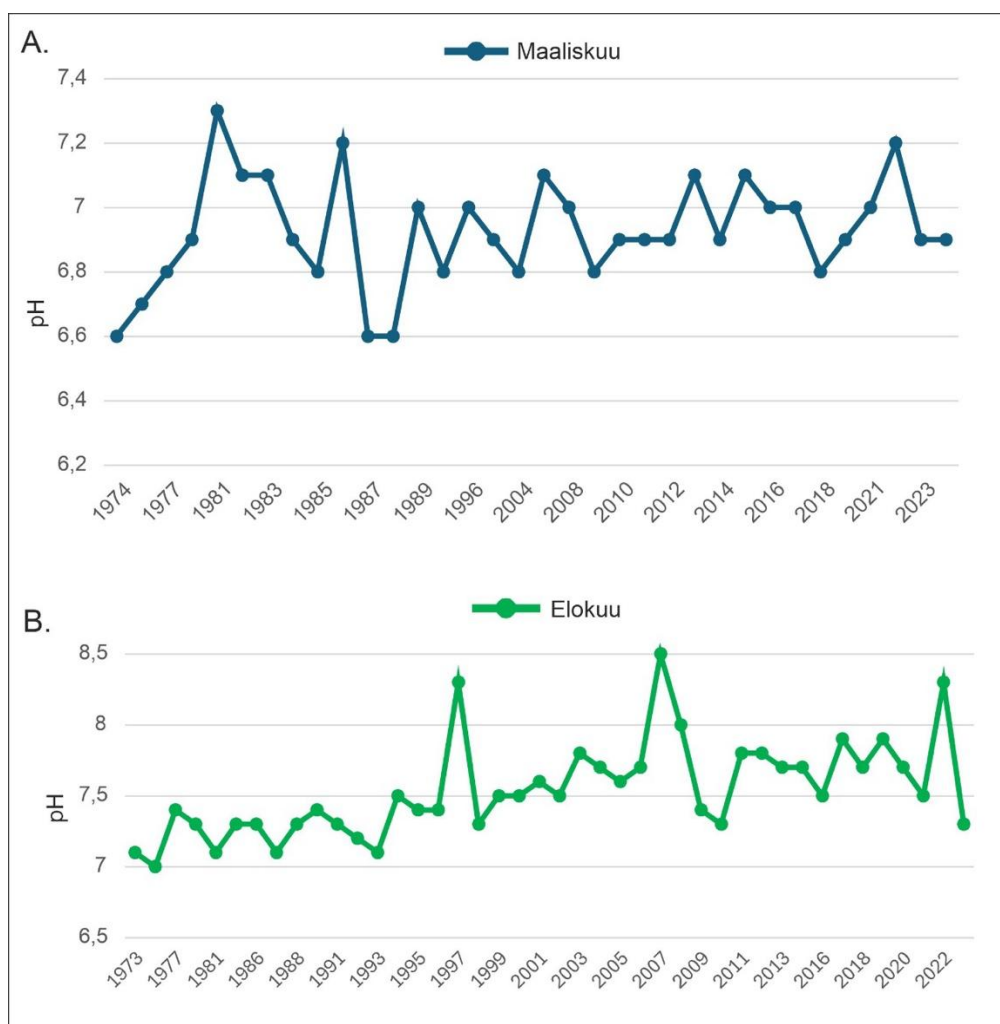
5.7 Vedenlaatu mittaukset

Sulkavanjärven pintaveden kokonaisfosforipitoisuus on vaihdellut vuosien 1974 ja 2024 aikana maaliskuun mittauksissa 8–64 $\mu\text{g/l}$ välillä ja elokuun mittauksissa 18–50 $\mu\text{g/l}$ välillä (kuva 19). Fosforipitoisuuden maksimiarvo (64 $\mu\text{g/l}$) on mitattu maaliskuussa 1974 ja minimiarvo (8 $\mu\text{g/l}$) on mitattu maaliskuussa 1986. Pintaveden kokonaistyyppipitoisuus vaihtelee vuosien 1974–2024 aikana maaliskuun mittauksissa 480–1400 $\mu\text{g/l}$ välillä ja elokuun mittauksissa 500–1400 $\mu\text{g/l}$ välillä (kuva 19). Tyyppipitoisuuden maksimiarvo (1400 $\mu\text{g/l}$) on mitattu maaliskuussa 2007, 2014 ja 2020 sekä elokuussa 2018. Tyyppipitoisuuden minimiarvo (480 $\mu\text{g/l}$) on mitattu maaliskuussa 1976.



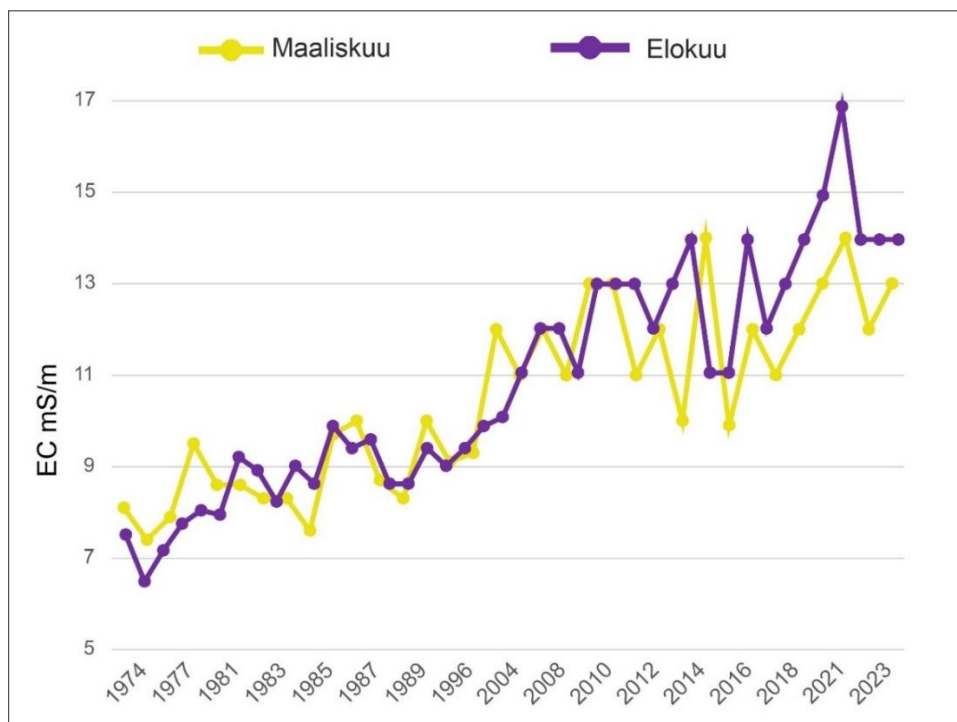
Kuva 19. Sulkavanjärven veden ravinnepitoisuuksien kehitys vuosina 1974–2024. Pintaveden kokonaisfosforipitoisuus (kuva 19A; TotP, µg/l) ja pintaveden kokonaistyyppipitoisuus (kuva 19B; TotN, µg/l) maaliskuussa (punainen käyrä kuva A ja keltainen käyrä kuva B) ja elokuussa (sininen käyrä kuva A ja B) mitattuina.

Sulkavanjärven pintaveden pH vaihtelee vuosien 1974–2024 aikana 6 ja 7 välillä maaliskuun mittauksissa (kuva 20A). Elokuun mittauksissa pH vaihtelee 7–9 välillä (kuva 20B). Maaliskuun matalin pH (6,6) on mitattu vuosina 1974, 1987 ja 1988. Korkein maaliskuun pH (7,3) on mitattu 1981. Suurin osa maaliskuun mittauksista sijoittui välille 6,8–7,1. Elokuun matalin pH (7) on mitattu 1975 ja korkein (8,5) vuonna 2007 (kuva 20B).



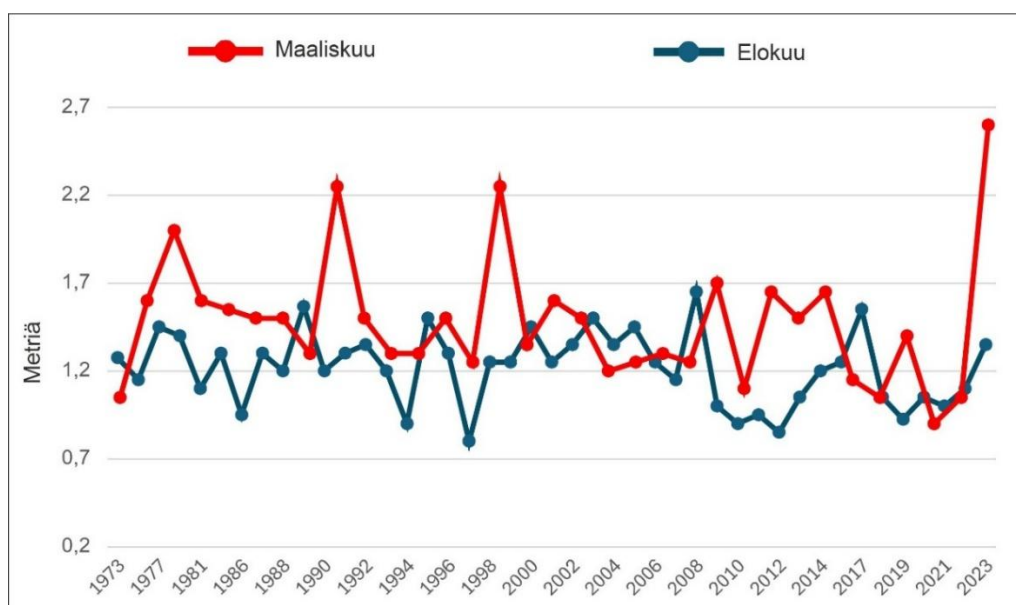
Kuva 20. Sulkavanjärven pintaveden pH-arvojen vaihtelu vuosina 1973–2024 maaliskuussa (A) ja elokuussa (B) mitattuna.

Sulkavanjärven veden sähkönjohtavuudessa havaitaan selvää nousujohteista suuntausta seurantamittausjakson aikana sekä alkukevään mittauksissa että loppukesästä (kuva 21). Maaliskuussa arvot olivat pääosin välillä 7,5–14 mS/m, kun taas elokuussa vaihtelu on noin 6,5–17 mS/m. Maaliskuun matalin arvo (7,4 mS/m) on mitattu vuonna 1976 ja korkein (15 mS/m) on mitattu 2015 ja 2022. Elokuun matalin sähkönjohtavuus (6,3 mS/m) on mitattu 1975 ja korkein sähkönjohtavuus (17 mS/m) on mitattu vuonna 2020 (kuva 21). Molemmissa mittausajankohdissa sähkönjohtavuus oli korkeimmillaan 2010–2020-luvuilla.



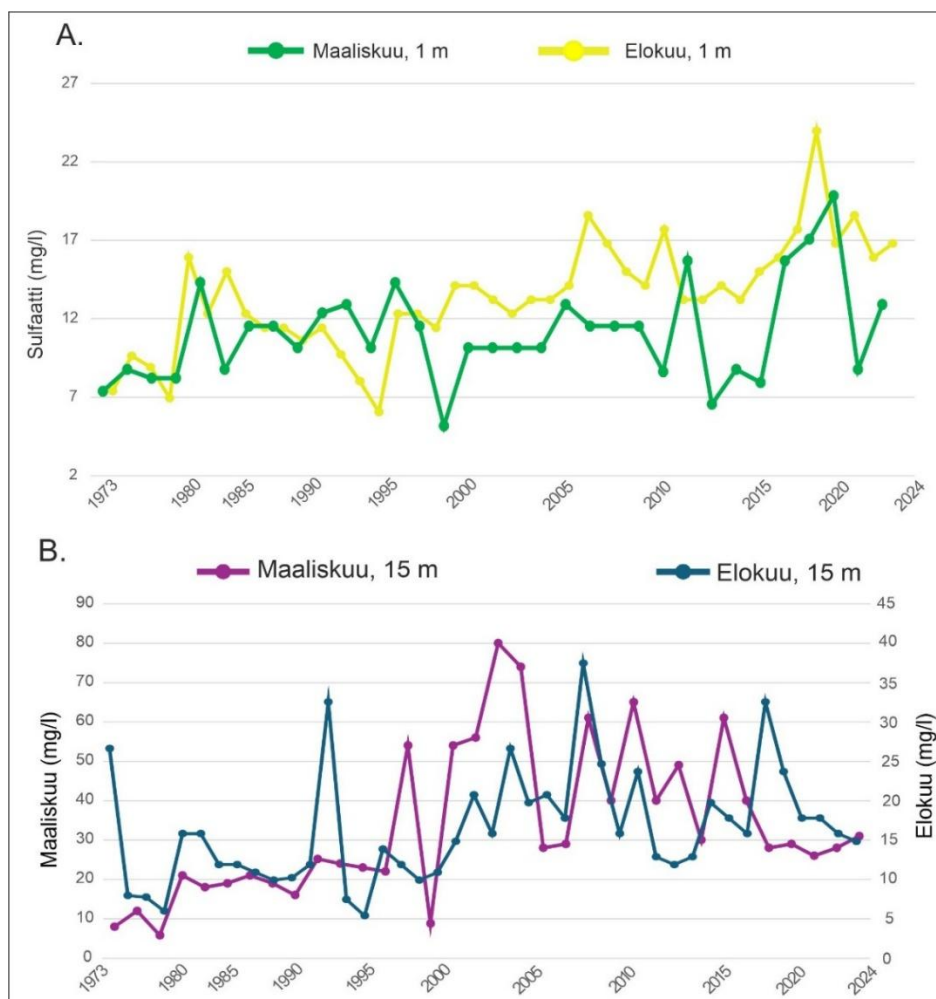
Kuva 21. Sulkavanjärven veden sähköjohtavuuden (EC) vaihtelu vuosina 1974–2024 maaliskuussa (keltainen käyrä) ja elokuussa (violetti käyrä) mitattuna.

Sulkavanjärven näkösyvyys on vaihdellut vuosien 1973–2023 aikana maaliskuussa 0,9–2,6 metrin ja elokuussa 0,8–1,6 metrin välillä (kuva 22). Maaliskuun alhaisin näkösyvyys (0,9 m) on mitattu 2021 ja korkein (2,6 m) on mitattu 2023. Elokuu alhaisin näkösyvyys (0,8 m) on mitattu 2007 ja korkein (1,6 m) on mitattu 2008.



Kuva 22. Sulkavanjärven näkösyvyyden vaihtelu maaliskuussa (punainen käyrä) ja elokuussa (sininen käyrä) vuosien 1973–2023 aikana.

Sulkavanjärven pintaveden (1 m) sulfaattipitoisuudet vaihtelevat vuosien 1974–2024 aikana 5–25 mg/l välillä. Maaliskuun matalin sulfaattipitoisuus (7,4 mg/l) on mitattu 1996 ja korkein (18 mg/l) vuonna 2022 (kuva 23A). Elokuun alhaisin sulfaattipitoisuus (5 mg/l) on mitattu 1996 ja korkein (25 mg/l) vuonna 2020. Pohjanläheisessä vedessä (15 m) sulfaattipitoisuuksien vaihtelu on huomattavasti suurempaa kuin pintavedessä (kuva 23B). Maaliskuussa pitoisuudet vaihtelevat vuosien 1974–2024 aikana 5,8–80 mg/l välillä, ja matalin pitoisuus (5,8 mg/l) on mitattu 1977. Korkein sulfaattipitoisuus (80 mg/l) on mitattu vuonna 2008. Elokuun pitoisuudet vaihtelevat 5,4–38 mg/l välillä ja matalin sulfaattipitoisuus (5,4 mg/l) on mitattu vuonna 1996. Vastaavasti korkein sulfaattipitoisuus (38 mg/l) on mitattu vuonna 2008. Vuodesta 2002 lähtien sulfaattipitoisuuksia on alettu määrittää suodatetuista vesinäytteistä, ja sama analyysikäytäntö on jatkunut nykypäivään saakka.



