

SATAMUTA-HANKE. VALK,- JOUTSI,- JA KARHIJÄRVEN SEDIMENTTITUTKIMUKSET

Raportti vuosina 2006-2007

suoritetuista

järvisedimenttitutkimuksista

Turun yliopisto

Geologian laitos

Maaperägeologia

Kimmo Heikkilä

1. JOHDANTO.....	4
2. TUTKIMUSALUE.....	7
2.1. Karvianjoen vesistöalue	9
2.1.1. <i>Karhijärvi</i>	10
2.1.2. <i>Valkjärvi</i>	12
2.2 Kokemäenjoen vesistöalue	14
2.2.1. <i>Joutsijärvi</i>	15
3. TUTKIMUSAINEISTO	18
3.1 Näytteenotto ja näytepisteet	18
3.2. Aiempien sedimenttitutkimusten tuloksia	20
4. TUTKIMUSMENETELMÄT	21
4.1 Sedimentin silmämääräinen tarkastelu	21
4.2. Fysikaaliset menetelmät	22
4.2.1. <i>Magneettinen susceptibiliteetti</i>	22
4.2.2. <i>Vesipitoisuus</i>	24
4.2.3. <i>Hehikutushäviö</i>	24
4.3. Kemiaaliset menetelmät	25
4.3.1. <i>Kokonaisfosfori ja sen fraktiot</i>	25
4.4. AMS-ajoitus ja makrofossiilit	29
4.5. Piileväanalyysi	33
4.5.1. <i>Preparaattien valmistaminen</i>	33
4.5.2. <i>Piileväpreparaattien tunnistus ja laskeminen</i>	35
5. TULOKSET	36
5.1. Sedimentin silmämääräinen tarkastelu	36
5.1.1. <i>Joutsijärvi</i>	36
5.1.2. <i>Karhijärvi</i>	37
5.1.3. <i>Valkjärvi</i>	37
5.2. Magneettinen susceptibiliteetti	38
5.2.1. <i>Joutsijärvi</i>	38
5.2.2. <i>Karhijärvi</i>	39
5.2.3. <i>Valkjärvi</i>	40
5.3. Vesipitoisuus ja hehikutushäviö	41
5.3.1. <i>Joutsijärvi</i>	41
5.3.2. <i>Karhijärvi</i>	42
5.3.3. <i>Valkjärvi</i>	43
5.4. Kokonaisfosfori ja fosforifraktiot	44
5.4.1. <i>Joutsijärvi</i>	44
5.4.2. <i>Karhijärvi</i>	46
5.4.3. <i>Valkjärvi</i>	48
5.5. Radiohiiliajoitus	51
5.6. Piileväanalyysi	52
5.6.1. <i>Joutsijärvi</i>	52

5.6.2. <i>Karhijärvi</i>	57
5.6.3. <i>Valkjärvi</i>	61
5.6.4. <i>Piileväkonsentraatio</i>	67
6. Tulosten tulkintaa	68
6.1. Tulosten virhelähteet	68
6.2. Joutsijärvi	70
6.2.1. <i>Joutsijärven varhaiskehitys</i>	70
6.2.2. <i>Luonnolliset sedimentaatiomuutokset</i>	71
6.2.3. <i>Ihmistoiminnan aiheuttamat muutokset</i>	72
6.2. Karhijärvi	76
6.2.1. <i>Karhijärven varhaiskehitys</i>	76
6.2.2. <i>Luonnolliset sedimentaatiomuutokset</i>	77
6.2.3. <i>Ihmistoiminnan aiheuttamat muutokset</i>	78
6.3. Valkjärvi	80
6.3.1. <i>Valkjärven varhaiskehitys</i>	80
6.3.2. <i>Luonnolliset sedimentaatiomuutokset</i>	83
6.3.3. <i>Ihmistoiminnan aiheuttamat muutokset</i>	85
6.4. Tutkimusjärvien yhteispiirteitä	87
7. Yhteenveto	88
8. Kiitokset	89
9. Lähdeluettelo	90

1. JOHDANTO

Ihmistoiminnan lisääntynyt vaikutus vesiekosysteemeihin happamoitumisen, rehevöitymisen tai ilmaston lämpenemisen kautta on johtanut limnologisten seurantaohjelmien perustamiseen, jotta voitaisiin määritellä järvien ja lampien tilaa. Limnologisten tutkimusten aikaskaala on ainoastaan harvoissa tapauksissa yli 10 vuotta. Tällöin pystytään tarkastelemaan vain viimeaikoina tapahtuneita muutoksia. Pohjasedimentteihin on tallentunut järvien, sekä niiden ympäristön kehitys viimeisestä jääkaudesta aina nykypäivään. Tämän kehityksen selvittämiseksi tarvitaan myös tässä tutkimuksessa käytettyjä paleolimnologisia menetelmiä.

Vedenlaatuun vaikuttavat järven omat ominaisuudet, kuten pinta-ala, syvyysuhteet sekä valaistus- ja tuuliolosuhteet. Nämä yhdessä vaikuttavat myös veden kerrostuneisuuteen ja sitä kautta vedessä vallitseviin happioloihin, jotka vaikuttavat merkittävästi ravinteiden vapautumiseen pohjasedimentistä, joka saattaa johtaa niin kutsuttuun sisäiseen kuormitukseen. Järven tilaan vaikuttavat lisäksi myös valuma-alueen kallio- ja maaperän laatu, topografia, kasvillisuus ja maankäyttö sekä ilmastolliset tekijät. (Eloranta 2005).

Vesiä koskeva lainsäädäntötilanne muuttui ratkaisevasti vuoden 2000 lokakuussa kun voimaan astui EU:n vesipolitiikan puitedirektiivi, jota on pantu täytäntöön lailla

vesienhoidon järjestämisestä (1299/2004). Vesipuidedirektiivin mukaan vesien tilan arvioimisessa käytettävissä kriteereissä siirrytään käyttämään ensi sijassa biologisia muuttujia fysikaalisten ja kemiallisten sijaan. Lisäksi vesien tilaa tulisi arvioida sen mukaan, missä määrin ne ovat muuttuneet luonnontilastaan. Uuden lainsäädännön myötä huomioon otetaan aikaisempaa enemmän myös koko vesiekosysteemin tilaa eikä ainoastaan sen käyttökelpoisuutta ihmiselle. (Euroopan unionin vesipuidedirektiivi 2000/60/EC, Lounais-Suomen ympäristökeskus 2005). Tässä tutkimuksessa on osaltaan pyritty tekemään arvioita tutkimusjärvien luonnontilaisuudesta vesipuidedirektiivin täytäntöönpanoa varten.

Myös tavanomaiset vesistöjen kunnostustoimet vaativat tutkimuksia taustalleen. Erityisen tärkeää on tuntea kunnostettavan vesistön luontainen tila ja sen kehitys, jotta voidaan asettaa kunnostuksen tavoitetaso oikein. Vesien tilan parantaminen liittyy läheisesti myös vesipuidedirektiiviin, sillä siinä edellytetään EU:n pintavesien saavuttavan vähintään hyvän tilan vuoteen 2015 mennessä. Satakunnassa vesistöjen kunnostustarve on erittäin suuri, sillä suurinta osaa maakunnan järvistä uhkaa liiallisen ravinnekuormituksen aiheuttama rehevöityminen, johon olisi tarpeen puuttua joko valuma-alueella tai järvissä toteutettavilla kunnostustoimilla. Lounais-Suomen ympäristökeskus, Satakunnan TE-keskus ja Satakuntaliitto ovat vuonna 2002 käynnistäneet SATAVESI-vesistöohjelman, jonka tavoitteena on edistää maakunnan vesistöjen tilaa.

Jotta saataisiin paremmin tietoa järvien sisäisestä tilanteesta ja ennen kaikkea niiden muinaisesta tilasta, SATAVESI -ohjelman yhteydessä aloitettiin paleolimnologinen Satamuta -hanke, jossa kerättiin pohjasedimenttiaineistoa kolmesta satakuntalaisjärvestä. Tutkimusjärviksi valittiin Lavian Karhijärvi, Ulvilan Joutsijärvi sekä Pomarkun ja Siikaisten rajalla sijaitseva Valkjärvi. Jokaisen järven sedimenttinäytteistä suoritettiin fysikaalis-kemiallisia analyyseja viideltätoista syvyydeltä, sekä tutkittiin sedimenttiin varastoituneita piilevän kuoria, jotta saataisiin selville tutkimusjärvien luonnollinen tila, rehevöitymishistoria sekä mahdollisesti

rehevöitymiseen vaikuttaneet tekijät. Ylempien nykytilaa kuvaavien näytteiden avulla pyrittiin tutkimaan eliölajistoon vaikuttavia ympäristötekijöitä kuten valuma-alueen laatua ja maaperäsuhteita, maankäyttömuotoja sekä antropogeenista ravinnekuormitusta saatavissa olevan aineiston perusteella ja luomaan perustaa laajemmalle kartoitukselle, jolla saataisiin aikaan erityisesti Satakunnassa käytettäväksi soveltuvia vedenlaadun ennustusmalleja. Piileväanalyysin tulosten perusteella on mahdollista mallintaa myös muinaisia pintaveden fosforipitoisuuksia (Kauppila 2002).

Tutkimusjärvien valintakriteerinä pidettiin aiemmin kerätyn biologisen ja fysikaaliskemiallisen vedenlaatutiedon saatavuutta, konkreettisen kunnostustarpeen olemassaoloa sekä sitä, että valitut kolme järveä edustavat keskeisesti erilaisia mutta Satakunnalle tyypillisiä valuma-alue kokonaisuuksia. Tutkimusjärvien sijainti kartalla on esitetty kuvissa 1 sekä 2.

Aikaisempia julkaistuja järvisedimenttitutkimuksia on Karhijärveltä (Räsänen et al. 2005, Krogerus ja Ekholm 2003), Valkjärveltä (Turkki et al. 1998) sekä Joutsijärveltä (Salonen et al. 2000).

2. TUTKIMUSALUE



Kuva 1. Satakunnan sijainti. Tutkimusjärvet merkitty karttaan tummalla sävyllä.

Satakunta on Länsi-Suomessa sijaitseva maakunta, jonka alueella sijaitsevat kaikki tutkimukseen valitut järvet. Alueella on ollut runsaasti teollisuutta, jonka vaikutus alueen vesistöjen tilaan on havaittavissa paikoin vielä nykyäänkin. Tutkimusjärvien tilaan vaikuttavat antropogeenisistä lähteistä merkittävimmin haja-asutusten jätevedet, maatalouden ravinnevalumat sekä turvetuotanto- sekä metsäteollisuus. Ilmakulkeumat

saattavat muodostaa myös olennaisen osan järveen kohdistuvasta ravinnekuormituksesta. Tutkimusjärvien tilaan vaikuttavat lisäksi myös joissain määrin sisäinen kuormitus sekä tuulen aiheuttama resuspensio.

Valituista tutkimusjärvistä Karhijärvi ja Valkjärvi sijaitsevat Karvianjoen vesistöalueella ja Joutsijärvi Kokemäenjoen vesistöalueella.

Taulukko 1. Tutkimusjärvien hydrologiset perustiedot. (HERTTA-tietokanta 2007, Krogerus ja Ekholm 2003, Ekholm 1993, Turkki et al. 1998)

	Karhijärvi	Valkjärvi	Joutsijärvi
Vesiala (km²)	34	3,35	10,39
Keskisyvyys (m)	2,15	2,85	2,17
Tilavuus (m³)	75,5 milj.	9,7 milj.	22,5 milj.
Rantaviiva (km)	75	25	63
Lähivaluma-alue (km²)	161,5	38,5	72
Valuma-alueen järvisyys (%)	22,6	9,8	9,94
Vedenpinnan korkeus (m mpy)	N60+52,10	N60+51,10	N60+44,50
Soiden osuus maa-alasta (%)	11,6	23,7	28,3
Kuroutuminen	~7000BP	~7100BP	~6400BP

2.1. Karvianjoen vesistöalue

Karvianjoen vesistöalue sijaitsee Satakunnan pohjoisosassa. Valtaosa alueesta on metsämaata. Maatalouden osuus alueen maankäytöstä on noin 12 – 13 %. Huomattava osuus peltoalasta on saatu järviä laskemalla. (Ihalainen 1998.)

Karvianjoen vesistön latvaosiin on keskittynyt runsaasti turvetuotantoa, joiden vaikutus vesistöihin on merkittävää. Madekiven (2000) mukaan koko Karvianjoen valuma-alueen turvetuotantoalueiden laajuus 1990-luvun lopulla oli noin 5500 ha, eli noin 30 – 50 % vesistöalueen pohjoisosien pinta-alasta (Koivunen et al. 2006). Suo-ojitukset aiheuttavat muutoksia sekä suolta purkautuvan veden määrässä että laadussa. Ojitus ja turvetuotantotoiminta aiheuttavat valumavesien ainespitoisuuksien huomattavaa kasvua, joten turvetuotannon kuivatusvedet tulkitaan jätevesiksi. Suon kuivatusvesille on tyypillistä verrattain korkeat humus- ja kiintoainepitoisuudet, mistä voi aiheutua liettymistä, rehevöitymistä ja hapen kulumista suon alapuolisissa vesistöosissa. (Mattila 2005). Ravinteista fosfori huuhtoutuu lähinnä kiintoaineeseen sitoutuneena, mutta typpeä joutuu vesistöihin runsaasti liukoisena ammoniumtyyppinä. (Madekivi 2000.)

Karvianjoen vesistöalueella on tehty laajoja vesistöjärjestelyjä ja valtaosaa järvistä on laskettu. Järvenlaskujen tavoitteena on ollut tulvasuojelun lisäksi maan kuivattaminen maatalouden tarpeisiin. Monet alueen järvistä ovat matalia, mikä on entisestään houkutellut viljelysmaan lisäämiseen järvenlaskujen avulla (Meriluoto 2004).

Maaperä Karvianjoen vesistöalueella on osittain kivistä ja lohkkareista moreenia. Hiekkaesiintymät ovat keskittyneet harjujaksoihin. Karvianjoen savikot sijaitsevat pääosin Karhijärven rannoilla.

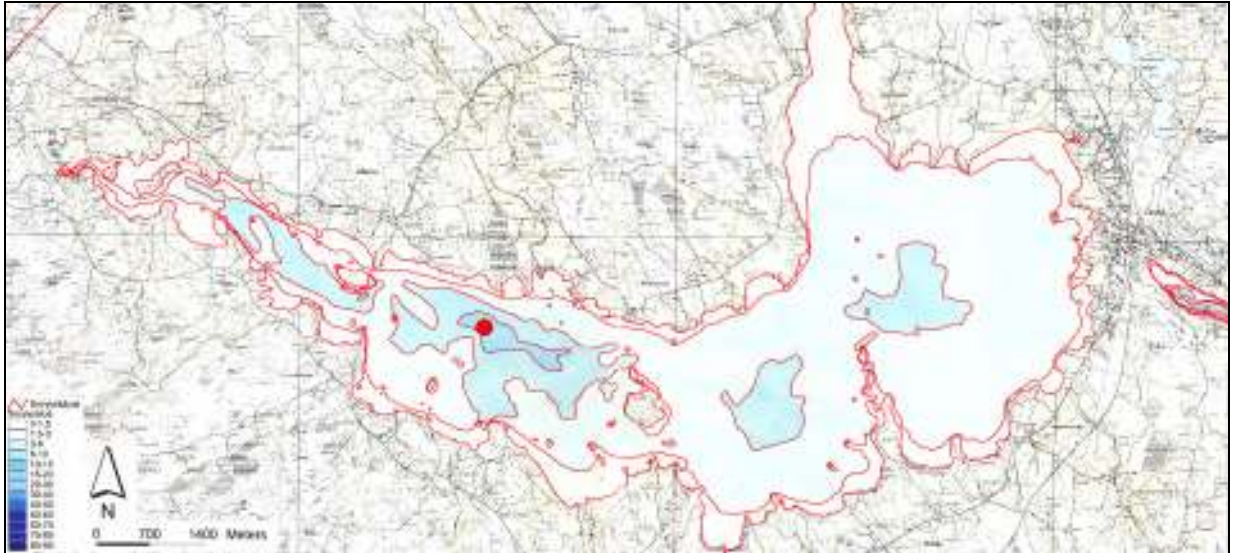
2.1.1. Karhijärvi

Karhijärvi (kuva 2) sijaitsee Lavian kunnassa ja sen YKJ-koordinaatit ovat 6838781, 3257475. Se on vesistöalueen toiseksi suurin järvi 34 km² pinta-alallaan. Säännöstellyn Karhijärven keskisyvyys on 2,6 metriä ja suurin syvyys 7,3 metriä. (Ekholm 1993, HERTTA-tietokanta). Maankohoamisnopeuden perusteella Karhijärvi on kuroutunut Litorinamerestä noin 7000 vuotta sitten. Taulukossa 1 on esitetty tarkemmat tiedot Karhijärvestä. Sen litoraali-alue on leveä, jolloin järven keskisyvyys on suhteellisen matala. Karhijärven yläpuolisilta suomalaisilta peräisin oleva humuskuormitus on merkittävää, josta johtuen Karhijärven vesi on väriltään tummaa. Vedenlaadun perusteella Karhijärvi kuuluu käyttökelpoisuusluokkaan välttävä, kuten suurin osa Karvianjoen vesistöalueen järvistä ja joista. (Koivunen et al. 2006). Koko Lounais-Suomen alueen järvistä 25 % kuuluu välttävään käyttökelpoisuusluokkaan (Lounais-Suomen ympäristökeskus 2005).

Karhijärveen laskee kaksi lasku-uomaa. Sen koilliskulmaan saapuu Ruojärven uoma, joka saa alkunsa Kankaanpään Kuninkaanlähteestä. Itäpuolelle virtaa kapea järvireitti, joka saa alkunsa Suodenniemen puolelta Suodenjärvestä ja josta se laskee Palo-, Miekka-, ja Lavijärven kautta Karhijärveen. Järven laskujokena toimii länsipäästä alkava Inhottujärveen laskeva Lassilanjoki, jossa on Karhijärven säännöstelypato. (Koivunen et al. 2006).