Kuva 23. Sulkavanjärven sulfaattipitoisuuden vaihtelu vuosina 1973–2024. A) Pintaveden (1 m) sulfaattipitoisuudet maaliskuussa (vihreä käyrä) ja elokuussa (keltainen käyrä). B) Pohjanläheisen veden (15 m) sulfaattipitoisuudet maaliskuussa (violetti käyrä) ja elokuussa (sininen käyrä).

6. Tulosten tulkinta

Tämän tutkimuksen tarkoitus oli selvittää Sulkavanjärven ekologista tilaa 1700-luvulta nykyhetkeen. Tutkimuksessa tarkasteltiin Pieneksi Humusjärveksi tyypitellyn järven ominaisuuksia sekä sitä onko tyypittelyä perusteltua tarkastella uudelleen. Piileväanalyysin perusteella Sulkavanjärvi on ollut runsasravinteinen jo ennen ihmisen toiminnan vaikutuksia eikä humusjärvissä tavallisesti viihtyviä piilevälajeja havaittu. Rehevöitymiseen viittaavaa kehityskulkua havaittiin kohti nykypäivää, mutta fosforipitoisuus ei vaikuttanut olevan merkittävin tekijä järven ekologisessa kehityksessä.

Sulkavanjärven sedimentaation vaiheet voidaan jakaa karkeasti neljään vaiheeseen: 1.) homogeeninen rakenne (187–79 cm), 2.) vaihtuminen (79–60 cm), 3.) heikosti kerroksellinen rakenne (60–15 cm) sekä 4.) hapettunut pinta 15–0 cm. Piileväyhteisössä tapahtuu selvä muutos 60 cm:n vaiheilla, mutta muutos näkyy myös orgaanisen aineksen määrän vähenemisenä ja irtotiheyden kasvuna. Suurimman muutoksen Sulkavanjärven sedimenttiprofiilin rakenteeseen on aiheuttanut voimistunut maa- ja metsätalous 1800-luvun puolessa välissä sekä Siilinkosken patoaminen vuonna 1930.

6.1 Vaihe 1: Homogeeninen rakenne (AD 1750–1900, syvyys 185–79 cm)

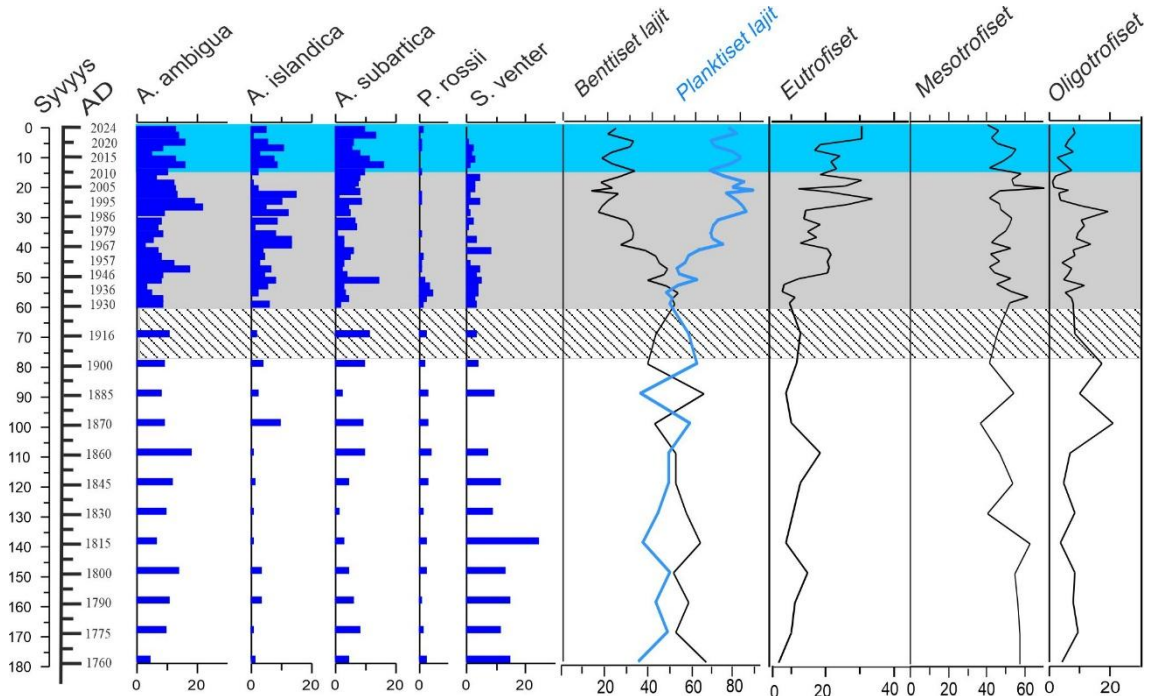
Sulkavanjärven sedimentissä ei ole nähtävissä kerroksellisia rakenteita ja sen perusteella on pääteltävissä, että järven pohjanläheiset vedet ovat olleet hapekkaita ja bioturbaatio on päässyt sekoittamaan sedimenttiä järven syvänteessä (Ojala et al., 2000; Salminen et al., 2021). Sedimentin rakenteessa tai värissä ei havaita muutoksia, mikä viittaa vuosikymmenien ajan tasaiseen ja muuttumattomaan kerrostumisympäristöön ja veden sekoittumiseen vuodenaikojen mukaan. Sedimentin vesipitoisuus ja orgaanisen aineksen määrä pysyvät tasaisena aina 95 cm:n saakka, mikä viittaa myös siihen, että Sulkavanjärven valuma-alueella ei ole tapahtunut muutoksia. Erityisesti syvyyksillä 187–135 magneettisessa susceptibiliteetissa havaitaan vaihtelua, kun järveen on vuoroin kerrostunut enemmän orgaanista ainesta kasvukauden aikana ja vuoroin enemmän mineraaliainesta talvikausina (Dean & Schwalb, 2000). Tämän kaltainen valuma-alueelta tulevan mineraaliaineksen sekä valuma-alueelta tulevan tai sisäisestä tuotannosta kerrostuneen orgaanisen aineksen vaihtelu on tavallista boreaalisissa järvissä (Håkanson & Jansson, 1983).

Pohjaosissa esiintyvistä piilevistä *Staurosira venter* ja *Aulacoseira ambigua* tarvitsevat menestyäkseen runsaasti ravinteita (Mertens et al., 2025) ja niiden runsas esiintyminen viittaa siihen, että Sulkavanjärvi on luontaisesti rehevä (kuva 23; Tammelin et al., 2019). *A. ambigua* tarvitsee ravinteikkaan veden lisäksi jatkuvaa veden sekoittumista pysyäkseen vesimassassa (Bradbury et al., 2002; Rioual et al., 2007). Sulkavanjärven turbulenttiset olosuhteet, joita tukee hapekas pohjanläheinen vesi ja lyhytkestoinen lämpötilakerrostuneisuus (Wetzel, 2001), ovat suosineet suhteellisen raskaita *Aulacoseira*-suvun lajeja (Krammer & Lange-Bertalot, 1991b). Fosforipitoisuus ja piilevälajien ravinnepreferenssit tukevat tulkintaa keski- ja runsasravinteisista olosuhteista. *Aulacoseira* -suvun lajien lisäksi sedimentin pohjaosissa esiintyvät *Staurosira construens* var. *binodis* ja *Staurosira venter* viihtyvät ravinteikkaissa oloissa (Mertens et al., 2025). Orgaanisen aineksen nousu 1800-luvun alun jälkeen on todennäköisimmin seurausta kaskiviljelystä sekä maanviljelyn tehostumisesta valuma-alueella (Smith et al., 1991; Grönlund et al., 1992).

Syvyydellä 187–90 (AD 1750–1885) esiintyy benttisiä lajeja suhteellisesti enemmän kuin planktisia (kuva 24) ja järvivesi on todennäköisesti ollut valoa hyvin läpäisevää tai järvi on ollut niin matala, että benttiset lajit ovat saaneet kilpailuetua planktisiin verrattuna (Hofmann et al., 2020; Silvester et al., 2025). Piilevistä *Tabellaria flocculosa* on Sulkavanjärvessä runsaasti esiintyvä laji, joka sietää humushappoja sisältävää vettä, ja laji on ekologisilta vaatimuksiltaan hyvin sopeutuva (Battarbee et al., 2001; Battarbee & Bennion, 2011). Laajan toleranssin johdosta *T. flocculosan* esiintymisestä on vaikea tulkita järven ekologista tilaa. *Aulacoseira* -suvun lajeista *A. valida* on hyvin vähäravinteisen (Mertens et al., 2025) järviseden laji ja sitä esiintyy Sulkavanjärven sedimenttinäytteen pohjaosissa syvyydellä 80 cm jopa 11 %. Luoto et al. (2012) havaitsivat *Pantoskiella rossiin* ja *Aulacoseira validan* edustavan fosforipitoisuuden laskua varhaisessa kehitysvaiheessa mannerjäätikön vetäytymisen jälkeen. Sulkavanjärven tapauksessa valuma-alue on mahdollisesti tuolloin 1900-luvun alussa pidättänyt ravinteita hetkellisesti paremmin eikä fosforia ole ollut niin paljon levien käytössä (Luoto et al., 2012).

Multivarianttialyysi tukee päätelmää vakaasta kerrostumisympäristöstä. Kaikki pohjaosan näytteet (kuva 14, sinisellä ympyröidyt) edustavat yhtenäisiä ja vakaita olosuhteita järven ravinnepitoisuuksissa, lämpötilassa, pH arvoissa sekä suolaisuudessa.

Piileväyhteisön monimuotoisuus on ennen intensiivisen ihmistoiminnan vaikutuksia korkea eikä siinä havaita muutoksia, mikä myös osaltaan tukee tulkintaa vakaasta kerrostumisympäristöstä (kuva 16).



Kuva 24. Sedimenttinäytteen alaosissa runsaimpina esiintyvät piilevät. Vasemmassa reunassa syvyys ja ikämalli vuosina, piilevien runsaussuhteet on esitetty sinisillä palkeilla, benttisten ja planktisten levien runsaussuhteita syvyyden funktiona on esitetty kuvan keskellä ja ravinteisuus piilevien perusteella kuvan oikeassa laidassa. Vaihe 1: Homogeeninen rakenne 187–79 cm, AD 1747–1900 (valkoinen tausta), vaihe 2: Vaihettuminen 79–60 cm AD 1900–1930 (raidotettu tausta), vaihe 3: Heikosti kerroksellinen sedimentti 60–15 cm AD 1930–2010 (harmaa tausta) ja vaihe 4: Hapettunut pintasedimentti 15–0 cm AD 2010–2024 (vaaleansininen tausta).

6.2 Vaihe 2: Vaihettuminen (AD 1900–1930, 79–60 cm)

Sedimentin värin muutos yhdessä orgaanisen aineen sekä vesipitoisuuden vähentymisen ja susceptibiliteetin nousun kanssa viittaavat siihen, että Sulkavanjärveen alkaa kerrostumaan enemmän mineraaliainesta. Vaihettuminen alkaa noin 79 cm:n (1900 AD) kohdalla ja tältä syvyydeltä kohti pintaa sedimentissä on nähtävissä heikkoa kerroksellisia rakenteita. Yksittäiset mineraalikerrokset 62 cm:n ja 58 cm:n syvyydellä (AD 1920–1930; kuva 8) viittaavat todennäköisesti yksittäisiin tapahtumiin valuma-alueella, jotka ovat aiheuttaneet voimakkaampaa eroosiota ja mineraaliaineksen kerrostumista Sulkavanjärveen. Samanaikaisesti orgaanisen aineksen määrä putoaa 8 %:iin pohjan noin 15 %:sta.

Piileväaineistossa vaihtuminen on nähtävissä 60 cm:n kohdalla. *Aulacoseira* -suvun lajeista runsastuu *A. distans*, *A. islandica* ja *A. subartica f. recta*. Beauger et al. (painossa) toteaa *A. subartican* ja *A. f. recta* muodon tarvitsevan korkeaa fosfori-, pii- ja typpipitoisuutta. Van Dam et al. (1994) luokittelee *A. subartica f. rectan* oligotrofiseksi lajiksi, mutta sekä Beauger et al. (painossa) että Rioual (2000) ovat havainneet lajin viihtyvän enemmän runsasravinteisessa ympäristössä. Vaikka vaihtuminen ei yksittäisten piilevänäytteiden perusteella erotu selkeästi, aineistossa on kuitenkin havaittavissa siirtymä keskirasvinteisesta järvestä kohti runsasravinteisempaa tilaa. Benttien lajien suhteellinen osuus laskee voimakkaasti vaihtumisen alussa ja jatkaa laskuaan kohti sedimenttinäytteen pintaa (kuva 23). Useissa paleolimnologisissa tutkimuksissa vastaava muutos on yhdistetty lisääntyneeseen ravinnekuormitukseen, veden samentumiseen tai hydrologisiin muutoksiin, jotka heikentävät pohjan valo-olosuhteita (Taylor, 2007; Hofmann et al., 2020; Liu et al., 2020). Edellä mainitut muutokset voivat olla seurausta metsien kiihtyvistä hakkuista (Schelker et al., 2012; Turkia et al., 1998), joiden myötä Sulkavanjärveen on kulkeutunut ravinteita, kiintoainesta ja orgaanista hiiltä. Järven sisäinen tuotanto on mahdollisesti lisääntynyt, jolloin myös pohjanläheisen veden happitilanne on alkanut heikentyä.

Fragilaria crotonensis ja *Lindavia radiosa* lisääntyvät myös vaihtumisvyöhykkeellä ja ovat molemmat keski- ja runsasravinteisen järven lajeja (Edlund et al., 2022; Rządziejewicz et al., 2026). *L. radiosan* lisäksi sentrisistä piilevistä yleistyy *Discostella stelligera*, joka viihtyy myös keski- ja runsasravinteisessa järvessä (Saros & Anderson, 2015). Saros & Anderson (2015) huomioivat *D. stelligeran* runsastuvan eritoten silloin, kun järvessä on runsaasti typpeä saatavilla, mutta fosfori on kuitenkin rajoittava tekijä. Peltojen lannoittamisen, asutusten jätevesien laskun sekä metsien raivauksen seurauksena veteen kulkeutuneet ravinteet (Pietiläinen & Räsänen, 1999) ovat mahdollistaneet runsasravinteisessä vedessä menestyvien piilevien runsastumisen (Rządziejewicz et al., 2026).