Järven itäpäässä sijaitsee Lavian kirkonkylä, jossa asuu kolmannes kunnan asukkaista. Tästä johtuen järven merkitys virkistyskäytössä on suuri. Leväkukinnot ovat Karhijärvestä kesäisin yleisiä. Karhijärvestä esiintyy säännöllisesti loppupalvesta alusveden vähähappisuutta sekä paikallista hapettomuutta. Talviaikaan jopa neljänneksessä Suomen järvistä profundaalin happitilanne on huono (Lappalainen ja Lakso 2005). Lisäksi Karhijärven avoimuudesta ja mataluudesta johtuen tuulen

aiheuttama pohjasedimentin resuspendoituminen on merkittävää. (Krogerus ja Ekholm 2003). Kokemäenjoen vesiensuojeluyhdistyksen vesistötarkkailuraportin (Meriluoto 2004) mukaan kesäaikainen Karhijärven veden fosforipitoisuus on ollut lievässä laskusuunnassa, mutta järvi on voimakkaan hajakuormituksen seurauksena yhä erittäin rehevä.



Kuva 2. Kartalta on nähtävissä Karhijärven syvyyskäyrät sekä ranta-alueiden maatalousvaltaisuus. Näytteenottopiste kuvattu punaisella pisteellä. Maanmittauslaitos lupanro 49/MML/07.

Lavian alueelta on löydetty useita kivikautisia asuinpaikkoja, joista suurin osa on sijainnut kalaisan Karhijärven rannoilla. Jo näillä asutuksilla voidaan olettaa olleen jossain määrin Karhijärven tilaa muuttava vaikutus. Vasta 1860-luvun nälkävuosien jälkeen maamiesseurat ja valtionhallinto alkoivat kehittää alueen maataloutta. Alueelle raivattiin paljon uutta peltoa ja maatalouden menetelmiä parannettiin. Alkutuotanto säilyi pitkään Lavian pääelinkeinona. Vasta 1980-luvun aikana palvelut kohosivat kunnan pääelinkeinoksi (Heikkinen 1995).

Lavian pienjätevedenpuhdistamo on Karhijärven ainoa mainittava pistekuormittaja. Krogeruksen ja Ekholmin (2003) sekä HERTTA -tietokannan mukaan käytännössä kaikki järveen kulkeutuva fosfori ja typpi ovat peräisin valuma-alueelta hajakuormituksena. Vapaa-ajan asuntoja Karhijärven rannoilla on 818 kappaletta. (HERTTA-tietokanta). Karhijärven alueen kallioperä muodostuu porfyyrigraniitista, liuskeesta, harmaasta graniitista sekä gneissistä, joten fosfaattipitoista mineraaliainesta ei alueella ole. (GTK 1999).

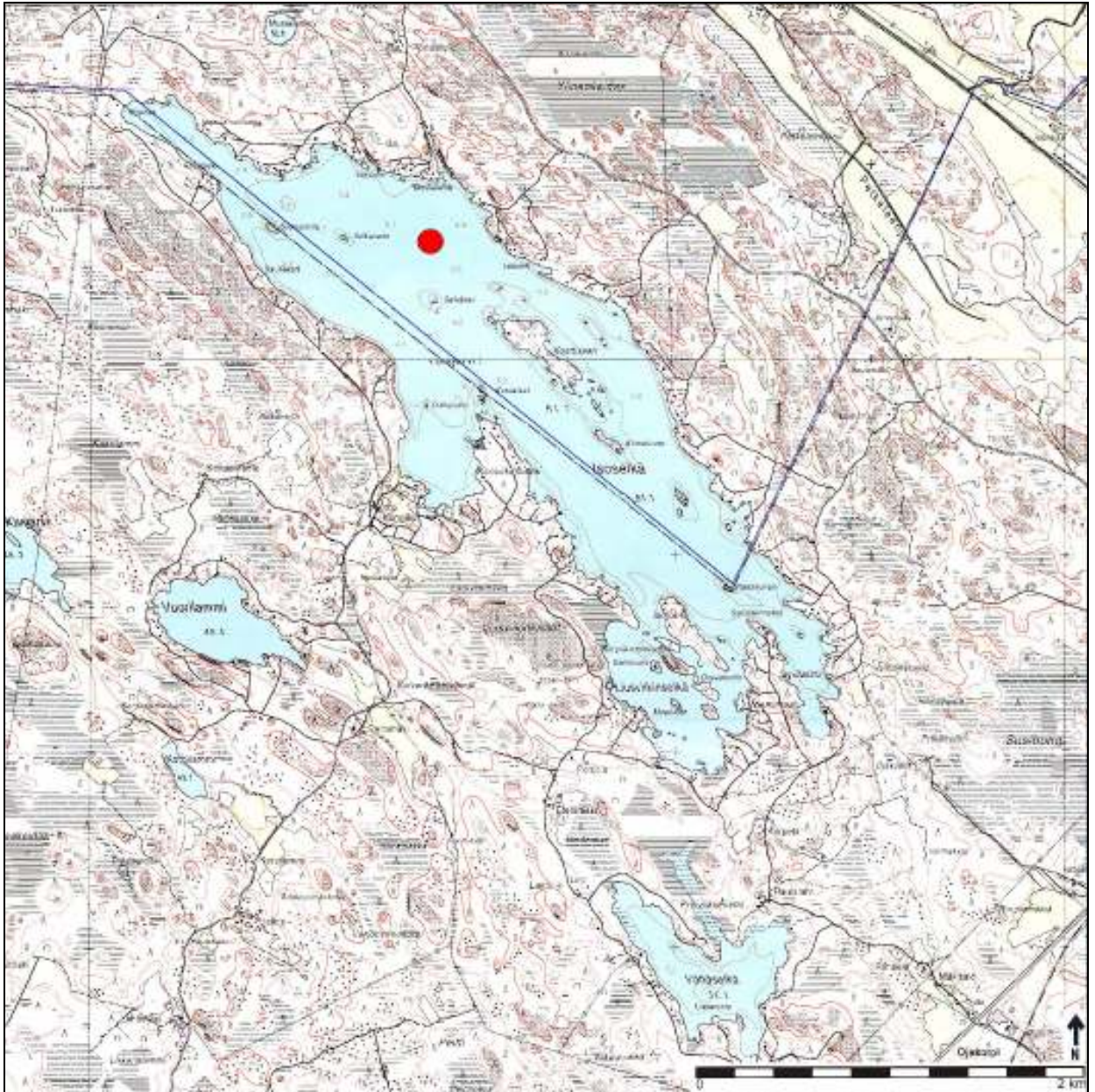
Karhijärven rantojen savimaista johtuen alueella harjoitetaan runsaasti maanviljelyä, joka aiheuttaa kiintoaineksen ja lannoitteiden kulkeutumista Karhijärveen valuma- ja suotovesien mukana. HERTTA-tietokannan mukaan ylivoimaisesti merkittävin Karhijärveä kuormittava tekijä onkin alueen maatalous, arviolta 1429 kg vuotuisilla fosforipäästöillään. Maatalousvaltaisuus on nähtävissä selvästi myös Karhijärven alueen kartasta (kuva 3).

2.1.2. Valkjärvi

Valkjärvi sijaitsee Pomarkun ja Siikaisten rajalla ja se sijaitsee 51 metriä merenpinnan yläpuolella. Aiemmin oligotrofisen Valkjärven keskisyvyys on noin 2,9 metriä, suurimman syvyyden ollessa 5,1 metriä. (HERTTA-tietokanta). Suurin osa järvestä on kuitenkin yli kolmen metrin syvyistä, joten matalaa litoraalialuetta on suhteellisen vähän. Taulukossa 1 on esitetty tarkemmin Valkjärven hydrologiset tiedot. Kuvassa 3 on esitetty Valkjärven ja sen ympäristön kartta. Näytteenottopiste on merkitty punaisella.

Aiemmin yhtenä Satakunnan kirkasvetisimmistä ja puhtaimmista järvistä tunnettu Valkjärvi on viime vuosina heikentynyt laadullisesti huomattavasti. Veden laatu on huonontunut, mikä on näkynyt muun muassa leväkukintojen runsastumisena. Järveä on myös haitannut keväisin ja syksyisin toistuvat tulvat, jotka ovat johtaneet veden samenessen. Järvi on lievästi rehevöitynyt ja sen veden pH on laskenut muiden alueen

järvien tavoin johtuen suomailta peräisin olevasta humuspitoisesta vedestä. Valkjärven käyttökelpoisuusluokitus on muuttunut tämän seurauksena tyydyttäväksi aikaisemman hyvän ja erinomaisen sijasta. Hapettomuutta ei ole kuitenkaan havaittu. (Koivunen et al. 2006).



Kuva 3. Valkjärven kartta sekä näytteenottopiste (punainen piste). Maanmittauslaitos lupanro 49/MML/07

Järven valuma-alue on suurelta osin metsämaata, mutta soiden osuus on myös merkittävä (>25 %), joskin valtaosa niistä on luonnontilaisia. Valkjärven ympäristössä on myös useita korkeita tasarakeisesta graniitista koostuvia kalliomäkiä, jotka nopeuttavat sade- ja sulamisvesien kulkeutumista vesistöön. Peltoa valuma-alueella on vain noin 3 %. Järven veden pintaa on tietävästi laskettu 1860-luvulla ja 1900-luvun alussa yhteensä noin metrin verran. Veden pinta on ollut nykyisellään melko korkealla vahvan euroopanmajavakannan rakentamista padoista johtuen. (Koivunen et al. 2006, Turkki et al. 1998). Valkjärven valuma-alueen suo-ojitukset ovat tehty pääosin 1960–70-luvuilla. Metsäojituksia on valuma-alueella tehty niin ikään 1960–70-luvuilla. (Turkki et al. 1998).