Vaihtumisen selkein yksittäinen muutos on se, että järven pohja muuttuu vähähappiseksi ja jopa hapettomaksi ainakin osan vuotta. Jenny et al. (2016) toteaa happikadon olevan yleistä eurooppalaisissa järvissä, erityisesti niissä, jotka ovat runsaan ihmistoiminnan vaikutuksen alaisina. Jenny et al. (2016) osoittavat, että monissa järvissä happikadon kehittyminen on alkanut jo ennen 1900-luvun puolivälissä voimistunutta

tehomaatalouden aiheuttamaa ravinnekuormituksen kasvua. Happikadon taustalla ovat vaikuttaneet jo pitkään jatkuneet ravinnepäästöt, kuten maatalouden hajakuormitus ja yhdyskuntien jätevedet (Jenny et al., 2016). Tehomaatalouden myötä ravinnekuormitus on kuitenkin edelleen voimistunut, mikä on pahentanut happitalouden heikkenemistä. Sulkavanjärvessä myös sisäisen tuotannon lisääntyminen voi osaltaan voimistaa tätä kehitystä, sillä pohjaan vajoavan orgaanisen aineksen määrän kasvu lisää hajotustoiminnan hapenkulutusta alusvedessä (Chapman, 2021).

Rehevöitymiskehitys alkaminen havaitaan myös piilevälajiston muutoksena. Multivarianttialyysin perusteella piilevälajisto muuttuu kohti sellaisia olosuhteita, joissa menestyvät levät, jotka sietävät sameampaa vettä sekä kohoavia ravinnepitoisuuksia (kuva 14). Vaihettumisen aikana keskiravinteisten piilevien suhteellinen osuus nousee ja runsasravinteiden laskee hetkellisesti, mutta toisaalta myös niukkaravinteisten lajien määrä laskee. Monimuotoisuus indeksi myös laskee hieman vaihettumisen aikana (kuva 14 ja kuva 26), mikä voi johtua ravinteiden määrän kasvusta ja siten lisääntyvää ravinnekuormitusta sietävät lajit menestyvät ja vievät elintilaa muilta lajeilta (Virta, 2020).

6.3 Vaihe 3: Heikko kerroksellisuus (AD 1930–2010, 60–15 cm)

Sedimentin rakenne muuttuu kerrokselliseksi 60 cm:stä alkaen. Kerrosrakenteiden muodostuminen on todennäköisesti seurausta ainakin osavuotisesta hapettomuudesta, joka alkoi kehittymään jo vaihettumisen aikana sedimentin syvyydellä 79–60 cm (AD 1900–1930; Salminen et al., 2021; Sirota et al., 2024). Järven happitilannetta on ryhdytty monitoroimaan vasta vuodesta 1986, mikä vastaa noin 30 cm:n syvyyttä sedimenttinäytteessä. Heikentynyt järven happitilanne on todennäköisesti seurausta lisääntyneestä orgaanisesta aineksesta, joka on peräisin sekä valuma-alueelta että toisaalta järven sisäisestä tuotannosta (Jansen et al., 2024). Voimistuneen eroosion myötä Sulkavanjärveen kerrostuvan orgaanisen aineksen määrä laskee 50–15 cm:n syvyydellä 12 %:sta 8 %:iin (kuva 24). Magneettinen susceptibiliteetti vaihtelee 60 cm:stä ylöspäin voimakkaammin kuin sedimentin alaosissa ja on myös selvästi korkeampi kuin sedimenttinäytteen pohjaosissa. Tämä viittaa paitsi mineraaliaineksen määrän suhteelliseen kasvuun sedimentissä, myös sedimentin voimistuneeseen kerrokselliseen rakenteeseen (Ojala et al., 2000).

Kerrosrakenteet syntyvät järvisedimenteissä vuodenaikaisvaihtelun ohjaamana, jolloin järveen tulevan aineksen määrä ja laatu vaihtelevat vuodenkierron mukaan (Saarnisto, 1986; Ojala & Alenius, 2005; Saarni, 2017). Talvella valuma-alueelta ei kulkeudu juuri lainkaan orgaanista ainesta, ja talvikauden sedimenttikerrokset muodostuvat jään alla vesimassassa olleesta hienoaineksesta (Saarni et al., 2017). Kevät tulvien aikana järveen huuhtoutuu runsaasti sekä mineraaliainesta että orgaanista ainesta (Ojala & Alenius, 2005), ja kasvukaudella taas sedimentaatio koostuu pääosin järven sisäisestä tuotannosta peräisin olevasta orgaanisesta aineksesta (Zolitschka et al., 2015). Kerrosrakenteiden säilyminen edellyttää, että aaltoilu, pohjavirtaukset ja bioturbaatio eivät sekoita jo muodostunutta sedimenttiä (Larsen & Macdonald, 1993).

Sulkavanjärvessä nämä prosessit näkyvät siten, että kerroksellinen rakenne on säilynyt syvänteissä ja vähintään osavuotinen hapettomuus on estänyt pohjaeliöiden bioturbaation. Osavuotista hapettomuutta ja kerrosrakenteita havaitaan jo noin 13 m:n syvänteessä, mikä viittaa siihen, että tätä syvemmät alueet (Autioniemi 17 m ja Pyylahti 15 m) ovat todennäköisesti muuttuneet hapettomiksi jo aiemmin. Kynnysmäinen pohjamorfologia voi paikallisesti vähentää veden vaihtuvuutta ja edistää kerroksellisuuden säilymistä (Larsen & Macdonald, 1993).

Siilinkosken padon rakentamisen myötä vedenpinnan nousu aiheutti rantavyöhykkeen eroosiota, ja eroosion myötä järveen on kulkeutunut todennäköisesti enemmän ravinteita (Zawiska et al., 2020). Lisääntynyt ravinteiden määrä havaitaan myös piilevien lajimutoksena kohti reheviä (kuva 24) olosuhteita sekä rekonstruoidussa kokonaisfosforipitoisuudessa (kuva 18) noin 54 cm:n syvyydellä (1939 AD). Pääkomponenttianalyysistä nähdään piileväyhteisön muuttuvan vaaka-akselia pitkin oikealle kohti runsasravinteisia olosuhteita (kuva 14). Vanhoista kartoista on nähtävissä asutuksen lisääntyminen sekä maa- ja metsätalouden tehostuminen 1940-luvulle (53–52 cm) tultaessa (Kutilainen, 2013), ja erityisesti metsien hakkuut ja peltojen lannoitus ovat tuoneet järveen ravinteita (Turkia et al., 1998; Rätty et al., 2020; Holopainen & Lehikoinen, 2022). Voimistunut maankäyttö Sulkavanjärven valuma-alueella ei piileväanalyysin perusteella näyttäisi kuitenkaan tuovan piileväyhteisöön humusjärville tyypillisiä lajeja. Sen sijaan keski- ja runsasravinteisille olosuhteille tyypilliset piilevät, kuten *Aulacoseira subarctica* f. *recta* ja *Aulacoseira granulata* ilmaantuvat yhteisöön. Näiden lisäksi runsaimpina esiintyvät edelleen *A. ambigua* ja *T. flocculosa*.

Monimuotoisuusindeksissä havaitaan lasku noin 52 cm:n kohdalla (1940 AD), mikä on todennäköisesti seurausta planktisia lajeja suosivasta ympäristöstä (Spellerberg & Fedor, 2003; Ossyssek et al., 2023). Planktisten lajien runsastuminen alkaa syvyydellä 48–47 cm (1949 AD; kuva 17) ja jatkuu kohti sedimenttinäytteen pintaa. Pienet *Discostella* -suvun lajit lisääntyvät veden valon läpäisevyyden vähentyessä ja valovyöhykkeen pienentyessä (Saros & Anderson, 2015). *D. stelligera*, *D. pseudostelligera* ja myös *C. meneghinianus* on yhdistetty myös järviveden lämpenemiseen ja ravinteiden lisääntymiseen (Edlund et al., 2022). Toisaalta Kehusmaa et al. (2025) ja Tammelin et al. (2018) ovat yhdistäneet pienet *Discostella* -suvun lajit kohonneisiin ionien määrään ja sen myötä korkeaan sähkönjohtavuuteen. *D. stelligera* ja *D. pseudostelligera* saavat pieninä levinä kilpailuetua veden kerrostuneisuuden myötä, kun ne pysyvät esimerkiksi *Aulacoseira* -suvun lajeja paremmin valovyöhykkeessä ja käyttävät myös ravinteita tehokkaammin hyväkseen (Krammer & Lange-Bertalot, 1991b; Kehusmaa et al., 2025).

Fragilaria crotonensis esiintyminen lisääntyy selvästi 40 cm:n syvyydeltä (1967 AD) alkaen. Zepernick et al. (2022) havaitsivat *F. crotonensis* menestyvän korkeassa pH:ssa, vaikka kohonnut pH samalla pienensi lajin solukokoa, vähensi fotosynteesiä ja muutti solut väriltään ruskeammiksi. Korkea pH voidaan liittää voimistuneeseen perustuotantoon, sillä fotosynteesissä piilevät ja myös sinilevät kuluttavat veteen liuennutta hiilidioksidia ja bikarbonaattia (Kragh & Sand-Jensen, 2018). Prosessi vähentää hiilihapon määrää vedessä ja siirtää karbonaattitasapainoa emäksisempään suuntaan ja seurauksena veden pH kohoaa (Kragh & Sand-Jensen, 2018).

Korkea pH voi osaltaan selittää myös lajiston hienoista monimuotoisuuden laskua (kuva 16). Granqvist et al. (2024) osoittivat pH:n olevan merkittävä piileväyhteisöjen monimuotoisuutta säätelevä tekijä, sillä veden happamuus ja emäksisyys kontrolloivat lajikoostumusta jopa habitaattia voimakkaammin. Monimuotoisuuden on havaittu olevan korkeimmillaan pH-välillä 6–7,5 ja vähenevän sekä happamammissa että voimakkaasti emäksisissä olosuhteissa (Granqvist et al., 2024). *Aulacoseira* -suvun ja *F. crotonensis* lajin lisäksi myös *Lindavia radiosa* lajin yleistyminen 30 cm:n syvyydellä (1986 AD) tukee järven rehevöitymiskehitystä. Rządziejewicz et al. (2026) pitävät *L. radiosa* lajia luotettavana rehevöitymisen indikaattorina.

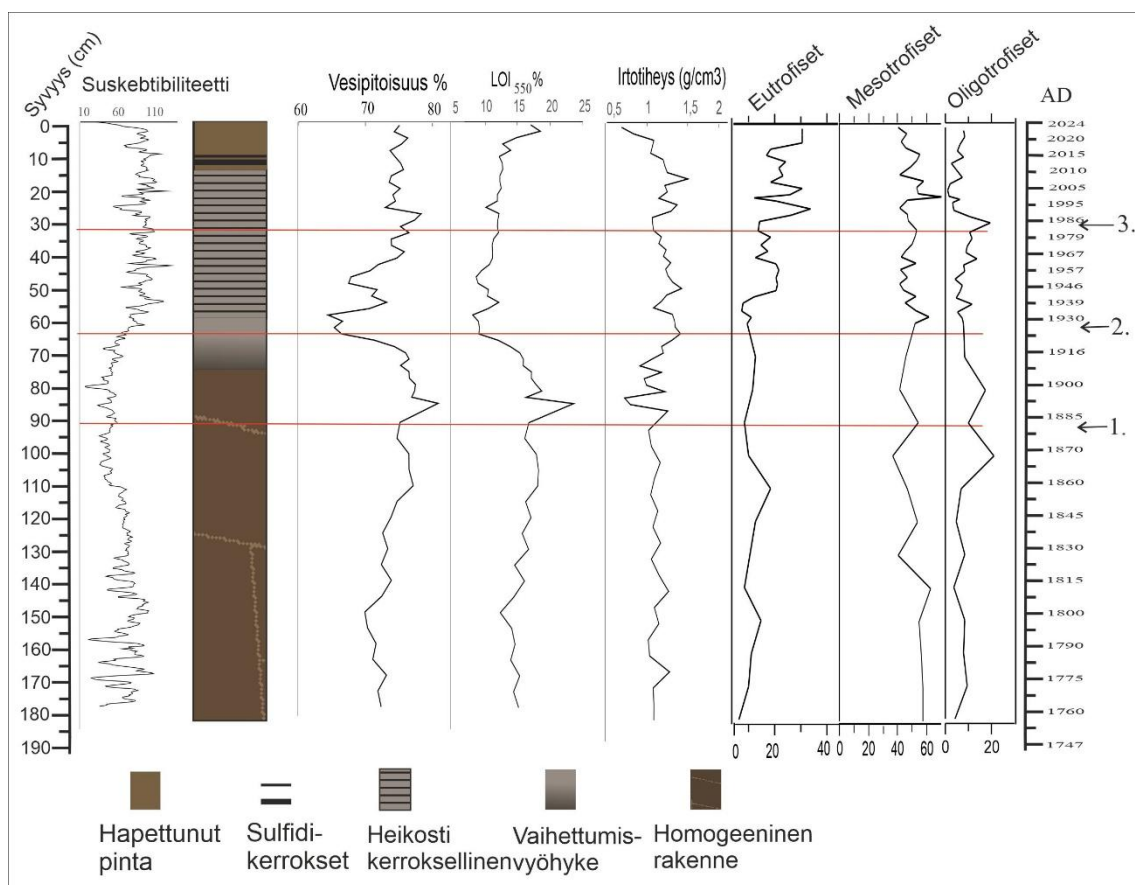
Nykyinen valtatie 5 on avattu liikenteelle Siilinjärven kohdalla vuonna 1962 (Alanen & Rintamäki, 1990; Kutilainen, 2013), joka vastaa 42 cm:n sedimenttisyvyyttä. Viitostie

kulkee Sulkavanjärven lounais- ja länsipuolella ja lähimmillään noin 700 m päässä Pyylahdesta, järven lounaiskulmassa. Tieverkoston rakennuksesta aiheutuneet rakennustyöt ovat todennäköisesti saaneet aikaan eroosion voimistumista ja muun muassa kiintoainekuormitusta järveen. Tieverkoston rakentaminen näkyy sedimenttinäytteessä noin 2 cm:n levyisenä harmahtavana mineraaliaineksen kerroksena 43–41 cm syvyydellä.

Sulkavanjärvessä apatiittikaivoksen perustaminen vuonna 1980 (syvyys 34 cm) näkyy sedimenttinäytteessä tummanharmaana mineraalikerroksena. Mineraalikerros on todennäköisesti seurausta valuma-alueen voimistuneesta eroosiosta, joka liittyi kaivoksen rakentamisvaiheeseen. Kaivosalueen maanrakennustyöt, kuten kasvillisuuden poistaminen, maamassojen siirtäminen, tie- ja infrastruktuurirakentaminen sekä avolouhoksen valmistelutyöt, ovat lisänneet maa-aineksen huuhtoutumista vesistöön erityisesti kaivoksen käyttöönottoa edeltäneinä vuosina (Kauppila et al., 2015; Tornivaara, 2021 Seppänen et al., 2023). Kaivoksen perustamisen jälkeen sedimentin irtotiheys nousee 1 g/cm^3 :stä $1,5 \text{ g/cm}^3$:iin. Piileväaineistossa on nähtävissä planktisten lajien nousu 68 %:sta 85 %:iin 32 cm:n syvyydellä (1983 AD). Vedenlaatumittauksissa havaitaan myös sähkönjohtavuuden nousua 2000-luvun alusta mikä vastaa noin 20 cm:n sedimenttisyvyyttä (kuva 25). Sähkönjohtavuuden nousu voi olla seurausta eroosion voimistumisesta (Tammelin & Kauppila, 2018), mutta todennäköisimmin sulfaattipitoisuuden noususta, jota havaitaan Sulkavanjärven seurantamittauksissa 1990-luvun alusta (27 cm sedimenttisyvyys) lähtien. Kaivostoiminta on melko tavallinen sulfaattikuormituksen ja sitä myötä sähkönjohtavuuden nousun aiheuttava tekijä lähellä kaivostoimintaa sijaitsevilla vesistöillä (Kauppila et al., 2015; Seppänen et al., 2023). Sulfaattipitoisuuden nousu havaitaan ensin alusvedessä elokuuisissa mittauksissa vuonna 2002 ja sitten myös pintavedessä vuonna 2007 (kuva 22).

Staurosira venter -lajin runsauden väheneminen vuoden 2005 tienoilla (20 cm sedimenttisyvyys) saattaa liittyä myös valon läpäisevyyden heikkenemiseen (Boeck et al. 2023). Valuma-alueella lisääntynyt peltoviljely ja metsien ojitus ovat lisänneet orgaanisen hiilen ja kiintoaineksen kulkeutumista järveen (Finer et al., 2020). Myös kaivoksen perustaminen on lisännyt kiintoaineksen määrää järvessä ja todennäköisesti samentanut vettä (Seppänen et al., 2023). Kiintoaineksen määrän lisääntyminen on heikentänyt valon tunkeutumista vesimassaan (Ahonen, 2024), mikä puolestaan on

suosinut planktonisia lajeja, kuten *Aulacoseira*-suvun piileviä sekä pieniä cyclotelloideja, esimerkiksi *Cyclotella*- ja *Discostella*-suvun lajeja.



Kuva 25. Sulkavanjärven syvyysprofiili, magneettinen susceptibiliteetti, rakennekuvaus, fysikaaliset mittaukset, piilevien ravinteisuuskuvaajat sekä ikämalli. Punaisella vaakaviivalla on merkitty 1.) Maatalouden tehostuminen, 2.) Siilinkosken padon rakennus ja 3.) Apatiittikaivoksen toiminnan aloitus.

6.4 Vaihe 4: Hapettunut pinta (AD 2011-2024, 15–0 cm)

Sedimentin pintaosa on fysikaalisten parametrien tulkinnan kannalta usein haastava, sillä se on tyypillisesti erittäin vesipitoista eikä ole vielä ehtinyt kompaktoitua lopulliseen tilaansa (Håkanson & Jansson, 1983). Sulkavanjärven pintasedimentissä tämä näkyy erityisen selvästi ylimmässä 5 cm:ssä, jossa vesipitoisuus on korkea, noin 75–78 %, ja irtotiheys samalla alhainen, noin 0,7–1,0 g/cm³ (kuva 24). Samanaikaisesti orgaanisen aineksen osuus kohoaa noin 15–18 %:n, mikä viittaa orgaanisen aineksen suhteellisen suureen osuuteen pintakerroksessa (kuva 24). Korkea vesipitoisuus yhdessä matalan irtotiheyden kanssa kuvastaa sedimentin nuorta ikää ja sitä, että orgaanisen aineksen

hajotus on vielä kesken (Menounos, 1997). Mekaaninen tiivistyminen ja löyhä pintakerros ovat luonnollinen osa sedimentaatioprosessia (Håkanson & Jansson, 1983).

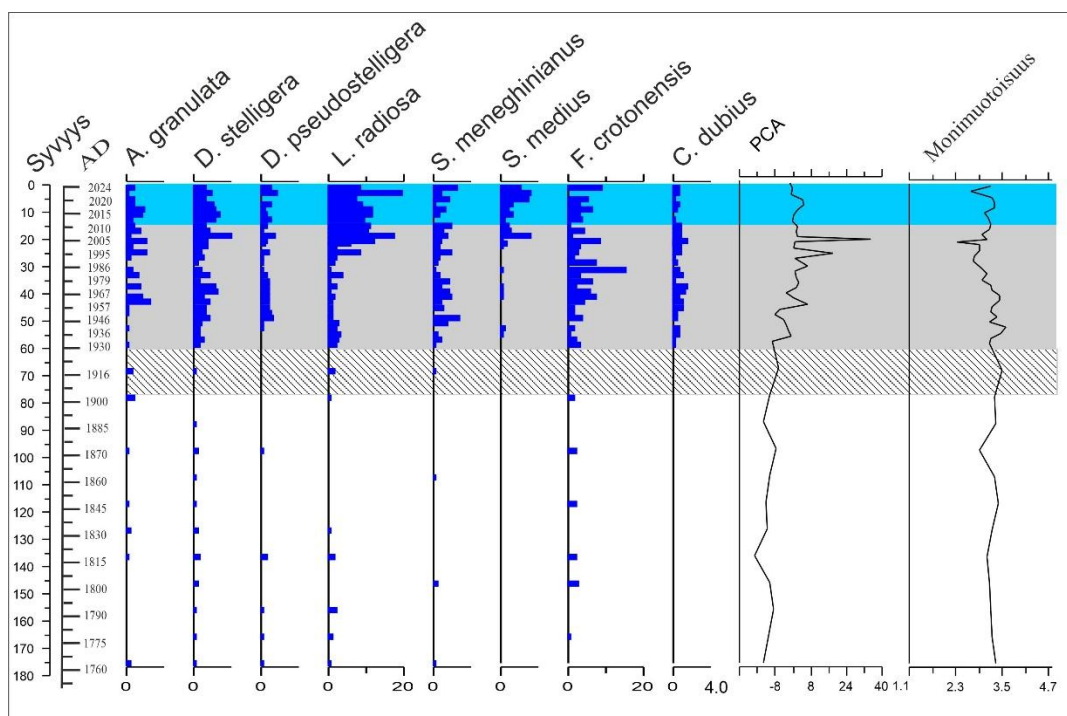
Talvisin Sulkavanjärven happipitoisuus on vaihdellut 0–4,3 mg/l vuosien 1995 ja 2017 (20–12 cm) välillä ja erityisesti loppupalvisin on havaittu hapettomuutta järven syvänteissä (Kauppinen et al., 2018). Kesäkerrostuneisuuden aikana liukoisen hapen pitoisuus on vaihdellut 0,1–2 mg/l välillä ja loppukesistä on myös havaittu hapettomuutta (Kauppinen et al., 2018).

Sulkavanjärven pohjan happitilannetta on pyritty parantamaan asentamalla Autioniemen ja Pyylahden syvänteisiin hapettimet vuonna 2018 ja Kiviniemen syvänteeseen 2019 (Saarijärvi, 2026). Hapettimien tarkoituksena on ollut parantaa alusveden happipitoisuutta, ja happitilanteen parannuttua sedimentin pintakerroksen bioturbaatio on lisääntynyt. Biologinen sekoittuminen estää selkeiden kerroksellisten rakenteiden säilymisen järven pohjassa (Salminen et al., 2021). Bioturbaatio sekoittaa sedimenttiä useiden senttimetrien syvyyteen ja voi hävittää aiemmin muodostuneita, selvästi erottuvia kerroksia. Tämän seurauksena sedimentin ylimmät osat ovat muuttuneet rakenteettomiksi, eikä kerroksellisuus säily välttämättä edes hapettimien asentamista vanhemmissa sedimenttikerroksissa (Salminen et al., 2021). Salminen et al. (2021) toteaa myös, että sedimentin sekoittuminen ulottuu laajemmalle alueelle, kuin pelkästään hapettimen välittömään läheisyyteen. Tämä voi osaltaan selittää myös Sulkavanjärven näytteenottosyvänteiden sedimentin sekoittumista, vaikka hapetinta ei ole asennettu juuri tähän syvänteeseen.

Sedimenttinäytteessä havaitut mustat, mahdollisesti sulfidipitoiset kerrokset noin 10 cm:n syvyydellä (2013 AD) saattavat liittyä sulfaattikuormituksen lisääntymiseen (Kauppinen et al., 2018) ja sitä seuranneeseen sulfaatin pelkistymiseen hapettomassa pohjasedimentissä. Orgaanisen aineksen lievä nousu 12 %:sta 18 %:iin 8 cm:ssä (kuva 24) liittyy hajotustoiminnan keskeneräisyyteen (Heiri et al., 2001).

Synedra nana yleistyy noin 12 cm:n (2012 AD) kohdalla ja Brugam (1983) yhdisti lajin luonnostaan meromiktisiin järviin. Sulkavanjärvessä *S. nana* voi viitata kerrostuneisuuden voimistumiseen. *S. venter*in esiintyvyys vähenee entisestään noin 15 cm syvyydellä ja laji katoaa kokonaan aivan pinnassa. Vaikka Mertens et al. (2025) luokittelevat *S. venter* -lajin meso-eutrofisten järvien lajiksi, sen vähenemiseen on

todennäköisesti vaikuttanut myös pienten planktonisten lajien kilpailuetu sekä se, että benttisenä lajina *S. venter* ei menesty, mikäli valon läpäisevyys heikkenee (Gushulak & Cumming, 2020). Ravinteiden määrän lisääntyminen voi toisaalta lisätä piileväyhteisön monimuotoisuutta (Ossyssek et al., 2023), mutta toisaalta nopeakasvuiset levät valtaavat elintilaa, jolloin monimuotoisuus voi laskea (Lotter, 2001), kuten monimuotoisuusindeksistä on havaittavissa syvyydellä 3 cm (kuva 26). Pääkomponenttianalyysin perusteella on nähtävissä piileväyhteisössä tapahtuva muutos kohti kerrostuneisuuden voimistumista ja toisaalta myös rehevöitymistä (kuva 15; punainen ympyrä). Lajit kuten *S. meneghinianus* ja *L. radiosa* menestyvät hyvin runsasravinteisissa ja kerrostuneissa järvissä (Stenger-Kovács et al., 2023; Rzedkiewicz et al., 2026).



Kuva 26. Sedimenttinäytteistä tunnistetut piilevät, jotka kuvastavat järven rehevöitymistä, ionipitoisuuden ja kerrostumisen muutoksia. Suurimmat muutokset tapahtuvat 1960-luvulta (syvyys 44 cm) ja 2000-luvun alusta (syvyys 20 cm). Vaihe 1: Homogeeninen rakenne 187–79 cm, AD 1747–1900 (valkoinen tausta), vaihe 2: Vaihettuminen 79–60 cm AD 1900–1930 (raidotettu tausta), vaihe 3: Heikosti kerroksellinen sedimentti 60–15 cm AD 1930–2010 (harmaa tausta) ja vaihe 4: Hapettunut pintasedimentti 15–0 cm AD 2010–2024 (vaaleansininen tausta).

Nykyhetken vedenlaatua Sulkavanjärvessä kuvastavat rantakiviltä kerätyt piilevät. Tunnistetuista piilevistä ainoastaan *Nitzschia Palea* on runsasravinteista elinympäristöä

vaativa laji ja taas *Achnantidium minutissimum* lajin runsas esiintyvyys on haasteellinen liittää vedenlaadun muutoksiin lajin laajan ekologiapreferenssin vuoksi (Mertens et al., 2025). Salonen et al., (2006) ja Tuovinen, (2010) ovat havainneet *A. minutissimum* -lajin sietävän korkeita metallipitoisuuksia ja lisääntyvän sellaisissa ympäristöissä, jotka ovat monille muille piileville liian vaativia.

Benttisistä lajeista *Encyonema minutum* ja *Reimaria sinuata* ovat tyypillisiä kivikkoisten rantojen piileviä ja sietävät kohtalaista ravinnepitoisuutta ja orgaanisen aineksen kuormitusta (Krammer & Lange-Bertalot, 1986). Rantakiviltä kerättyjen piilevien perusteella Sulkavanjärven ravinnekuormituksessa näyttäisi tapahtuneen parannusta, sillä runsasravinteisen järven piileviä ei havaittu merkittävän runsaina. Ravinnekuormituksen hienoista parannusta tukee myös järven seurantamittaukset, viimeisten 10 vuoden (2015–2025) kokonaisfosforipitoisuuden mediaani on 29 µg/l, kun se vuosina 1972–2014 31 µg/l. Toisaalta järven kokonaistyyppipitoisuuden mediaani on viimeisen 10 vuoden ajalta 980 µg/l, kun se oli mittausjaksolla 1972–2014 850 µg/l. Levätuotanto vaikuttaisi olevan voimistuneen kesäisin, sillä pH arvoissa havaitaan nousua elokuisisissa mittauksissa vuodesta 2003 (sedimenttisyvyys 20–19 cm) lähtien (kuva 20).

6.5 Siirtofunktion tarkastelu

6.5.1 Fosforipitoisuuden rekonstruointi

Siirtofunktio Sulkavanjärven fosforipitoisuudesta osoittaa, että järvi on ollut pitkään runsasravinteinen. Vaikka rehevöitymistä on tapahtunut, kokonaisfosforipitoisuus ei todennäköisesti ole ollut keskeisin tekijä järven ekologisen tilan muutoksissa. Piilevistä rekonstruoidun veden fosforipitoisuudet vaihtelevat 25 ja 30 µg/l (mediaani 23 µg/l) välillä sedimentin pohjaosissa (187–70 cm), mikä vastaa nykyluokituksen mukaan keskiravinteista tilaa (Aroviita et al., 2019). Siirtofunktio tarkastelee kuitenkin yksittäisten arvojen sijaan yleisiä suuntauksia (Tammelin et al. 2017) eikä Sulkavanjärven siirtofunktiossa tällä syvyysvälillä ole havaittavissa nousevaa tai laskevaa suuntausta (Kauppila, 2002).

Vaihettumisvyöhykkeen rekonstruoitu kokonaisfosfori noudattelee samankaltaista kokonaisfosforipitoisuutta kuin pohjaosissakin. Hetkellinen fosforipitoisuuden lasku tapahtuu 54 cm:n kohdalla, mutta tulkintaa voi vääristää se, että siirtofunktiossa

käytettyjen lajien mallinnusluotettavuus tässä kohtaa laskee myös. Tällä syvyydellä järveen on myös kerrostunut silmin havaittava mineraalikerros, joka on nähtävissä myös orgaanisen aineksen määrän laskuna sekä irtotiheyden nousuna (kuva 27). Mallilajien osuus on 68 % syvyydellä 54 cm, kun kokonaisuudessa mallilajien osuus on 80 % luokkaa. Siirtofunktion perusteella kokonaisfosforipitoisuus kuvastaa kuitenkin keskiravinteisen järven olosuhteita vaihettumisen aikana (syvyysväli 79–60 cm).

Maankäytön lisääntyminen vuoden 1930 (sedimenttisyvyys 59 cm) tienoilla sekä padon rakentamisen seurauksena valuma-alueelta on kerrostunut järveen hetkellisesti mineraaliainesta aiempaa enemmän. Tämä nähdään myös piilevälajiston muutoksena kohti rehevempiä olosuhteita ja sen myötä myös rekonstruoidun fosforipitoisuuden kasvuna, sen vaihdellessa 21–40 $\mu\text{g/l}$ välillä (mediaani 32 $\mu\text{g/l}$). Korkein rekonstruoitu fosforipitoisuus havaitaan syvyydellä 45 cm (AD 1957), joka osuu samalle sedimenttisyvyydelle kuin voimakas mineraaliaineksen kerrostuminen. Tämä tukee osaltaan tulkintaa eroosion lisääntymisen aiheuttamasta kuormituksesta (Tammelin et al., 2017).