Pääosin Valkjärven pohjois- ja koillisrannalle on keskittynyt reilut 200 kappaletta vapaa-ajan asuntoja, vakituista asutusta ei juuri ole. Järven kalakanta on särkipainotteinen. Turkin ym. (1998) Valkjärvellä suorittamissa koekalastuksissa 1996 sekä 1997 ahven sekä särki muodostivat yhdessä yli 50 % järven kalakannasta. Valuma-alueen metsäkasvillisuuden päätyypit ovat tuore sekä lehtomainen kangas.

Valkjärven eteläpuolella oleva Vähäselkä oli osa Valkjärveä ennen kuin niiden välinen, noin kilometrin mittainen alue kasvoi umpeen 1960-luvulla. (Koivunen et al. 2006)

2.2 Kokemäenjoen vesistöalue

Kokemäenjoen vesistöalue kattaa Satakunnan keskiosat. Vesistöalue ulottuu Keski-Suomesta Selkämerelle. Vesistöalueen kokonaispinta-ala on 27 046 km². Satakunnan alueella järviä on suhteellisen vähän. Satakunnassa alueen suurimpia järviä ovat Sääksjärvi, Joutsijärvi ja Tuurujärvi sekä Palusjärvi. Kokemäenjoen vesi on melko runsasravinteista, ruskeaa ja sameaa.

Kokemäenjoen varsille on keskittynyt merkittävästi teollisuutta sekä asutusta. Myös pellot, joita on noin viidennes alueen pinta-alasta, keskittyvät jokivarsiin. Tästä johtuen Kokemäenjoki on yksi maamme voimakkaimmin kuormitetuista vesistöistä. Jokiveden ravinnepitoisuudet ovat nykyään noin kolminkertaisia luonnontasoon verrattuna. Teollisuuden ja yhdyskuntien jätevesikuormitus oli 1960-70 -lukujen vaihteessa voimakkaimmillaan ja vesi oli laadultaan huonoa. Tämän jälkeen pistekuormitus on kuitenkin vähentynyt merkittävästi ja Kokemäenjoen tila on parantunut. Samaan aikaan hajakuormitus, erityisesti maatalous, on noussut merkittävimmäksi Kokemäenjoen kuormittajaksi. Lisäksi miltei kolmannes Satakunnan turvetuotannosta on Kokemäenjoen vesistöalueella. (Liimatainen et al. 2007)

Joen keskivirtaama on noin $240 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Valuma-alueen järvisyys on noin 11 %. Yleisen käyttökelpoisuusluokituksen mukaan valtaosa Kokemäenjoesta kuuluu tyydyttävään luokkaan. Käyttökelpoisuutta ovat laskeneet talviset happivajeet sekä erityisesti tulva-aikoina korkeat ravinteiden, kiintoaineen ja bakteerien määrät. Aiemmin myös jokeen päätynyt metallikuormitus on heikentänyt vedenlaatua ja käyttökelpoisuutta, mutta kuormitus on vähentynyt merkittävästi 1970-luvun jälkeen. Samoin joen kalataloudellinen arvo on vuosien notkahduksen jälkeen lisääntymässä vesistön tilan paranemisen myötä. (Liimatainen et al. 2007).

Kokemäenjoen vesistöalueesta tutkimukseen valittiin Joutsijärvi, joka on vesiyhteydessä Porin kaupungin raakavesilähteenä toimivaan Tuurujärveen.

2.2.1. Joutsijärvi

Porin seudun raakavesilähteenä on toiminut vuodesta 1989 lähtien Kullaan Tuurujärvi, joka on kapeiden ja matalien salmien kautta yhteydessä pinta-alaltaan huomattavasti

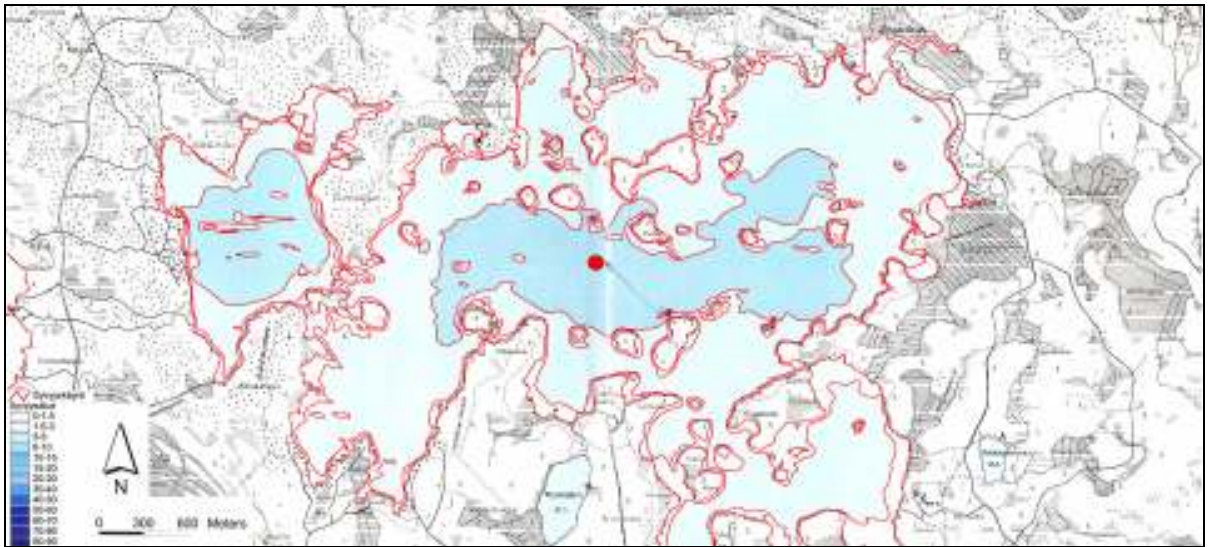
suurempaan Joutsijärveen. Nykyisin Joutsijärven veden laadulla on suuri merkitys Tuurujärven kannalta, koska Tuurujärven eteläpäästä otettava raakavesi korvautuu Joutsijärven ravinteikkaammalla ja humuspitoisemmalla vedellä. Ennen vedenottoa vesi virtasi Tuurujärvestä Joutsijärveen.

Sarvalan et al. (1995) mukaan kokonaistypen ja kokonaisfosforin välinen suhde oli tuottavassa kerroksessa vuonna 1999 Joutsijärvessä >17 , jolloin fosfori on Forsbergin ym. (1978) esittämien ravinneaineiden painosuhteiden perusteella perustuotantoa rajoittava tekijä, ns. minimiravinne. Peltojen osuus järven valuma-alueesta on 3,4 %, metsien 56 % ja soiden 30 %, joista ojittamattomia on ainoastaan 5 %. Järven alhainen keskisyvyys tarkoittaa suurta tuulen vaikutusta ravinteiden kierrossa sekä suurta valaistun vesitilavuuden osuutta koko järven tilavuudesta. Vapaa-ajan asuntoja Joutsijärven rannoilla on 92 kappaletta. Valuma-alueen kiinteistöjen yhteenlaskettu lukumäärä on niin ikään pieni. Tarkemmat hydrologiset tiedot Joutsijärvestä on kuvattu taulukossa 1.

Veden laadussa ei happipitoisuuden ja kemiallisen hapenkulutuksen perusteella ole viimeisten 15 vuoden aikana tapahtunut suuria muutoksia (Oravainen ja Sokero 1999). Sinileväesiintymiä on havaittu Tuurujärvellä muutamissa lahdenpohjukoissa, mikä on huolestuttanut raakaveden hankinnasta vastaavia viranomaisia. Järvessä on lisäksi havaittu erityisesti ruskeavetisissä ja rehevissä järvissä esiintyvää limalevää (*Gonyostomum semen*), joka tarttuu häiritsevästi uimareiden ihoon ja kalaverkkoihin, vähentäen järven virkistyskäyttöarvoa. Paikalliset asukkaat ovat myös havainneet Joutsijärvellä ja Tuurujärvellä pohjan ja ojansuiden liettymistä. Vesiympäristön tilalla on Joutsijärven alueella tavallista enemmän merkitystä, sillä alue on Porin seudun tärkein retkeilyalue reittiverkostoineen ja niihin liittyvine palvelurakenteineen.

Normaalissa tapauksessa järviin tuleva ulkoinen kuormitus koostuu laskevien ojien ja jokien ainevirtaamista, lähivaluma-alueelta tulevasta hajakuormituksesta, luonnonhuhoumasta ja suoraan järveen tulevasta ilmalaskeumasta (Äystö 1997).

Joutsijärvelle ja Tuurujärvelle ihmistoiminnasta aiheutuva kuormitus on pääasiassa maa- ja metsätaloudesta sekä asutuksesta aiheutuvaa hajakuormitusta. Pistemäisiä kuormituslähteitä, kuten kalankasvatuslaitoksia tai jätevedenpuhdistamoja ei alueella ole. (Ojala et al. 2002). Joutsijärven valuma-alue on pääasiassa lohkareista hiekkamoreenia. Kuvassa 4 on esitetty Joutsijärven alueen kartta, jossa näkyy alueen selvä suovaltaisuus, sekä alkuperäinen ja lopullinen näytteenottoaika.



Kuva 4. Joutsijärven ja Tuurujärven kartta, jossa näkyy järven syvyysuhteet sekä alueen metsä- ja suovaltaisuus. Näytteenottopiste merkitty punaisella pisteellä. Maanmittauslaitos lupanro 49/MML/07

3. TUTKIMUSAINEISTO

3.1 Näytteenotto ja näytepisteet

Näytteenotto suoritettiin jäähän tehdyltä avannolta käsin Joutsijärvellä sekä Karhijärvellä 23.2.2006 ja Valkjärvellä 24.2.2006. Näytteenotossa käytettiin venäläistyypistä suokairaa sedimentin silmämääräiseen tarkasteluun. Varsinaiseen näytteenottoon käytettiin Livingstone -tyyppistä mäntäkairaa kahden metrin näytteenottoputkilla sekä pinta-sedimentin talteenotossa Limnos –noudinta. Kaikista kolmesta järvestä oli etukäteen valittu yksi näytteenottopiste järven syvimmästä pisteestä Lounais-Suomen ympäristökeskuksen antamien vedenlaatupisteiden syvyystietojen perusteella. Näytteenottopisteillä syvin piste varmistettiin mittanauhan avulla suoritetuilla syvyysmittauksilla. Järven syvimmän pisteen voidaan yleensä olettaa edustavan tasaisen ja jatkuvan sedimentaation aluetta, jolloin se soveltuu parhaiten järven kehityshistoriaa koskevien tutkimusten näytteenottopaikaksi.

Joutsijärven näytteenottopaikaksi suunnitellussa syvimmässä pisteessä vesisyvyys oli 6,5 metriä. Näytteenottopiste osoittautui kuitenkin huonoksi, sillä järvisedimenttiä ei näytepisteessä ollut kuin 12 cm. Kuvassa 5 näkyy Joutsijärven syvimmästä pisteestä otettu sedimenttinäyte, jossa järvisedimentti muuttuu hyvin nopeasti sulfidiraitaiseksi saveksi. Järvisedimentin puuttuminen miltei kokonaan näytepisteeltä johtuu todennäköisimmin siitä, että Joutsijärven pohjasta on aikanaan kaivettu järvimalmia. (Joutsijärven suojeluyhdistys, suull. tiedonanto 17.8.2007). Muita syitä voivat olla näytepisteiden rannanläheisyys, jonka vuoksi se ei ole ollut ennen ihmistoiminnan vaikutuksia akkumulaatioaluetta vaan pikemminkin eroosiovyöhykettä, jolloin vasta ihmistoiminnan seurauksena järvisedimenttiä olisi pystynyt kertymään niin runsaasti, että sitä pystyy alueelle kertymään. Rannanläheisyydestä johtuen on myös mahdollista, että tuulen aiheuttamat virtaukset aiheuttavat rantaan iskeytyessään syvälle ylettyviä pyörteitä, jotka muuttavat syvänteiden luonteen akkumulaatiopohjasta eroosiopohjaksi.

Joutsijärven näytepistettä siirrettiin luoteeseen, avoimemman veden alueelle suunnilleen Vohlan ja Pitkäniemen puoliväliin (kuva 4). Uudella näytteenottopisteellä vesisyvyys oli

3,40 metriä. Venäläisellä suokairalla saavutettiin 7 metrin näytteenottoisyvyys veden pinnasta. Näytteenottopisteen sijainti on esitetty kuvassa 4.



Kuva 5. Joutsijärven sedimenttinäytteen ylin osa, jossa näkyy löyhän järvisedimentin ja sulfidiraitaisen saven terävä kontakti.

Karhijärvellä ja Valkjärvellä näytteenotto suoritettiin onnistuneesti syvimmästä pisteestä. Karhijärvellä vesisyvyys oli näytteenottohetkellä 7,42 metriä ja Valkjärvellä 4,40 metriä. Karhijärven näytteenottopisteen koordinaatit olivat YKJ-koordinaatiston mukaisesti. 6838679, 3257278, Valkjärven 6860553, 3236367 ja Joutsijärven 6860553, 3236367.

Vesipitoisesta pintasedimentistä Limnos -noutimella otetut näytteet säilöttiin ilmatiiviisti kentällä osanäytteiksi analyysitarpeiden mukaisesti Minigrip -pussihin. Limnos -noutimella saadut näytteet pussitettiin 2 cm siivuissa. Näytteitä otettiin yhteensä 15 kappaletta kustakin tutkimusjärvestä. 10 cm saakka näytteet otettiin jokaiselta 2 cm matkalta ja sen jälkeen 6 cm, 4 cm, 4 cm, 6 cm ja 6 cm väleillä 46 cm asti. Limnos -näytteiden lisäksi otettiin viisi näytettä avatuista Livingstone -kairanäytteistä syvyyksiltä 70 cm, 100 cm, 130 cm, 160 cm ja 200 cm. Näytteet säilöttiin Turun yliopiston geologian laitoksen kylmävarastoon, jotta näytteissä tapahtuisi mahdollisimman vähän mikrobiologisia ja kemiallisia muutoksia.

Tarkoitus oli alun perin pitää näytteenottotiheys ja syvyydet samanlaisina kaikkien kolmen järven osalta, mutta Joutsijärven osalta näytteet on pussitettu 22-24 cm jälkeen

seuraavaksi vasta 28-30 cm kohdalla kun muissa järvissä seuraavat näytteet on otettu 26-28 cm väliltä, joten kolme alinta Limnoksella otettua näytettä menivät limittäin kahden muun tutkimusjärven näytteiden kanssa.

3.2. Aiempien sedimenttitutkimusten tuloksia

Joutsijärvellä on tehty kahden näytepisteen sedimenttitutkimus viimeksi vuonna 1999 Veli-Pekka Salosen toimesta. Näytteistä oli analysoitu vesipitoisuus, hehkutushäviö sekä raekoko. Lisäksi oli suoritettu nokipartikkelianalyysi sedimentin ajoittamiseksi.

Tutkimuksen perusteella sedimentaationopeus vaihteli suuresti järven eri osissa. Toinen näytteistä oli otettu syvimmästä pisteestä heti Neitsytjärven pohjoispuolella, kyseinen piste on kilometri länteen ympäristökeskuksen veden syvyystietojen kertomasta syvimmästä pisteestä. Kyseisestä pisteestä tutkimuksessa saatiin vain 9 cm järviliejua, jolla oli terävä kontakti alapuoliseen sulfidin värjäämään saveen. Korpiluodon pohjoispuolelta, läheltä Satamuta –tutkimuksen syvännepistettä oli saatu edustava järvisedimenttisarja.

Salosen *et al.* (2000) tutkimuksen johtopäätös on, että Joutsijärvessä on tapahtunut sedimentaatiomuutos noin 30 – 40 vuotta sitten, joka näkyy kerrostuneen sedimentin määrän sekä laadun vaihteluina. Toisin sanoen, 1960- ja 1970-luvuilla järven syvimpään kohtaan on alkanut kerrostua orgaanista, humuspitoista ainesta, mutta myös sedimentin raekoostumus on muuttunut aikaisempaa karkeammaksi.

Valkjärven sedimenttitutkimuksessa (Salonen 1997) on aiemmin saatu selville, että Valkjärven sedimentaationopeus on alle puolet tavanomaisen järven sedimentaationopeudesta, joten se on ollut vähätuottoinen. Valkjärven sedimentin havaittiin myös sisältävän poikkeuksellisen runsaasti fosforia. Järven todettiin olevan sisäkuormitteinen, johon syynä on aallokon ja tuulen aiheuttama pohjasedimentin resuspensio. Valkjärven sedimentistä oli löydetty pohjaeläintutkimuksen yhteydessä

myös runsaasti surviaissääsken toukkia (*Chironomus plumosus*), jotka yksinään muodostivat jopa 60 % biomassasta. Surviaissääsken toukat ovat rehevöityneiden, vähähappisten tai ajoittaisesta hapettomuudesta kärsivien järvien indikaattorilaji.

Karhijärvellä sedimenttitutkimuksia ovat tehneet Räsänen *et al.* (2005) sekä Krogerus ja Ekholm (2003). Räsänen *et al.* tutkimus keskittyy pääosin piilevätuloksista mallinnettujen veden fosforipitoisuuksien tulkintaan. Tulosten mukaan Karhijärvi on ollut jo ennen ihmistoimintaa ravinnerikas verrattuna muihin suomalaisiin järviyyppeihin. Krogeruksen ja Ekholmin tutkimuksessa on puolestaan keskitytty tuulen aiheuttaman pohjaeroosion vaikutuksiin. Tutkimuksen mukaan Karhijärven tapauksessa avoimen veden aikaan jo 5-7 m s⁻¹ puhaltava tuuli aiheuttaa orgaanisen aineksen resuspensiota koko järvioltaan alueella. Näin ollen jopa 89 % Karhijärveen sedimentoituvasta aineksesta olisi peräisin resuspensiosta.

4. TUTKIMUSMENETELMÄT

Kaikkien järvien osalta sedimentin analysoinnissa käytetyt menetelmät olivat vesipitoisuuden ja heikutushäviön, magneettisen susceptibiliteetin ja sedimentin fosforipitoisuuksien määrittäminen eri fraktioineen, piileväanalyysi sekä radiohiiliajoitus AMS-menetelmällä. Lisäksi sedimenttinäytteistä tehtiin silmämääräinen kuvaus sekä näytteenoton että laboratoriotöiden ohessa.