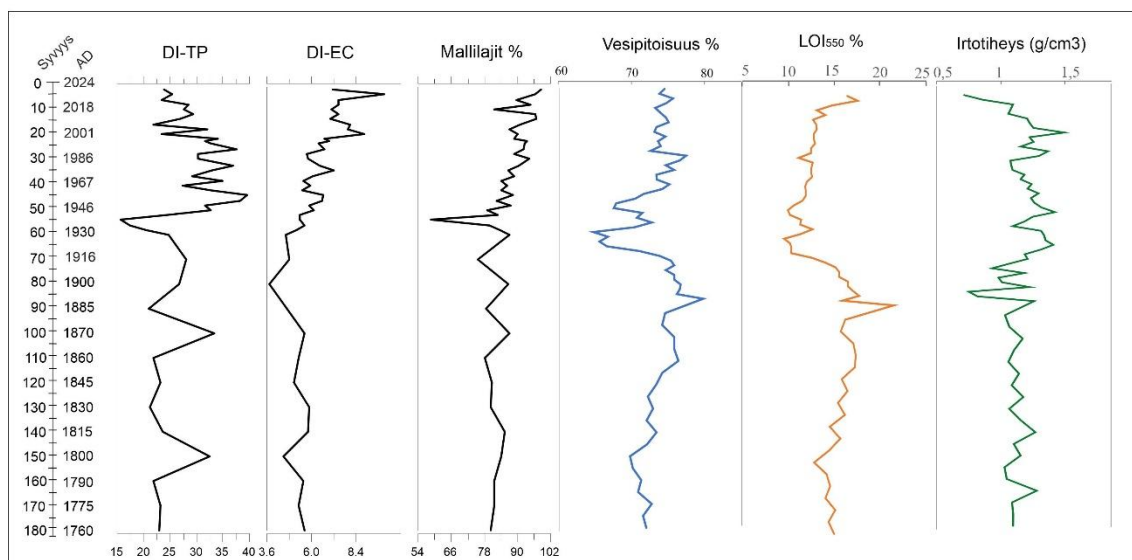
Ajanjaksolla 1940–2000 (53–22 cm) järven tila on ollut runsasravinteinen, vaikka järvi ei ole rekonstruoidun veden kokonaisfosforipitoisuuden perusteella kovin voimakkaasti rehevöitynyt. Järvi luokitellaan runsasravinteiseksi, mikäli kokonaisfosforipitoisuus ylittää 25 $\mu\text{g/l}$ (Aroviita et al., 2019). Rekonstruoidut fosforipitoisuudet viittaavat kuitenkin siihen, että Sulkavanjärven luontainen ravinnetaso on ollut koko tarkastelujakson ajan mesotrofinen, mikä heijastaa valuma-alueen geologisia ominaisuuksia. Piileväaineistosta rekonstruoiduissa veden kokonaisfosforipitoisuuksissa on kuitenkin tapahtunut nousua erityisesti toisen maailmansodan jälkeen, jolloin rekonstruoidut arvot kasvavat noin 20–25 $\mu\text{g/l}$ tasolta noin 30 $\mu\text{g/l}$ tasolle. Tämä viittaa siihen, että geologisten taustatekijöiden lisäksi myös valuma-alueen maankäytön muutokset ja muu ihmistoiminta ovat vaikuttaneet järven ravinnetasoon.

Sedimentin yläosissa (0–15 cm) fosforipitoisuudessa tapahtuu hienoista laskua (vaihteluväli 22–29 $\mu\text{g/l}$, mediaani 26 $\mu\text{g/l}$), mikä todennäköisesti on seurausta ravinteiden määrän laskusta maataloudessa sekä mahdollisesti myös vuonna 2018 asennettujen hapettimien (Saarijärvi, 2026) vähentäessä sedimentistä vapautuvaa fosforia (Varjo, 2001).

6.5.2 Sähkönjohtavuuden rekonstruointi

Sähkönjohtavuudessa, toisin kuin fosforipitoisuudessa, on nähtävissä nousevaa suuntaa jo vaihettumisvyöhykkeellä, mikä vastaa sedimenttinäytteen syvyyttä 79–60 cm ja 1900–1930 AD (kuva 27). Samankaltaista mallilajien prosentuaalista laskua ei myöskään ole havaittavissa ja rekonstruoitu sähkönjohtavuus näyttäytyy johdonmukaisena. Järven kehityskaarta ajatellen vaihtuminen on johtunut valuma-alueella tapahtuneista muutoksista esimerkiksi eroosion lisääntymisen myötä, jolloin myös ioneja on liennut enemmän veteen ja nostanut sähkönjohtavuutta (Liu et al., 2020; Stenger-Kovács et al., 2023). Nämä ovat yhteydessä valuma-alueen geologiaan, maankäyttöön sekä luonnolliseen karu–rehevä–gradienttiin (Kauppila et al., 2012). Tammelin & Kauppila (2018) havaitsivat Pohjois-Savon hienoaineksesta koostuvan maaperän nostavan luonnollisen valunnan myötä järvien sähkönjohtavuutta.

Sähkönjohtavuus vaikuttaa piilevien elinolosuhteisiin erityisesti suolaisuuden ja veden kerrostumisen kautta. Suolainen vesi on tiheämpää, minkä vuoksi se painuu helpommin pohjaan ja voimistaa veden kerrostumista (Stenger-Kovács et al., 2023; Kehusmaa et al., 2025). Piileväaineistossa havaittava pienten planktisten levien yleistymisen 30–20 cm:n syvyydellä (1986–2005 AD) tukee sekä rekonstruoidussa sähkönjohtavuudessa että järven seurantamittausten sähkönjohtavuudessa havaittua nousua, sillä pienet planktiset levät hyötyvät kerrostuneisuuden voimistumisesta (Kehusmaa et al., 2025). Järven vedenlaadun seurantamittauksissa on havaittavissa selvää nousua vuodesta 1996 lähtien ja sekä alkuväestä että loppukesästä sähkönjohtavuus on noussut nykyhetkeen saakka. Sama nousu on havaittavissa rekonstruoidussa sähkönjohtavuudessa vuodesta 1992 (sedimenttisyvyys 27 cm).



Kuva 27. Sulkavanjärven piilevänäytteistä rekonstruoidut fosforipitoisuus ja sähkönjohtavuus yhdistettynä sedimenttinäytteen fysikaalisiin mittauksiin. Havainnollistettuna fosforipitoisuuden ja sähkönjohtavuuden vaihtelua ja suuntausta fysikaalisten mittausten vaihteluun (mustat vaakaviivat).

6.6 Sulkavanjärven tyypittelyn tarkastelu

Lekan et al., (2008) mukaan pienet humusjärvet ovat tyypillisesti ravinnepitoisuuksiltaan alhaisia (kokonaisfosfori $< 20 \mu\text{g/l}$) ja sijaitsevat moreeni- tai turvemaiden valuma-alueilla. Näkösyvyys humusjärvissä vaihtelee tavallisesti 1,5–3,5 metrin välillä ja veden pH on lievästi hapan (Leka et al., 2008). Sulkavanjärven valuma-alue poikkeaa osittain tästä tyypittelystä, sillä järven maaperä on pääosin savipitoista kivennäismaata (Geologian tutkimuskeskus, 2025b). Valuma-alueen geologia viittaa ravinteikkaaseen mineraaliaineksen ja toisaalta myös orgaanisen aineksen kuormitukseen. Humusjärville tyypillisiä piileviä ovat muun muassa *Eunotia* -suvun piilevät ja *Frustulia rhomboides* Ehrenberg (Krammer & Lange-Bertalot, 1986; Krammer & Lange-Bertalot, 1991b), ja näiden lajien hyvin vähäinen esiintyminen Sulkavanjärvessä suhteessa planktonisiin ja rehevyyttä indikoiviin lajeihin läpi koko tutkitun ajanjakson, viittaa siihen, että järven luontainen ekologinen tila poikkeaa tyypillisestä humusjärvestä. Erityisesti *Aulacoseira ambigua* sekä *Staurosira venter* ovat runsas- ja keskiravinteisten olosuhteiden lajeja ja niiden runsas esiintyminen Sulkavanjärvessä ennen 1900-lukua ja intensiivisiä maankäytöllisiä muutoksia viittaa siihen, että alueen geologisilla ominaisuuksilla on merkittävä vaikutus järven ekologiseen tilaan. Nuoremmissa kerrostumissa runsastuneet planktiset lajit, kuten *Lindavia radiosa* ja *Discostella*-suvun lajit ilmentävät edelleen

runsasravinteisia olosuhteita ja humusjärville tyypillisiä lajeja ei esiinny piilevyhteisössä.

Myös muut biologiset tekijät tukevat tyypittelyn ristiriitaa: kalasto on särkikalavaltainen ja viittaa reheviin olosuhteisiin (Kuoppala et al., 2018) ja pohjaeläimistö koostuu vähähappisia oloja suosivista surviaissääskistä, joiden määrän on havaittu vähentyneen pitkällä aikavälillä (Kauppinen et al., 2018).

Näiden indikaattorien perusteella Sulkavanjärven ekologinen tila ei vastaa tyypillistä pientä humusjärveä, vaan viittaa ravinteikkaampaan kehityssuuntaan. Kauppila et al., (2012) havaitsivat samankaltaisen tilanteen Kirmanjärven kohdalla, joka oli tyypitelty pieneksi humusjärveksi, mutta tutkimuksessa käytettyjen piilevä- ja syanobakteeriaineiston, viherlevien sekä surviaissääsken toukkien pääkapseleiden perusteella järvi edusti luontaisesti rehevää järveä. Tämän tutkimuksen valossa Sulkavanjärven ekologiaan vaikuttavia muuttujia tulisi tutkia tarkemmin ja laajemmin sekä järven tyypittelyä arvioida uudelleen näiden indikaattoreiden valossa. Tällöin olisi mahdollista saada tarkempi kuva siitä, millaisia raja-arvoja tulisi käyttää, kun arvioidaan maankäytön vaikutuksia Sulkavanjärveen.

6.6 Virhetarkastelu

Tämän tutkimuksen menetelmissä on muutamia heikkouksia ja epävarmuustekijöitä. Ensimmäiset niistä liittyvät sedimentin kronologiaan sekä sedimenttinäytteen kairaukseen. Sedimentin sekoittuminen resuspension, bioturbaation ja järven pohjan epätasaisuuden vuoksi voi aiheuttaa vääristymää cesium ja lyijyisotooppien määrässä. ^{137}Cs ja ^{210}Pb profiilien perusteella ei kuitenkaan havaittu merkittävää sekoittumista ja CRS-mallin selitysaste ($r^2=0,91$) on riittävän luotettava sedimenttinäytteen kronologian määrittämiseksi. Livingstone tyypillisellä mäntäkairalla kairatessa erityisesti aivan pinta (0–5 cm) voi sekoittua tai painua kasaan (Glew et al., 2001). Ajoitus-profiilin sekä häiriintymättömän jääsorminäytteen perusteella merkittävää kokoon painumista tai sekoittumista ei kuitenkaan ole tapahtunut. Kairausnäytettä ei saatu kerättyä alkuperäisen tutkimussuunnitelman mukaisesta järven syvimmästä paikasta hapettimien asennuksen vuoksi ja kairauspisteen paikka edustaa voimakkaammin Sulkavanjärven länsipuolen valuma-aluetta. Kuitenkin Zolitschka et al. (2015) toteaa järven syvängien kairauksen edustavan hyvin koko järven sedimentaation muutoksia. Piileväaineisto edustaa myös

hyvin koko järven vedenlaadun muutoksia, sillä erityisesti planktiset levät elävät fysikaalisesti sekoittuvassa pintavedessä (Battarbee et al., 1997, 2001; Rioual et al., 2007).

Ajoituksen ja sedimenttikairauksen lisäksi piilevien tunnistus ja näytteiden keruu aiheuttaa tuloksiin epävarmuutta. Näytteiden keruu silmämääräisesti mittanauhan avulla ei ole absoluuttinen syvyyden suhteen ja voi aiheuttaa muutamien millimetrien epätarkkuuden piilevien esiintyvyydessä. Sedimentaationopeuden arvioitiin olevan noin 0,7 cm/v, jolloin muutaman millimetrin näytteenottovirhe vastaa arviolta alle vuoden eroa, eikä näin ollen todennäköisesti vaikuta merkittävästi pitkän aikavälin ekologiseen tulkintaan.

Piilevien taksonominen tunnistus on aina subjektiivista ja vaatii kokemusta. Valomikroskoopilla tehty lajitunnistus jättää aina pientä epävarmuutta sillä samankaltaiset lajit, kuten *Aulacoseira* -suvun ja *Fragilaria* -suvun lajit, voivat olla vaikeita erottaa toisistaan. Piilevien tunnistus vaikuttaa automaattisesti siirtofunktion käyttöön (Juggins, 2013) ja siirtofunktiolla on myös omia rajoitteita tutkimuskäytössä (Whitmore et al., 2015). Siirtofunktiot olettavat, että lajien ekologiset optimit ja toleranssit ovat pysyneet muuttumattomina vuosituhansien aikana. Tämä ei kuitenkaan läheskään aina pidä paikkaansa, erityisesti voimakkaan ilmastonmuutoksen, maankäytön tai happamuuden muutosten aikana (Liu et al., 2020). Päällekkäiset ympäristögradientit ovat yksi siirtofunktiomenetelmien perustavanlaatuisimmista rajoitteista (Juggins, 2013). Tämän tutkimuksen kannalta piilevien tunnistamisessa epävarmuutta toi juuri *Aulacoseira* -suvun lajien erottaminen toisistaan. Siirtofunktion perusteella piilevälajisto reagoi systemaattisesti kokonaisfosforigradiettiin ja selitysaste on hyvä ($r^2_{\text{jack}}=0,72$). Siirtofunktio osoittaa kuitenkin kohtalaista epävarmuutta (RMSEP 0,191 log $\mu\text{g/l}^{-1}$), mikä on tyypillistä ravinnegradientteihin perustuville siirtofunktioille (Tammelin et al., 2017). Sähkönjohtavuuden siirtofunktion selitysaste on myös hyvä ($r^2_{\text{jack}}=0,71$) ja ennustusvirhe pienempi (RMSEP 0,089 log mS/m^{-1}) (Tammelin, 2026). Järviekosysteemeissä on tärkeää huomioda, että useat ympäristömuuttujat korreloivat keskenään ja piilevien havaittu lajistovaste ei heijasta yksittäisen muuttujan (esim. fosforipitoisuus) itsenäistä vaikutusta, vaan useiden tekijöiden yhteisvaikutusta (Birks, 2010; Juggins, 2013).