4.1 Sedimentin silmämääräinen tarkastelu

Kaikkien tutkimusjärvien sedimenttiä tarkasteltiin ennen varsinaista näytteenottoa venäläistä suokairaa käyttäen. Suokairalla saadaan häiriintymätön näyte, sillä se painetaan sedimenttiin ja vasta halutulla syvyydellä näytteenottopesää pyöritetään 180°, jolloin näyte leikkaantuu sellaisenaan. Lisäksi suokaira mahdollistaa sedimentin nopean

tarkastelun kentällä, sillä näyte saadaan näkyville kääntämällä näytteenotinta jälleen 180°. (Aaby ja Digerfeldt 1986, Glew et al. 2001).

Sedimenttiä tarkasteltiin myöhemmin laboratorion paremmissa valaistusolosuhteissa kun pitkät Livingstone –mäntäkairanäytteet halkaistiin analyyseja ja makrofossiiliseulontaa varten.

4.2. Fysikaaliset menetelmät

4.2.1. Magneettinen susceptibiliteetti

Magneettinen susceptibiliteetti (κ), eli aineen kyky magnetoitua, mitattiin suoraan halkaistuista ja huoneenlämpöisistä Livingstone -mäntäkairanäyteputkista Turun yliopiston geologian laitoksen laboratoriossa käyttäen Bartington MS2 - susceptibiliteettimittaria sekä Bartington MS2E1 sensoria. Mittaukset suoritettiin 2 mm välein 1-mT mittaustaajuudella, pitkällä mittaussajalla käyttäen SI-yksikköä kappa κ (10^{-5}). Tausta-arvoja mittaavat ns. ilma-arvot otettiin aina varsinaisten mittausten välillä, jotta lopullisesta mittaustuloksesta voidaan poistaa ulkoiset virhetekijät, kuten lämpötilavaihtelut. (Dearing 1994).

Magneettisten menetelmien etuna on niiden nopeus sekä näytteen säilyminen tuhoutumattomana, jolloin siitä voidaan myöhemmin suorittaa muita analyyseja. Magneettisten mineraalien pitoisuuteen sedimentissä vaikuttaa merkittävästi järven valuma-alueen maa- ja kallioperä, sillä suurin osa järvisedimentin magneettisesta aineksesta on maa- tai kallioperästä peräisin olevaa minerogeenista ainesta. (Sandgren ja Snowball 2001). Tästä syystä magneettisilla tutkimusmenetelmillä voidaan tehokkaasti havaita esimerkiksi järven valuma-alueen metsä- ja suo-ojituksien ja maanviljelyksen vaikutukset sedimenttiin.

Kaikki aineet ovat jollakin tavalla magneettisia. Eri aineet pystytään erottamaan toisistaan niille tyypillisten magneettisten ominaisuuksien perusteella. Aineet jaetaan magneettisten ominaisuuksiensa perusteella diamagneettisiin, paramagneettisiin, ferromagneettisiin ja ferrimagneettisiin aineisiin. Aineissa, joissa magnetoituma on

pieni, havaitaan magnetoituman olevan suoraan verrannollinen magnetoivan kentän voimakkuuteen.

Diamagneettisten aineiden susceptibiliteetti-arvot ovat erittäin heikkoja tai jopa negatiivisia. Diamagneettisten aineiden momentti on vastakkainen ulkoiseen kenttään nähden, aiheuttaen alhaisen susceptibiliteetti-arvon. Diamagneettisia mineraaleja ovat muun muassa kvartsi, maasälpä ja kalsiitti (Peltoniemi 1988). Myös vesi ja orgaaninen aines ovat diamagneettisia. Diamagneettisten aineiden vaikutus kokonaissusceptibiliteettiin on yleensä pieni, ellei kyse ole hyvin vesi-, kvartsi- tai orgaanispitoisesta aineksestä. (Dearing 1994).

Paramagneettisten aineiden susceptibiliteetti-arvot ovat diamagneettisten aineiden arvoja korkeampia, mutta edelleen heikkoja. Paramagneettisille aineille syntyy momentti ulkoisen kentän suuntaisesti. Paramagneettisten aineiden poistuessa ulkoisesta magneetikentästä, ne menettävät paramagneettisen luonteensa lämpöliikkeen sekoittaessa dipolimomenttien suuntauksen satunnaiseksi. Paramagneettisiin aineisiin kuuluu monia mangaani- tai rautaioneja sisältäviä mineraaleja, kuten kiilteet, pyrokseenit ja amfibolit. (Dearing 1994, Sandgren ja Snowball 2001, Peltoniemi 1988).

Magneettisesti voimakkaimpia ovat ferromagneettiset aineet. Ferromagneettista on esimerkiksi puhdas rauta. Ferromagneettisten aineiden magneettinen momentti on samanaikaisesti sekä voimakas, että hyvin suuntautunut. Ferromagneettisia aineita ei normaalisti tavata luonnonoloissa. Sen sijaan ferromagneettiset aineet voivat esimerkiksi hapettomissa oloissa muuttua susceptibiliteettimittausten kannalta tärkeämmiksi, ferrimagneettisiksi aineiksi, jotka ovat luonnossa yleisiä. Ferrimagneettisten aineiden magneetikenttä on suuntautunut, mutta sillä on kaksi vastakkaista ja eri voimakkuuksista suuntaa. Yleisin luonnosta löydettävä ferrimagneettinen mineraali on magnetiitti, joka yleensä näkyy selvästi magneettisusceptibiliteettimittauksissa peittäen muut arvot alleen. (Dearing 1994, Sandgren ja Snowball 2001).

4.2.2. Vesipitoisuus

Sedimentin vesipitoisuuden (W) avulla saadaan tietoa kerrostumisnopeudesta ja sen vaihteluista, kerrostuneen aineksen laadusta, tiiviyydestä sekä bioturbaation määrästä. Kasvanut sedimentaationopeus lisää yleensä vesipitoisuutta. Vesipitoisuus on yleensä alhainen runsaasti karkeaa mineraaliainesta sisältävillä sedimenteillä, joita tavataan etenkin matalilla vesialueilla, sekä jokien ja ojien suualueilla. Vesipitoisuus on tyypillisesti korkea sedimentin pintaosissa ja alhainen syvemmällä. (Häkanson ja Jansson 1983).

Kaikkien osanäytteiden vesipitoisuus määritettiin punnitsemalla noin 2 ml homogenoitu tuore sedimenttinäyte 0,1 mg tarkkuudella puhtaassa ja kuivatussa upokkaassa. Näytteitä pidettiin kuivausuunissa 105 °C:ssa yön yli, jäähdytettiin hanallisessa eksikaattorissa ja punnittiin uudelleen. Punnitustuloksista vähennettiin upokkaan massa, jolloin saatiin tulokseksi kuivan sedimenttinäytteen massa. (Bengtsson ja Enell 1986, Häkanson ja Jansson 1983). Näiden tulosten perusteella pystytään laskemaan näytteiden vesipitoisuus Häkansonin ja Janssonin (1983) mukaan kaavalla:

$$W = (gws - gds) / gws * 100$$

W = Veden osuus prosentteina tuoreen sedimentin massasta

gws = tuoreen sedimentin massa

gds = kuivatun sedimentin massa

4.2.3. Hehkutushäviö

Hehkutushäviötä tarkastelemalla saadaan ennen kaikkea tietoa mineraaliaineksen ja orgaanisen aineksen suhteesta. Jokien ja ojien suualueilla hehkutushäviö voi olla hyvin pieni johtuen suuresta mineraaliaineksen määrästä. Sedimentissä syvemmälle mentäessä hehkutushäviö normaalisti pienenee, johtuen orgaanisen aineksen

mineralisoitumisesta. Vesipitoisuuden ja hehkutushäviön välillä on tästä johtuen yleensä selvä korrelaatio. Esimerkiksi soiden kuivatustoimet voivat näkyä selvästi hehkutushäviötuloksissa, sillä ne tuovat vesistöihin runsaasti humusta joka sedimentoituu aiheuttaen orgaanisen aineksen määrän suhteellista kasvua sedimentissä. Myös järven sisäisen tuotannon kasvu kohottaa sedimentin hehkutushäviöarvoja. (Kaufman et al. 2003).

Orgaanisen aineksen määrä määritettiin Håkanson ja Janssonin (1983) menetelmällä. Kuivatut näytteet punnittiin, jonka jälkeen näytteet upokkaineen laitettiin hehkutusuuniin (550 °C) kahdeksi tunniksi. Hehkutettu näyte jäädytettiin hanallisessa eksikaattorissa, jonka jälkeen jäähtynyt näyte punnittiin. Näytteen hehkutushäviö saadaan seuraavasta kaavasta (Heiri et al. 2001):

$$\text{LOI} = ((\text{DW}_{105} - \text{DW}_{550}) / \text{DW}_{105}) * 100$$

LOI = hehkutushäviö prosentteina kuivan sedimentin massasta

DW_{105} = kuivatun sedimentin massa

DW_{550} = hehkutetun sedimentin massa

4.3. Kemialliset menetelmät

4.3.1. Kokonaisfosfori ja sen fraktiot

Fosfori on elintärkeä alkuaine eläville organismeille. Se on myös yleisin järviekosysteemien minimiravinne, jolloin se yksistään on esimerkiksi levien kasvua rajoittava tekijä. Järvivedessä ja sedimentissä olevaan fosforipitoisuuteen vaikuttavat merkittävimmin apatiittipitoisten $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})$ kivilajien rapautuminen, sekä ihmisperäisistä lähteistä olevat fosforipäästöt, kuten keinolannoitus ja jätevedet. Peltoalueelta vesistöön päätyvän fosforin määrä on usein jopa kymmenkertainen

luonnonvalumaan verrattuna. (Bengtsson ja Enell 1986). Luonnossa fosfori on sitoutunut apatiittiin, orgaanisiin yhdisteisiin sekä epäorgaanisiin yhdisteisiin, kuten alumiiniin, rautaan tai magnesiumiin (Lahermo et al. 1996). Fosforin luonnollinen pitoisuus järvisedimentissä on tavallisesti 0,5 – 3 g fosforia kilossa kuivaa sedimenttiä. Vedessä fosforin pitoisuus on yleensä vain joitakin mikrogrammoja litrassa, johtuen fosforin merkityksellisestä asemasta minimiravinteena, jolloin eliöt pyrkivät käyttämään kaiken saatavilla olevan fosforin. (Håkansson ja Jansson 1983, Seppänen 1984). Sedimenttiin lopulta kertyvän fosforin määrä riippuu siitä, paljonko järveen tulee fosforia sen ulkopuolelta, kuinka tehokkaasti fosfori saostuu, mikä on järven kokonaissedimentaation nopeus ja miten paljon fosforia liukenee sedimentistä takaisin veteen (Mackereth 1966).

Fosforijakeista labiili fosfori sekä alumiiniin ja rautaan sitoutunut fosfori vapautuvat sedimentistä happitilanteen heikentyessä. Apatiittiin sitoutunut fosfori ei juuri liukene veteen ja orgaaninen residuaalifosfori fosfori, joka on kiinni esimerkiksi humushiukkasissa, lähtee liikkeelle vasta partikkeleiden hajotessa. Fosforin liukeneminen sedimentistä veteen tapahtuu useimmiten redoxpotentiaalilaskiessa. Hapekkaissa olosuhteissa fosfori on usein sedimentoitunut raudan kanssa ferrifosfaattina (FePO_4). Hapettomissa olosuhteissa redoxpotentiaali laskee, jolloin ferrirauta (Fe^{3+}) pelkistyy ferroraudaksi (Fe^{2+}) ja fosfori vapautuu takaisin veteen.

Myös pH:n kohoaminen lisää fosforin liukenemistä sedimentistä. pH-arvot kohoavat alusvedessä usein lisääntyneen tuotannon seurauksena. Jos sedimentti on kosketuksissa veden kanssa, jonka pH on korkea, sen fosforinsitomiskyky rauta- ja alumiiniyhdisteisiin laskee. Epäsuorasti fosforin pidättymistä vähentää lämpötilan nousu, jolloin sedimentin biologinen aktiivisuus lisääntyy. Mikrobiprosessien määrän kasvu lisää fosforin vapautumista biokemiallisissa reaktioissa. Biologisen aktiivisuuden lisääntyminen kuluttaa enemmän happea ja laskee täten osaltaan redoxpotentiaalia (Boström et al. 1988).

Kokonaisfosforin määrä näytteistä analysoitiin Bengtssonin ja Enellin (1986) menetelmällä, polttamalla kuivattuja sedimenttinäytteitä upokkaineen 550 °C:ssa kahden tunnin ajan. Tämän jälkeen näytteet jäähdytettiin hanallisessa eksikaattorissa ja punnittiin 0,1 mg tarkkuudella.

Jäähtyneet näytteet hienonnettiin upokkaissa näytettä hukkaamatta. Tämän jälkeen näytteisiin lisättiin 1,5 ml väkevää typpihappoa (HNO₃) joka haihdutettiin hiekkahauteella 70 °C:ssa 1,5 h ajan. Kuiviin näytteisiin lisättiin 1,0 ml väkevää suolahappoa (HCl), jonka jälkeen ne siirrettiin 100 ml mittapulloon käyttäen apuna 0,1M HCl-liuosta, jolla mittapullo täytettiin 100 ml merkkiin asti. Näytteitä ravisteltiin huolellisesti ja suodatettiin suodatinpaperia käyttäen erlenmeyerpulloihin.

Suodatetut näytteet analysoitiin Murphyn ja Rileyn (1962) mukaan molybdeeninsinimenetelmällä, jossa käytettävät reagenssit 10 näytteen sarjaa varten olivat:

50 ml 5M H₂SO₄

15 ml 4% ammoniummolybdaatti

30 ml 0,1 M askorbiinihappo

5 ml kaliumantimonitartaatti

Jokaista näytettä mitattiin 2 ml 50 ml mittapulloon ja lisättiin 8 ml reagenssisekoitusta, jonka jälkeen pullo täytettiin tislattulla vedellä 50 ml merkkiin asti. Analysoitavien näytteiden lisäksi valmistettiin nollanäyte, johon käytettiin 8 ml reagenssisekoitusta ja loput tislattua vettä. Näytteet analysoitiin 10 – 30 min kuluessa HACH-spektrofotometrillä läpivirtauskyvetillä käyttäen 882 nm aallonpituutta. Reagenssin sininen sävy muuttuu tummemmaksi sen mukaan, paljonko analysoitavassa näytteessä on fosforia. Tämän värisävyn muutoksia spektrofotometri mittaa ja laskee näytteen fosforipitoisuuden milligrammoina litrassa. Kuvassa 6 ovat Karhijärven näytteet reagenssiaineet lisättynä odottamassa analysointia.

Kuivassa sedimentissä olevan kokonaisfosforin määrä (mg g^{-1} DW) saadaan liuotustuloksissa kertomalla HACH-arvo 2,5:llä ja jakamalla tulos sedimentin kuivapainolla (g).

Osittaisliuotus tehtiin Hieltjesin ja Lijkleman (1980) kolmivaiheisella menetelmällä, jossa tuoretta sedimenttiä mitataan 2 ml 100 ml mittapulloon, johon lisätään 50 ml 1 M ammoniumkloridiliuosta (NH_4Cl), jonka jälkeen näytettä sekoitetaan kaksi tuntia. Tämän jälkeen näyte sentrifugoidaan, nestefaasi siirretään toiseen muovipulloon ja jäljelle jääneen sedimenttiaineksen päälle lisätään uudelleen 50 ml 1 M NH_4Cl -liuosta. Uudella liottimella toistettiin kahden tunnin sekoitus ja sentrifugointi kuten aiemmin. Näytteen nestefaasi yhdistettiin edellisiin näytteisiin. Yhdistetyt liuokset suodatettiin ja analysoitiin molybdeenireagenssimenetelmällä.

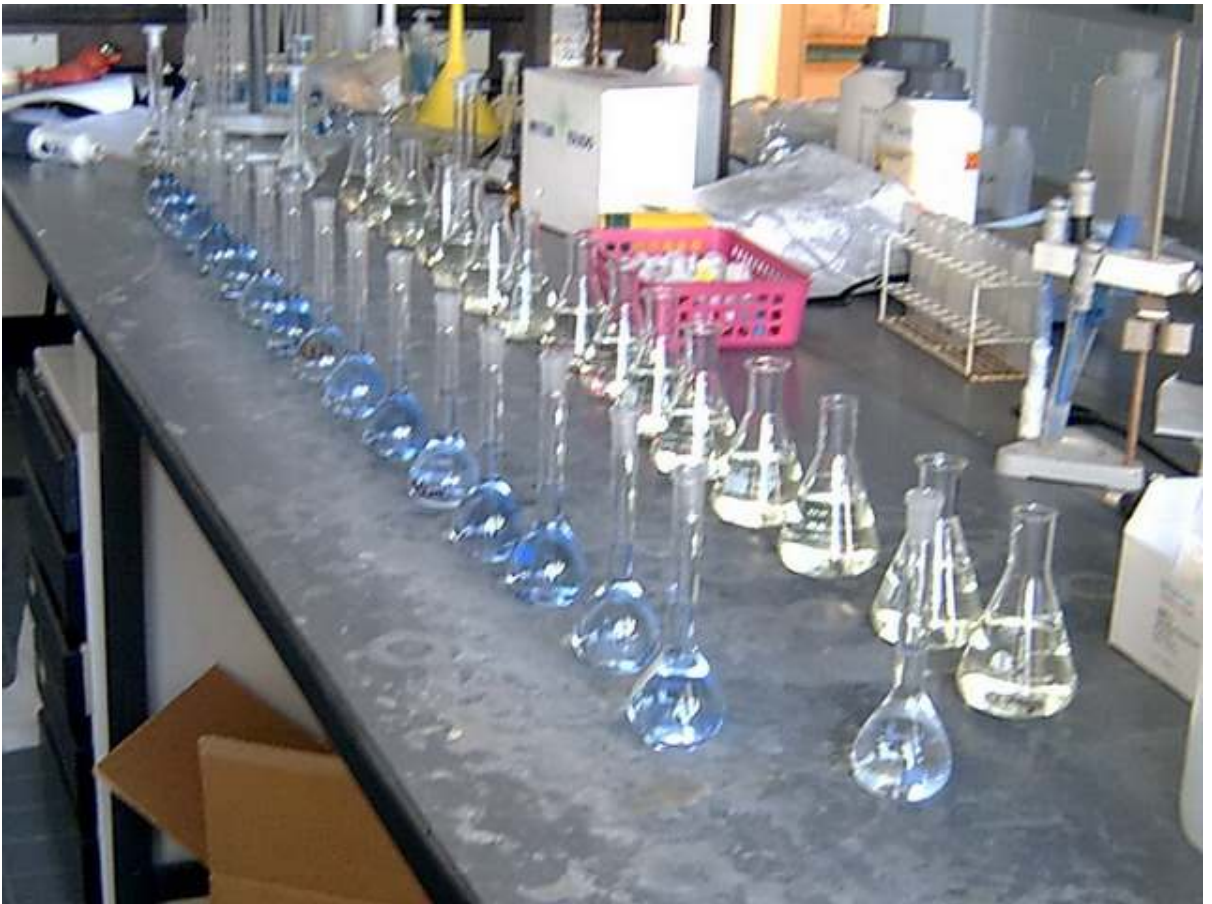
Ammoniumkloridilla liuotetun näytteen päälle lisättiin 50 ml 0,1 M natriumhydroksidiliuosta (NaOH), jonka jälkeen näytettä sekoitettiin 17 tuntia. Sekoituksen jälkeen näyte sentrifugoitiin, nestefaasi suodatettiin toiseen pulloon ja analysoitiin.