7. Johtopäätökset

Sulkavanjärven tyypittelyä pieneksi humusjärveksi on tämän tutkimuksen perusteella tarpeen tarkastella uudelleen. Järvessä menestyvä piileväyhteisö viittaa runsasravinteiseen veteen, mutta pelkästään fosforipitoisuus ei tämän tutkimuksen perusteella ole järven ekologiaan voimakkaimmin vaikuttava tekijä. Alueen fosforipitoiset mineraalit ovat vaikuttaneet järven vedenlaatuun vuosisatojen ajan ja ne vaikuttavat taustalla edelleen, vaikka maankäyttö alueella on muuttunut. Järven ekologinen muutos on alkanut pikkuhiljaa 1900-luvun alussa ja jatkunut samankaltaisena 2000-luvulle saakka. Kaivoksen perustaminen järven läheisyyteen on lisännyt mineraaliaineksen kerrostumista ja nostanut järven sähkönjohtavuutta todennäköisesti sulfaattikuormituksen takia. Järven piileväyhteisössä on havaittavissa korkeaa sähkönjohtavuutta sietäviä lajeja, kuten *Discostella pseudostelligera* ja *Stephanodiscus medius*, jotka yleistyvät kaivoksen perustamisen jälkeen. Sulkavanjärven rehevöitymisen tilaan on ensin vaikuttanut voimakkaasti alueen asuttaminen sekä maa- ja metsätalous ja myöhemmin kaivostoiminnan pistekuormitus. Geologinen taustavaikutus ylläpitää luontaisesti reheviä olosuhteita, mutta rehevöitymistä on tapahtunut myös ihmistoiminnan vaikutuksesta.

8. Kiitokset

Haluan kiittää ohjaajiani Saija Saarnia ja Nanna Tuovista kärsivällisestä ja asiantuntevasta ohjauksesta. Haluan kiittää ohjauksesta myös Erkki Saarijärveä Vesi–Eko Oy:sta sekä mielenkiintoisen tutkimusaiheen tarjoamisesta yhdessä Hanna Lampisen (Yara Suomi Oy) kanssa. Lisäksi esitän kiitokseni Mira Tammelinille avusta ja arvokkaista vinkeistä sekä Eila Hietaharjulle tuesta ja neuvoista.

9. Lähteet

- Aapala, K., Similä, M., & Kuhmonen, A. (2025). *Soiden ennallistamisopas* (Kuhmonen Anna, Ed.). Metsähallitus.
- Ahonen, S. (2024). *The Impact of Optical Properties on Spectral Light Availability and Biomass of Phytoplankton in Boreal Lakes* [University of Jyväskylä].
<http://urn.fi/URN:ISBN:978-952-86-0150-0>
- Alanen, J., & Rintamäki, H. (1990). *Viitostie: Viitostietä tulevaisuuteen*.
- Aluehallintovirasto. (2022). *Sulkavanjärven ja Pieni Sulkavan säännöstelyn tarkistaminen*. (Päätös 66/2016).
- Aroviita, J., Mitikka, S., & Vienonen, S. (2019). *Pintavesien tilan luokittelu ja arviointiperusteet vesienhoidon kolmannella kaudella. Suomen ympäristökeskuksen raportteja 37/2019*. Suomen ympäristökeskus.
- Arvola, L., Rask, M., Ruuhijärvi, J., Tulonen, T., Vuorenmaa, J., Ruoho-Airola, T., & Tulonen, J. (2010). Long-term patterns in pH and colour in small acidic boreal lakes of varying hydrological and landscape settings. *Biogeochemistry*, 101(1), 269–279.
<https://doi.org/10.1007/s10533-010-9473-y>
- Ask, J., Karlsson, J., Persson, L., Ask, P., Bystrom, P., & Jansson, M. (2009). Terrestrial organic matter and light penetration: Effects on bacterial and primary production in lakes. *Limnology and Oceanography*, 54(6), 2034–2040.
<https://doi.org/10.4319/lo.2009.54.6.2034>
- Battarbee, R. W., & Bennion, H. (2011). Palaeolimnology and its developing role in assessing the history and extent of human impact on lake ecosystems. *Journal of Paleolimnology*, 45(4), 399–404. <https://doi.org/10.1007/s10933-010-9423-7>
- Battarbee, R. W., Carvalho, L., & Juggins, S. (2001). Diatoms. In Smol J. P., Birks H.J., & Last W.M. (Eds.), *Tracking environmental change using lake sediments. Volume 3: Terrestrial, algal and siliceous indicators*. (Vol. 3, 8). Kluwer Academic Publishers.
<https://www.ebsco.com/terms-of-use>.
- Battarbee, R. W., Flower, R. J., Juggins, S., Patrick, S. T., & Stevenson, A. C. (1997). The relationship between diatoms and surface water quality in the Hoylandet area of Nord-Trøndelag, Norway. In *Hydrobiologia* (Vol. 348). Kluwer Academic Publishers.
- Behrenfeld, M. J., Halsey, K. H., Boss, E., Karp-Boss, L., Milligan, A. J., & Peers, G. (2021). Thoughts on the evolution and ecological niche of diatoms. *Ecological Monographs*, 91(3). <https://doi.org/10.1002/ecm.1457>
- Bengtsson, L. & E. M. (1986). Chemical analysis. In B. E. Berglund (Ed.), *Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology*. (pp. 423–448). John Wiley & Sons Ltd.

- Birks, H. J. B. (1998). Numerical tools in palaeolimnology—Progress, potentialities, and problems. In *Journal of Paleolimnology* (Vol. 20).
- Birks H.J.B. (1986). Late-Quaternary biotic changes in terrestrial and lacustrine environments, with particular reference to north-west Europe. In Berglund B.E. (Ed.), *Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology* (pp. 3–52). John Wiley & Sons Ltd.
- Birks J. B. (2010). Numerical methods for the analysis of diatom assemblage data. In Smol J. P. & Stoermer E.f. (Ed.), *The diatoms: Applications for the environmental and earth sciences*. (second edition, pp. 9–23). Cambridge University Press.
- Blanco, S. (2020). Diatom Taxonomy and Identification Keys. In *Modern Trends in Diatom Identification* (pp. 25–38). Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-030-39212-3_3
- Blengini, G. A., Latunussa, Cynthia, Eynard, U., Torres, de M. C., Wittmer, D., Georgitzikis, K., Pavel, C., Carrara, S., Mancini, L., Unguru, M., Blagoeva, D., Mathieux, F., & Pennington, David. (2020). *Study on the EU's list of Critical Raw Materials (2020) Final Report*. <https://doi.org/10.2873/904613>
- Bradbury, P., Cumming, B., & Laird, K. (2002). A 1500-year record of climatic and environmental change in Elk Lake, Minnesota III: measures of past primary productivity. In *Journal of Paleolimnology* (Vol. 27).
- Brugam, R. B. (1983). The relationship between fossil diatom assemblages and limnological conditions. *Hydrobiologia*, (98), 223–235.
- Bydén, S., Larsson, A.-M., & Olsson, M. (2003). *Mäta vatten: Undersökningar av sött och salt vatten* (3rd ed.). Göteborg's universitet. www.matavatten.se
- Chapman, D. V. (2021). *Water quality assessments: A guide to the use of biota, sediments, and water in environmental monitoring*. CRC Press.
- Cohen, A. S. (2003a). The chemical environments of lakes. In A. S. Cohen (Ed.), *Paleolimnology: The history and evolution of lake systems*. (pp. 69–95). Oxford University Press.
- Cohen, A. S. (2003b). The physical environment of lakes. In A. S. Cohen (Ed.), *Paleolimnology: The history and evolution of lake systems*. (pp. 56–68). Oxford University Press.
- Dean, W. E., & Schwalb, A. (2000). Holocene Environmental and Climatic Change in the Northern Great Plains as Recorded in the Geochemistry of Sediments in Pickerel Lake, South Dakota. *Quaternary International*, (67), 5–20.
<https://digitalcommons.unl.edu/usgsstaffpub><https://digitalcommons.unl.edu/usgsstaffpub/323>

- Dugan, H. A. (2023). Salinity and ionic composition of inland waters. In I. D. Jones & J. P. Smol (Eds.), *Limnology, Lake and river ecosystems*. (4th ed., pp. 275–295). Academic Press.
- Edlund, M. B., Ramstack Hobbs, J. M., Heathcote, A. J., Engstrom, D. R., Saros, J. E., Strock, K. E., Hobbs, W. O., Andresen, N. A., & VanderMeulen, D. D. (2022). Physical characteristics of northern forested lakes predict sensitivity to climate change. *Hydrobiologia*, 849(12), 2705–2729. <https://doi.org/10.1007/s10750-022-04887-9>
- Einarsson, T. (1986). Tephrochronology. In B. E. Berglund (Ed.), *Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology*. (pp. 329–339). John Wiley & Sons Ltd.
- Eloranta P. (2004). Järvien kunnostuksen limnologiset perusteet. In Ulvi T. & Lakso E. (Eds.), *Järvien kunnostus*. (pp. 13–28). Edita Prima Oy.
- Euroopan parlamentti ja neuvosto. (2000). 2000/60/EY.
- Euroopan unionin julkaisutoimisto. (2024). *Euroopan parlamentin ja neuvoston asetus (EU) 2024/1252*. <http://data.europa.eu/eli/reg/2024/1252/oj>
- Euroopan yhteisöjen virallinen lehti. (1991). *Neuvoston direktiivi yhdyskuntavesien käsittelystä*. 91/271/ETY.
- Euroopan yhteisöjen virallinen lehti. (1992). *Direktiivi 92/43/ETY*.
- Finér L., Lepistö A., Karlsson K., Räike A., Tattari S., Huttunen M., Härkönen L., Joensuu S., Kortelainen P., Mattsson T., Piirainen S., Sarkkola S., Sallantausta T., & Ukonmaanaho L. (2020). *Metsistä ja soilta tuleva vesistökuormitus 2020. MetsäVesi-hankkeen loppuraportti*.
- Geologian tutkimuskeskus. (2025a). *Kallioperä kartta 1:200 000*. Hakku-Palvelu. Tieto Haettu 10.3.2025.
- Geologian tutkimuskeskus. (2025b). *Maaperäkartta 1:100 000*. Hakku-Palvelu. Tieto Haettu 10.3.2025.
- Glew, J. R., Smol, J. P., & Last, W. M. (2001). Sediment core collection and extrusion. In W. M. Last & J. P. Smol (Eds.), *Tracking environmental change using lake sediments*. (Vol. 1, 5). Kluwer Academic Publishers.
- Granqvist, S. K. J., Heikkinen, J., Laksela, P., & Soininen, J. (2024). The effect of habitat on benthic diatoms in subarctic ponds—differences between rock and sediment. *Diatom Research*, 39(1), 13–26. <https://doi.org/10.1080/0269249X.2024.2369048>
- Grönlund, E., Kivinen, L., & Simola, H. (1992). Pollen analytical evidence for bronze-age cultivation in eastern Finland. *Arkeologiska Forskningslaboratoriet Stockholms Universitet*.
- Grotzinger, J., & Jordan, T. H. (2020). Earth surface processes and landscape development. In Grotzinger J. & Jordan T. H. (Eds.), *Understanding earth* (8th ed., pp. 453–486). W. H. Freeman and Company.

- Gushulak, C. A. C., & Cumming, B. F. (2020). Diatom assemblages are controlled by light attenuation in oligotrophic and mesotrophic lakes in northern Ontario (Canada). *Journal of Paleolimnology*, 64(4), 419–433. <https://doi.org/10.1007/s10933-020-00146-w>
- Håkanson, L., & Jansson, M. (1983). Principles of Lake Sedimentology. In *Principles of Lake Sedimentology*. Springer Berlin Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-69274-1>
- Hammer, O., Harper, D. A. T., & Ryan, P. D. (2001). *Past. Paleontological statistic software*. (4.03).
- Hedlund, C., & Hagman, C. (2020). Phytoplankton in humic and colored Nordic lakes. In *MINA fagrapport*.
- Heikkinen, A. (2022). *Kiveen kirjoitettu. Yara Siilinjärven historiikki*. Yara Suomi Oy, Siilinjärvi.
- Heikkinen, P. M., Räisänen, M. L., & Johnson, R. H. (2009). Geochemical characterization of seepage and drainage water quality from two sulphide mine tailings impoundments: Acid mine drainage versus neutral mine drainage. *Mine Water and the Environment*, 28(1), 30–49. <https://doi.org/10.1007/s10230-008-0056-2>
- Heiri, O., Lotter, A. F., & Lemcke, G. (2001). Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. In *Journal of Paleolimnology* (Vol. 25).
- Hofmann, A. M., Geist, J., Nowotny, L., & Raeder, U. (2020). Depth-distribution of lake benthic diatom assemblages in relation to light availability and substrate: implications for paleolimnological studies. *Journal of Paleolimnology*, 64(3), 315–334. <https://doi.org/10.1007/s10933-020-00139-9>
- Holopainen, I. J. (2004). Luontotyytit järvissä ja lammissa. In Walls M. & Rönkä M. (Eds.), *Veden varassa* (pp. 35–38). Edita Publishing Oy.
- Holopainen, I. J., & Karjalainen, H. (2004). Järvien rakenne ja toiminta. In Walls M. & Rönkä M. (Eds.), *Veden varassa* (pp. 31–35). Edita Publishing Oy.
- Holopainen, S., & Lehikoinen, A. (2022). Role of forest ditching and agriculture on water quality: Connecting the long-term physico-chemical subsurface state of lakes with landscape and habitat structure information. *Science of the Total Environment*, 806. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.151477>
- Ilmatieteenlaitos. (2023). *Ilmatieteenlaitos. Avoin data*. Tieto Haettu 16.10.2025.
- Jansen, J., Simpson, G. L., Weyhenmeyer, G. A., Härkönen, L. H., Paterson, A. M., del Giorgio, P. A., & Prairie, Y. T. (2024). Climate-driven deoxygenation of northern lakes. *Nature Climate Change*, 14(8), 832–838. <https://doi.org/10.1038/s41558-024-02058-3>
- Jansen, J., Weyhenmeyer, G. A., Härkönen, L. H., Paterson, A. M., del Giorgio, P. A., & Prairie, Y. T. (2025). Divergent oxygen trends in ice-covered lakes driven by ice-cover

- decline and ecological memory. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 122(27). <https://doi.org/10.1073/pnas.2426140122>
- Jenny, J. P., Normandeau, A., Francus, P., Taranu, Z. E., Gregory-Eaves, I., Lapointe, F., Jautzy, J., Ojala, A. E. K., Dorioz, J. M., Schimmelmann, A., & Zolitschkal, B. (2016). Urban point sources of nutrients were the leading cause for the historical spread of hypoxia across European lakes. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 113(45), 12655–12660. <https://doi.org/10.1073/pnas.1605480113>
- Jiang, C., Robinson, R., Vandenberg, R., Milovic, M., & Neville, L. (2023). Oil contamination of sediments by freeze-drying versus air-drying for organic geochemical analysis. *Environmental Geochemistry and Health*, 45(8), 5799–5811. <https://doi.org/10.1007/s10653-023-01594-9>
- Johansson, P., Lunkka, J. P., & Sarala, P. (2011). The glaciation of Finland. In J. Ehlers, P. L. Gibbard, & P. D. Hughes (Eds.), *Quaternary glaciations—Extent and chronology: A closer look*. (Vol. 15, pp. 105–116). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53447-7.00009-X>
- Jolis, E. M., Szentpéteri, K., O'Brien, H., Menzies, A. H., Nikkola, P., Heikkilä, P., Butcher, A. R., & Heino, P. (2025). Modern scanning- and micro-analytical spectroscopy – technologies and workflow to characterise critical raw materials: A case study of the Sokli Phosphate and Rare Earth Elements deposit, Finland. In *Ore Geology Reviews* (Vol. 185). Elsevier B.V. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2025.106683>
- Jonsson, A., Meili, M., Bergström, A. K., & Jansson, M. (2001). Whole-lake mineralization of allochthonous and autochthonous organic carbon in a large humic lake (Örträsket, N. Sweden). *Limnology and Oceanography*, 46(7), 1691–1700. <https://doi.org/10.4319/lo.2001.46.7.1691>
- Juggins, S. (2003). *C2 Software for ecological and palaeoecological data analysis and visualisation User guide Version 1.5*. <http://www.staff.ncl.ac.uk/stephen.juggins>
- Juggins, S. (2013). Quantitative reconstructions in palaeolimnology: New paradigm or sick science? In *Quaternary Science Reviews* (Vol. 64, pp. 20–32). <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.12.014>
- Juggins, S., & Birks, J. B. H. (2001). Quantative environmental reconstructions from biological data. In L. F. A., J. S., S. P. J. Birks H. John B. (Ed.), *Tracking environmental change using lake sediments*. (pp. 431–494). Springer Netherlands.
- Julius, M. L. & Theriot, E. C. (2010). The diatoms: a primer. In J. P. Smol & E. F. Stoermer (Eds.), *The Diatoms—Applications for the environmental and earth sciences*. (2nd ed., pp. 8–22). Cambridge University Press.

- Kareksela, S., Ojanen, P., Aapala, K., Haapalehto, T., Ilmonen, J., Koskinen, M., Laiho, R., Laine, A., Maanavilja, L., Marttila, H., Minkkinen, K., Nieminen, M., Ronkanen, A.-K., Sallantausta, T., Sarkkola, S., Tolvanen, A., Tuittila, E.-S., & Vasander, H. (2021). Soiden ennallistamisen suoluonto-, vesistö-, ja ilmastovaikutukset. Vertaisarvioitu raportti. *Suomen Luontopaneelin Julkaisuja*. <https://doi.org/10.17011/jyx/slj/2021/3b>
- Karjalainen H. (2004). Järven pohjan elämää. In Walls M. & Rönkä M. (Eds.), *Veden varassa*. (pp. 39–43). Edita Publishing Oy.
- Kasurinen, R., & Kasurinen, J. (1975). *Siilinjärvi. Puoli vuosisataa kunnan ja seurakunnan kehitystä sanoin ja kuvin*. Savon sanomain Kirjapaino Oy.
- Kauppila, P., Liisa, M., Ja, R., & Myllyoja, S. (2011). *Metallimalmikaivostoiminnan parhaat ympäristökäytännöt*.
- Kauppila T. (2002). *Lake eutrofication studies in southern Finland employing diatom-based total phosphorus inference models and sedimentary phosphorus fractionations*. Turun yliopisto.
- Kauppila, T., Kanninen, A., Viitasalo, M., Räsänen, J., Meissner, K., & Mattila, J. (2012). Comparing long term sediment records to current biological quality element data - Implications for bioassessment and management of a eutrophic lake. *Limnologica*, 42(1), 19–30. <https://doi.org/10.1016/j.limno.2011.07.001>
- Kauppila, T., Kauppila, P. M., Räsänen, M. L., Makkonen, H., Jantunen, J., Komulainen, J., Törmä, H., Kauppinen, T., Leppänen, M. T., Tornivaara, A., Kemppainen, E., Liukko, U.-M., Raunio, A., Marttunen, M., Mustajoki, J., Huttula, T., Kauppi, S., Ekholm, P., Tran-Nguyen, E., ... Hietala, J. (2015). *Hyviä käytäntöjä kaivoshankkeiden ympäristövaikutusten arvioinnissa Hyviä käytäntöjä kaivoshankkeiden ympäristövaikutusten arvioinnissa. Tutkimusraportti 222* (Kauppila T., Ed.). Geologian tutkimuskeskus.
- Kauppinen E., Lappalainen O., Heitto L., Saarijärvi E., & Sarpakunnas M. (2018). *Sulkavanjärven ekologinen tila 2017*. www.vesieko.fi
- Kehusmaa, K., Kauppila, T., Österholm, P., Juntunen, J., & Saarni, S. (2023). Properties and stability of mining-induced meromixis in Two small boreal lakes in Eastern Finland. *Mine Water and the Environment*, 42(1), 24–39. <https://doi.org/10.1007/s10230-023-00915-9>
- Kehusmaa, K., Tammelin, M., Kauppila, T., Österholm, P., & Saarni, S. (2025). Geochemical shifts, ecological consequences, and onset of meromixis in a mine water impacted boreal lake. *Hydrobiologia*. <https://doi.org/10.1007/s10750-025-06058-y>
- Kersalo, J., & Pirinen, P. (2009). *Suomen maakuntien ilmasto*.
- Klanten, Y., Couture, R. M., Christoffersen, K. S., Vincent, W. F., & Antoniadis, D. (2023). Oxygen Depletion in Arctic Lakes: Circumpolar Trends, Biogeochemical Processes, and

- Implications of Climate Change. In *Global Biogeochemical Cycles* (Vol. 37, Number 5). John Wiley and Sons Inc. <https://doi.org/10.1029/2022GB007616>
- Koljonen, T., & Tanskanen, H. (1992). Maaperä. In T. Koljonen (Ed.), *Suomen geokemian atlas, osa 2: Moreeni*. (pp. 40–48). Geologian tutkimuskeskus.
- Kotaniemi J., Manninen P., & Roiha T. (2022). *Vuoksen vesienhoitoalueen vesienhoitosuunnitelma vuosille 2022–2027. Osa 1. Vesienhoitoaluekohtaiset tiedot*. www.doria.fi/ely-keskus
- Kragh, T., & Sand-Jensen, K. (2018). Carbon limitation of lake productivity. *Proceedings of the Royal Society B: Biological Sciences*, 285(1891). <https://doi.org/10.1098/rspb.2018.1415>
- Krammer, K., & Lange-Bertalot, H. (1986). Bacillariophyceae 1 Teil: Naviculaceae. In K. Krammer & H. Lange-Bertalot (Eds.), *Süsswasserflora von Mitteleuropa.: Band 2* (p. 876). Gustav Fischer Verlag.
- Krammer, K., & Lange-Bertalot, H. (1988). *Bacillariophyceae Teil 2. Bacillariaceae, Epithemiaceae, Surirellaceae. Süßwasserflora von Mitteleuropa.: Band 2*. Gustav Fischer Verlag.
- Krammer, K., & Lange-Bertalot, H. (1991a). Bacillariophyceae 4. Teil: Achnanthaceae, Kritische Ergänzungen zu Navicula (Lineolatae) und Gomphonema. In H. Ettl, G. Gärtner, J. Gerloff, H. Heynig, & D. Mollenhauer (Eds.), *Süsswasser flora von Mitteleuropa*. (p. 437). Gustav Fischer Verlag.
- Krammer, K., & Lange-Bertalot, H. (1991b). *Süsswasserflora von Mitteleuropa: Bacillariophyceae 3. Teil: Centrales, Fragilariaceae, Eunotiaceae*. (H. Ettl, J. Gerloff, H. Heynig, & D. Mollenhauer, Eds.). Gustav Fischer Verlag.
- Kuoppala, M., Aroviita, J., Ilmonen, J., Jormola, J., Karonen, M., Kotaniemi, J., Luotonen, H., Muotka, T., Mykrä, H., Rintanen, T., Sojakka, P., Teeriaho, J., Teppo, A., Toivonen, H., Urho, L., & Vuori, K.-M. (2018). *Sisävedet ja rannat*.
- Kutilainen, M. (2013). *Vanhat kartat*. Maanmittauslaitos. Tieto Haettu 20.2.2026.
- Ladwig, R., Rock, L. A., & Dugan, H. A. (2023). Impact of salinization on lake stratification and spring mixing. *Limnology And Oceanography Letters*, 8(1), 93–102. <https://doi.org/10.1002/lol2.10215>
- Lahermo, P., Väänänen, P., Tarvainen, T., & Salminen, R. (1996). *Suomen geokemian atlas, osa 3: Ympäristögeokemia-purovedet ja sedimentit*. Geologian tutkimuskeskus.
- Larsen, C. E., & Macdonald, G. M. (1993). Lake morfometry, sediment mixing and the selection of sites for fine resolution palaeoecological studies. In *Quaternary Science Reviews* (Vol. 12).
- Lehner B. (2025). Rivers and lakes—Their distribution, origins and forms. In *Wetzel's Limnology—Lake and river ecosystems*. (4th ed., pp. 25–54). Academic Press.

- Leka J., Ilmonen J., Kokko A., Lammi A., Lampolahti J., Muotka T., Rintanen T., Sojakka P., Teppo A., Toivonen H., Urho L., Vuori K-M., & Vuoristo H. (2008). *Sisävedet ja rannat*. Leppäranta M., Arvola L., & Huttula T. (2021). *Suomalainen järvikirja*. Minerva Kustannus Oy.
- Liu, B., Chen, S., Liu, H., & Guan, Y. (2020). Changes in the ratio of benthic to planktonic diatoms to eutrophication status of Muskegon Lake through time: Implications for a valuable indicator on water quality. *Ecological Indicators*, 114. <https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2020.106284>
- Lotter, A. F. (2001). The effect of eutrofication on diatom diversity: examples from six Swiss lakes. In R. Jahn, J. P. Kociolek, A. Witkowski, & P. Compère (Eds.), *Lange-BertalotFestschrift*. (pp. 417–432). Gantner.
- Luoto, T. P., Nevalainen, L., Kauppila, T., Tammelin, M., & Sarmaja-Korjonen, K. (2012). Diatom-inferred total phosphorus from dystrophic Lake Arapisto, Finland, in relation to Holocene paleoclimate. *Quaternary Research (United States)*, 78(2), 248–255. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2012.05.009>
- Maanmittauslaitos. (2007). *Peruskarttarasteri 1:10 000. Maastokartta*. Tieto Haettu 10.3.2025. <https://kartta.paikkatieto.fi>
- Maanmittauslaitos. (2010). *Ilmakuva*. Tieto Haettu 10.3.2025. <https://kartta.paikkatietoikkuna.fi>
- Mäkinen, J., Kauppila, T., Loukola-Ruskeeniemi, K., Mattila, J., & Miettinen, J. (2010). Impacts of point source and diffuse metal and nutrient loading on three northern boreal lakes. *Journal of Geochemical Exploration*, 104(1–2), 47–60. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2009.11.007>
- Mäkinen, J., & Ojala, A. E. K. (2013). Sedimentation dynamics and metal loading in Lake Pyhäjärvi, Finland. *Journal of Paleolimnology*, 50(1), 1–13. <https://doi.org/10.1007/s10933-013-9688-8>
- Mattsson, H. B., Högdahl, K., Carlsson, M., & Malehmir, A. (2019). The role of mafic dykes in the petrogenesis of the Archean Siilinjärvi carbonatite complex, east-central Finland. *Lithos*, 342–343, 468–479. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.06.011>
- Menounos, B. (1997). The water content of lake sediments and its relationship to other physical parameters: an alpine case study. *The Holocene*, 7(2), 207–212.
- Meriläinen, J. J., Hynynen, J., Palomäki, A., Mäntykoski, K., & Witick, A. (2003). Environmental history of an urban lake: a palaeolimnological study of Lake Jyväsjärvi, Finland. *Journal of Paleolimnology*, (30), 387–406. www.jyu.fi
- Mertens, A., van der Wal, J., Verweij, G., Pex, B., van Dulmen, A., & van Dam, H. (2025). A revised list of diatom ecological indicator values in The Netherlands. *Ecological Indicators*, 172. <https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2025.113219>

- Meyers, P. A., & Teranes, J. L. (2001). Sediment organic matter. In W. M. Last & J. P. Smol (Eds.), *Tracking environmental change using lake sediments. Physical and geochemical methods*. (Vol. 2, pp. 239–270). Kluwer Academic Publishers.
- Niemistö, J., Silvonen, S., & Horppila, J. (2020). Effects of hypolimnetic aeration on the quantity and quality of settling material in a eutrophied dimictic lake. *Hydrobiologia*, 847(21), 4525–4537. <https://doi.org/10.1007/s10750-019-04160-6>
- Niemistö, Juha. (2008). *Sediment resuspension as a water quality regulator in lakes*. Helsingin yliopisto.
- O'Brien, H. E., Peltonen, P., & Vartiainen, H. (2005). Kimberlites, carbonatites and alkaline rocks. In M. Lehtinen, P. A. Nurmi, & O. T. Rämö (Eds.), *Precambrian geology of Finland: Key to the evolution of the Fennoscandian Shield*. (pp. 605–644). Elsevier B. V.
- O'Brien, H., Heilimo, E., & Heino, P. (2015). The Archean Siilinjärvi Carbonatite Complex. In *Mineral Deposits of Finland* (pp. 327–343). Elsevier Inc. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-410438-9.00013-3>
- Oikeusministeriö. (2004). *Laki vesienhoidon järjestämisestä*.
- Ojala, A. E. K., & Alenius, T. (2005). 10 000 Years of interannual sedimentation recorded in the Lake Nautajärvi (Finland) elastic-organic varves. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 219(3–4), 285–302. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.01.002>
- Ojala, A. E. K., Saarinen, T., Salonen, V.-P., & Ojala, A. E. K. (2000). *Preconditions for the formation of annually laminated lake sediments in southern and central Finland*.
- Olsson, I. U. (1986). Radiometric dating. In B. E. Berglund (Ed.), *Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology*. (pp. 273–305). John Wiley & Sons Ltd.
- Ossyssek, S., Hofmann, A. M., Geist, J., & Raeder, U. (2023). Sedimentary, littoral and planktic diatoms show different diversity patterns and assembly mechanisms in mountain lakes of the northern European Alps. *Hydrobiologia*, 850(9), 1941–1954. <https://doi.org/10.1007/s10750-022-05103-4>
- Pietiläinen O-P. & Räike A. (1999). *Typpi ja fosfori Suomen sisävesien minimiravinteina*. Suomen ympäristökeskus. Helsinki.
- Racca, J. M. J., Philibert, A., Racca, R., & Prairie, Y. T. (2001). A comparison between diatom-based pH inference models using Artificial Neural Networks (ANN), Weighted Averaging (WA) and Weighted Averaging Partial Least Squares (WA-PLS) regressions. In *Journal of Paleolimnology* (Vol. 26).
- Rämö, O. T., & Haapala, I. (2005). Rapakivi Granites: Developments in Precambrian geology. In M. Lehtinen, P. A. Nurmi, & O. T. Rämö (Eds.), *Precambrian geology of Finland: Key to the evolution of the Fennoscandian Shield*. (pp. 533–562). Elsevier B. V.

- Rankinen, K., Junttila, V., Futter, M., Enrique, J., Bernal, C., Butterfield, D., & Holmberg, M. (2023). Quantification of the effect of environmental changes on the brownification of Lake Kukkia in southern Finland. *Ambio*, (52), 1834–1846. <https://doi.org/10.1007/s13280>
- Räsänen, T. A. (2024). *Peltomaiden vesieroosion arviointi RUSLE-mallilla ja vuoden 2023 kasvi- ja toimenpidetiedoilla. Luonnonvara- ja biotalouden tutkimus 102/2024*. (102/2024). Luonnonvarakeskus. <http://urn.fi/URN:ISBN:978-952-380-996-3>
- Rasila, V., Jutikkala, E., & Mäkelä-Alitalo, A. (2003). *Suomen maatalouden historia 1. Perinteisen maatalouden aika esihistoriasta 1870-luvulle*. (Vol. 1). Gummerus.
- Räty, M., Järvenranta, K., Saarijärvi, E., Koskiahio, J., & Virkajärvi, P. (2020). Losses of phosphorus, nitrogen, dissolved organic carbon and soil from a small agricultural and forested catchment in east-central Finland. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 302. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2020.107075>
- Reavie E. D. & Edlund M. B. (2010). Diatoms as indicators of long-term environmental change in rivers, fluvial lakes and impoundments. In S. E. F. Smol J. P. (Ed.), *The Diatoms: Applications for the environmental and earth sciences*. (second, pp. 86–97). Cambridge University press.
- Rioual, P., Andrieu-Ponel, V., de Beaulieu, J. L., Reille, M., Svobodova, H., & Battarbee, R. W. (2007). Diatom responses to limnological and climatic changes at Ribains Maar (French Massif Central) during the Eemian and Early Würm. *Quaternary Science Reviews*, 26(11–12), 1557–1609. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.03.009>
- Rzodkiewicz, M., Zawiska, I., & Sobczak, M. (2026). Diatoms as indicators of eutrophication: Relationship with transparency, total phosphorus and Chlorophyll-a concentration in Central European lakes. *Global Ecology and Conservation*, 65. <https://doi.org/10.1016/j.gecco.2025.e04025>
- Saarijärvi, E. (2026). *Henkilökohtainen tiedonanto hapettimien asennuksesta*. 09.02.2026.
- Saarni, S. (2017). *The sensitivity of annually laminated lake sediments in central and eastern Finland to the late Holocene climate*. 74.
- Saarni, S., Lensu, A., Tammelin, M., Haltia, E., & Saarinen, T. (2017). *Winter climate signal in boreal clastic-biogenic varves: a comprehensive analysis of three varved records from 1890 to 1990 AD with meteorological and hydrological data from eastern Finland*.
- Saarnisto, M. (1986). Annually laminated lake sediments. In B. E. Berglund (Ed.), *Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology*. (pp. 343–362). John Wiley & Sons Ltd.
- Salminen, S., Tammelin, M., Jilbert, T., Fukumoto, Y., & Saarni, S. (2021). Human actions were responsible for both initiation and termination of varve preservation in Lake Vesijärvi, southern Finland. *Journal of Paleolimnology*, 66(3), 207–227. <https://doi.org/10.1007/s10933-021-00200-1>

- Salonen, V. P., Tuovinen, N., & Valpola, S. (2006). History of mine drainage impact on Lake Orijärvi algal communities, SW Finland. *Journal of Paleolimnology*, 35(2), 289–303. <https://doi.org/10.1007/s10933-005-0483-z>
- Santisteban, J. I., Mediavilla, R., Lo'pezlo'pez-Pamo, E., Dabrio, C. J., Blanca, M., Zapata, R., Jose'gil, M., Garcíá, J., Castanõ, S., & Martí'nezmartí'nez-Alfaro, P. E. (2004). Loss on ignition: a qualitative or quantitative method for organic matter and carbonate mineral content in sediments? *Journal of Paleolimnology*, 32, 287–299.
- Särkkä, J. (1996). *Järvet ja ympäristö. Limnologian perusteet*. Tammer-Paino Oy.
- Saros, J. E., & Anderson, N. J. (2015a). The ecology of the planktonic diatom *Cyclotella* and its implications for global environmental change studies. *Biological Reviews*, 90(2), 522–541. <https://doi.org/10.1111/brv.12120>
- Seppänen, E., Jokitalo, S., Sutela, T., & Romakkaniemi, A. (2023). *Luonnonvara- ja biotalouden tutkimus 74/2023 Kaivostoiminta ja sen kalastovaikutukset: 74/2023*. Luonnonvarakeskus. <http://urn.fi/URN:ISBN:978-952-380-752-5>
- Serieyssol, C. A., Edlund, M. B., & Kallemeyn, L. W. (2009). Impacts of settlement, damming, and hydromanagement in two boreal lakes: A comparative paleolimnological study. *Journal of Paleolimnology*, 42(4), 497–513. <https://doi.org/10.1007/s10933-008-9300-9>
- Shobe, C. M., Bower, S. J., Maxwell, A. E., Glade, R. C., & Samassi, N. M. (2024). The uncertain future of mountaintop-removal-mined landscapes 1: How mining changes erosion processes and variables. *Geomorphology*, 445. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2023.108984>
- Silvester, E. L., Ljung, K., Bindler, R., Hertzman, H., Lodi, G., & Hammarlund, D. (2025). Diatom dynamics during the last six centuries in Lake Odensjön: a new varved sediment record from southern Sweden. *Journal of Paleolimnology*, 73(2), 89–109. <https://doi.org/10.1007/s10933-024-00338-8>
- Sirota, I., Tjallingii, R., Pinkerneil, S., Schroeder, B., Albert, M., Kearney, R., Heiri, O., Breu, S., & Brauer, A. (2024). Tracing rate and extent of human-induced hypoxia during the last 200 years in the mesotrophic lake, Tiefer See (NE Germany). *Biogeosciences*, 21(19), 4317–4339. <https://doi.org/10.5194/bg-21-4317-2024>
- Smith, J. P., Appleby, P. G., Battarbee J., A., Dearing, R. W., Flower, R., Haworth, E. Y., Oldfield, F., & Grönlund, E. (1991). Sediment characteristics in relation to cultivation history in two varved lake sediments from East Finland. In *Hydrobiologia* (Vol. 214).
- Smol, J. P. (2008). *Pollution of lakes and rivers. A paleoenvironmental perspective*. (J. P. Smol, Ed.; 2nd ed.). Blackwell Publishing Ltd.
- Soininen A. M. (1961). *Pohjois-Savon asuttaminen keski- ja uuden ajan vaihteessa*. Forssan Kirjapaino Oy.

- Spellerberg, I. F., & Fedor, P. J. (2003). A tribute to Claude-Shannon (1916-2001) and a plea for more rigorous use of species richness, species diversity and the “Shannon-Wiener” Index. *Global Ecology and Biogeography*, 12(3), 177–179. <https://doi.org/10.1046/j.1466-822X.2003.00015.x>
- Stenger-Kovács, C., Béres, V. B., Buczkó, K., Tapolczai, K., Padisák, J., Selmeczy, G. B., & Lengyel, E. (2023). Diatom community response to inland water salinization: a review. In *Hydrobiologia* (Vol. 850, Number 20, pp. 4627–4663). Springer Science and Business Media Deutschland GmbH. <https://doi.org/10.1007/s10750-023-05167-w>
- Stroeven, A. P., Hättstrand, C., Kleman, J., Heyman, J., Fabel, D., Fredin, O., Goodfellow, B. W., Harbor, J. M., Jansen, J. D., Olsen, L., Caffee, M. W., Fink, D., Lundqvist, J., Rosqvist, G. C., Strömberg, B., & Jansson, K. N. (2016). Deglaciation of Fennoscandia. *Quaternary Science Reviews*, 147, 91–121. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.09.016>
- Tammelin, M., & Kauppila, T. (2018). Quaternary landforms and basin morphology control the natural eutrophy of boreal lakes and their sensitivity to anthropogenic forcing. *Frontiers in Ecology and Evolution*. <https://doi.org/10.3389/fevo.2018.00065>
- Tammelin, M., Kauppila, T., Miettinen, J., & Jokinen, S. (2019). Eutrophication histories of three contrasting lakes in a naturally nutrient-rich boreal watercourse. *Journal of Paleolimnology*, 61(2), 165–183. <https://doi.org/10.1007/s10933-018-0051-y>
- Tammelin, M., Kauppila, T., & 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>
- Tammelin, M., Mäkinen, J., & Kauppila, T. (2026). Spatial diatom analysis of clay-rich southern Finland highlights large natural and anthropogenic variability in boreal lakes. *Manuscript in Preparation*.
- Taylor, David. (2007). *Identification of reference-status for Irish typologies using palaeolimnological methods and techniques (IN-SIGHT) : Synthesis report*. Environmental Protection Agency.
- Thompson, R. (1986). Palaeomagnetic dating. In B. E. Berglund (Ed.), *Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology*. (pp. 313–320). John Wiley & Sons Ltd.
- Tian, J., Nelson, D. M., & Hu, F. S. (2011). How well do sediment indicators record past climate? An evaluation using annually laminated sediments. *Journal of Paleolimnology*, 45(1), 73–84. <https://doi.org/10.1007/s10933-010-9481-x>
- Tirlea, D., Beaudoin, A. B., & Vinebrooke, R. D. (2015). Freeze-dried is as good as frozen: Evaluation of differential preservation of pollen grains in stored lake sediments. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 215, 46–56. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2014.12.001>

- Toivonen, J., Österholm, P., & Fröjdö, S. (2013). Hydrological processes behind annual and decadal-scale variations in the water quality of runoff in Finnish catchments with acid sulfate soils. *Journal of Hydrology*, 487, 60–69.
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.02.034>
- Tornivaara, A., Reinikainen, J., Turunen, K., Lahtinen, T., Viitasalo, M., & Karjalainen, N. (2021). *Kaivannaisjätealueiden kunnostustarpeen arviointi Orijärven suljetulla kaivosalueella*. <https://www.researchgate.net/publication/366835769>
- Tuovinen, N. (2010). *Past, Present and Future-Assessing Changes in aquatic Environments using Subfossil Diatoms*. Turun yliopisto.
- Turkia, J., Sandman, O., & Huttunen, P. (1998). Palaeolimnological evidence of forestry practices disturbing small lakes in Finland. *Boreal Env. Res*, 3, 45–61.
- Vaalama, A., Hartikainen, H., Soinne, H., & Lukkari, K. (2022). Effects of freeze-drying and use of artificial seawater on phosphorus exchange isotherms in brackish water sediments. *SN Applied Sciences*, 4(8). <https://doi.org/10.1007/s42452-022-05116-7>
- Väisänen, M., & Mänttari, I. (2002). 1.90-1.88 Ga arc and back-arc basin in the Orijärvi area, SW Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, 74, 185–214.
- Väliranta, M., Weckström, J., Siitonen, S., Seppä, H., Alkio, J., Juutinen, S., & Tuittila, E. S. (2011). Holocene aquatic ecosystem changes in the boreal vegetation zone of northern Finland. *Journal of Paleolimnology*, 45(3), 339–352. <https://doi.org/10.1007/s10933-011-9501-5>
- Valpola, S. E., & Salonen, V.-P. (2005). The paleolimnological development of the twin lakes Etujärvi and Takajärvi in Askola, southern Finland-implications for lake management. In *Bulletin of the Geological Society of Finland* (Vol. 77).
- Van Dam, H., Mertens, A., & Sinkeldam, J. (1994). A coded check list and ecological indicator values of freshwater diatoms from the Netherlands. *Netherlands Journal of Aquatic Ecology*, 28(1), 117–133.
- Varjo, E. (2001). *Gypsum treatment in managing internal load from sediments of eutrophied lakes*. Turun yliopisto.
- Vartiainen, H. (1997). Suomen alkalikivet-Apatiitista timanttiin. In M. Lehtinen, P. Nurmi, & T. Rämö (Eds.), *3000 vuosimiljoonaa-Suomen kallioperä*. (pp. 285–305). Suomen Geologinen seura.
- Vehviläinen, M. (2024). *Siilinjärvi 100 vuotta. Historiamateriaali juhluvuoden vieton tueksi*.
- Viitasalo M., & Kauppinen E. (2023). *Siilinjärven kaivoksen alapuolisen Kolmisopen ja Sulkavanjärven vesistömalli*. www.envineer.fi
- Vilbaste, S., Pall, P., Haldna, M., Nõges, P., Piirsoo, K., & Nõges, T. (2024). How the catchment-river-lake continuum shapes the downstream water quality. *Journal of Limnology*, 83. <https://doi.org/10.4081/jlimnol.2024.2167>

- Virta, L. (2020). *Exploring the diversity patterns of benthic diatoms along environmental, spatial and temporal gradients in the Baltic Sea*. Helsingin yliopisto.
- Vuori, K.-M., Bäck, S., Hellsten, S., Karjalainen, S. M., Kauppila, P., Lax, H.-G., Lepistö, L., Londesborough, S., Mitikka, S., Niemelä, P., Niemi, J., Perus, J., Pietiläinen, O.-P., Pilke, A., Riihimäki, J., Rissanen, J., Tammi, J., Tolonen, K., Vehanen, T., & Westberg, V. (2006). *Suomen pintavesien tyypittelyn ja ekologisen luokittelujärjestelmän perusteet*.
- Wang, Q., Li, Y., & Wang, Y. (2011). Optimizing the weight loss-on-ignition methodology to quantify organic and carbonate carbon of sediments from diverse sources. *Environmental Monitoring and Assessment*, 174(1–4), 241–257. <https://doi.org/10.1007/s10661-010-1454-z>
- Wetzel, J. G. (2001). *Limnology: Lake and river ecosystems*. Wetzel J.G., Ed.; 3rd ed. Academic Press.
- Whitmore, T. J., Lauterman, F. M., Smith, K. E., & Riedinger-Whitmore, M. A. (2015). Limnetic total phosphorus transfer functions for lake management: Considerations about their design, use, and effectiveness. *Frontiers in Ecology and Evolution*, 3(SEP). <https://doi.org/10.3389/fevo.2015.00107>
- Wolin J.A. & Stone J.R. (2010). Diatoms as indicators of water-level change in freshwater lakes. In Smol J. P. & Stoermer E. F. (Ed.), *The diatoms: Applications for the environmental and earth sciences*. (second, pp. 174–185). Cambridge University Press.
- Yara Suomi Oy. (2025). *Tietoa Yarasta: Toimipaikat; Siilinjärvi, Tuotantolaitos*. <https://www.yara.fi/tietoa-yarasta/yara-suomi/toimipaikat/siilinjarvi/>
- Zawiska, I., Dimante-Deimantovica, I., Luoto, T. P., Rzedkiewicz, M., Saarni, S., Stivrins, N., Tylmann, W., Lanka, A., Robeznieks, M., & Jilbert, T. (2020). Long-term consequences of water pumping on the ecosystem functioning of Lake Sekšu, Latvia. *Water (Switzerland)*, 12(5). <https://doi.org/10.3390/w12051459>
- Zepernick, B. N., Niknejad, D. J., Stark, G. F., Truchon, A. R., Martin, R. M., Rossignol, K. L., Paerl, H. W., & Wilhelm, S. W. (2022). Morphological, physiological, and transcriptional responses of the freshwater diatom *Fragilaria crotonensis* to elevated pH conditions. *Frontiers in Microbiology*, 13. <https://doi.org/10.3389/fmicb.2022.1044464>
- Zhou, Q., Chen, H., Cheng, B., Cheng, Y., & Guo, B. (2025). A Study of the Effect of Lake Shape on Hydrodynamics and Eutrophication. *Sustainability (Switzerland)*, 17(4). <https://doi.org/10.3390/su17041720>
- Zolitschka, B., Francus, P., Ojala, A. E. K., & Schimmelmann, A. (2015). Varves in lake sediments - a review. In *Quaternary Science Reviews* (Vol. 117, pp. 1–41). Elsevier Ltd. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.03.019>

Zolitschka, B., Mingram, J., Van Der Gaast, S., Jansen, J. H. F., & Potsdam, G. (2001).

Sediment logging techniques. In Last W. M. & Smol J.P. (Ed.), *Tracking environmental change using lake sediments*. (Vol. 1, 7). Kluwer Academic Publishers.