Ammoniumkloridilla ja natriumhydroksidilla uutetun näytteen päälle lisättiin viimeiseksi 50 ml 0,5 M suolahappoliuosta (HCl). Näytettä sekoitettiin 24 tuntia, jonka jälkeen se sentrifugoitiin, suodatettiin ja analysoitiin.

Kuivassa sedimentissä olevan kokonaisfosforin määrä (mg g^{-1} DW) saadaan liuotustuloksissa kertomalla HACH-arvo 1,3:llä ja jakamalla tulos sedimentin kuivapainolla (g).

Ammoniumkloridiliuotuksella saadaan mittausmenetelmää varten reaktiiviseksi labiili eli löyhästi sitoutunut huokosveden fosfori, joka on suoraan eliöiden käytettävissä. NH_4Cl -liuotus poistaa samalla karbonaatteja ja löyhästi sitoutunutta kalsiumia, jotka muuten häiritsevät NaOH -liuotusta. NaOH -liuotuksella saadaan esiin pääasiassa

metallioksideihin sitoutunut fosfori. Myös muille pinnoille adsorboitunut fosfori, joka on vaihdettavissa OH- -ioneihin, saadaan esiin tällä liuotuksella, samoin mahdolliset emäksiin liukenevat fraktiot. HCl-liuotuksella reaktiiviseksi saadaan apatiittifosfori, karbonaatteihin sitoutunut fosfori, sekä mahdollisesti oksideista liuennut fosfori. Kokonaisfosforin ja eri fraktioiden erotuksesta saadaan lisäksi residuaalifosfori, joka edustaa vaikealiukoista, lähinnä orgaaniseen ainekseen sitoutunutta fosforia.



Kuva 6. Karhijärven fosforinäytteet odottamassa analysointia. Sininen sävy analysoitavissa näytteissä johtuu reagenssista. Alareunassa nollanäytepullo.

4.4. AMS-ajoitus ja makrofossiilit

Yksi uusista ja tehokkaimmista tämänhetkisistä ajoitusmenetelmistä on hiukkasfysiikkaan perustuva hiukkaskiihdytinmassaspektrometri eli AMS (Accelerator

Mass Spectrometer) (Aitken 1990). Sedimenttien ajoitusta varten jokaisesta näytesarjasta seulottiin sopivia makrofossiileja radiohiiliajoitusta varten. Ajoituksen tarkoituksena oli saada selville tutkimusjärvien sedimentaationopeuksia ja ajoittaa mahdollisuuksien mukaan susceptibiliteetti- tai fosforianalyyseissa havaittuja muutoksia.

Avatuista Livingstone -kairanäytteistä etsittiin makrofossiileja 0,5 mm seulaa käyttäen. Makrofossiilien käsittely radiohiiliajoitusta varten suoritettiin Björckin ja Wohlfarthin (2001) menetelmällä. Kaikki löydetyt makrofossiilit siirrettiin puhtaisiin rei'itetyillä alumiinifolioilla peitettyihin koeputkiin. Näytteet kuivattiin välittömästi 110 °C:ssa ja punnittiin, jonka jälkeen ne säilöttiin kumikorkillisiin koeputkiin, jotta ne eivät kontaminoituisi ilmakehän tuoreemman hiilen tai ilmankosteuden vuoksi syntyvän mikrobi- tai sienikasvuston vaikutuksesta.

Radiohiiliajoitus AMS –menetelmällä vaatii vähintään 1 mg kuivaa orgaanista materiaalia. Radiohiiliajoitukseen valittiin seulotuista näytteistä suurimmat, terrestristä alkuperää edustavat makrofossiilit, sillä esimerkiksi vesieliöt saattavat käyttää järvisedessä olevaa hiilidioksidia. Järvieliöiden hiili saattaa olla peräisin esimerkiksi pohjaveden mukanaan tuomasta liuenneesta epäorgaanisesta hiilestä, jolloin niiden sisältämä radiohiili ei aina vastaa ilmakehän sen hetkistä radiohiilikoostumusta, aiheuttaen virheitä radiohiiliajoituksessa. (Björck ja Wohlfarth 2001).

Ajoituskelpoisiksi valitut näytteet tunnistettiin lajilleen ennen lopullista valintaa Turun yliopiston kasvimuseossa amanuensi Terttu Lempiäisen avustuksella. Valkjärven tapauksessa ajoitukseen sopivia makrofossiileja ei ollut yhtä runsaasti kuin Joutsijärven ja Karhijärven näytteissä (taulukko 2), joten järviruoko valittiin ajoitukseen sen suuren kokonsa vuoksi, jolloin voitiin olettaa saatavan luotettavampi ajoitustulos kuin liian pienestä makrofossiilista tai pelkästä sedimentin ajoituksesta. Näytteet lähetettiin saatteineen Poznan radiohiililaboratorioon Puolaan loppukesästä 2006 ja ne analysoitiin marraskuussa 2006.

Keskiaikaan tai sitä nuorempaan aikakauteen ajoittuvia näytekappaleita ei ole kannattavaa ajoittaa ^{14}C -menetelmällä, koska virhemarginaali kasvaa liian suureksi. Iältään vanhoissa näytteissä (>30 000 a) radiohiiltä puolestaan ei välttämättä ole jäljellä riittävää määrää luotettavan tuloksen saamiseksi. (Björck ja Wohlfarth 2001)

***Taulukko 2.** Radiohiiliajoitukseen lähetetyt makrofossiilit, niiden näytesyvyys, kuivapaino, materiaali, sekä radiohiililaboratorion niille antamat tulokset radiohiilivuosina erityishuomioineen.*

Näytteen nimi	Näytesyvyys (cm)	Näytteen kuivapaino (mg)	Näyttemateriaali	Radiohiili-ikä	Huomioita
Jouts 1	34-36	18,6	Lepän/koivun kuori	1730 ± 30 BP	
Jouts 2	76-78	10,5	Kääpiöleppä, oksan pää	2905 ± 30 BP	
Jouts 3	124-126	2,1	Männyn neulanen	4510 ± 40 BP	
Karhi 1	12-14	1,3	Koivun siemen	110.54 ± 0.48 pMC	modern
Karhi 2	28-30	1	Koivun lehti	131.08 ± 0.96 pMC	very small, 0.05mgC
Karhi 3	134-136	2,8	Paju/koivu, kuoren pala	2660 ± 35 BP	
Valk 1	12-14	5,5	Järviru'o'n juuri	340 ± 30 BP	
Valk 2	18-20	1,7	Leppä	245 ± 30 BP	
Valk 3	124-126	1,9	Kynsisammal	370 ± 30 BP	

Useimmat ajoitusmenetelmät ilmaisevat tuloksen suoraan kalenterivuosina, mutta radiohiiliajoituksessa tulos saadaan ns. radiohiilivuosina, jotka eroavat ajanjaksollisesti kalenterivuosista. Tästä syystä radiohiiliajoitustulokset tulee kalibroida kyseiseen tarkoitukseen valmistettujen kalibraatiokäyrien avulla. Radiohiilituloksissa ilmoitettu ± vuosimäärä on tilastollinen virhemarginaali, jonka sisään ajoitus osuu 67 prosentin todennäköisyydellä (Aitken 1990).

Näytteiden iät muutettiin ennen tulkintaa kalenterivuosiksi. Radiohiili-iät voidaan muuttaa kalenterivuosiksi käyttämällä siihen tarkoitettuja tietokoneohjelmia, jotka

käyttävät muunnokseen puun vuosirengastiedoista ja niistä tehdyistä radiohiilimittauksista valmistettuja kalibraatiokäyriä. Oleellisena virhelähteenä radiohiilimenetelmään liittyy vaihteleva ilmakehän radiohiilipitoisuus. On todettu, että radiohiilen määrä ilmakehässä on kautta aikojen vaihdellut merkittävästi. Pääasiallisena syynä on ollut maan magneettikentän vaihtelu, sillä magneettikentän voimakkuus säätelee kosmisen säteilyn tunkeutumista maan ilmakehään. Heikko magneettikenttä päästää runsaasti säteilyä, jolloin vastaavasti syntyy tavanomaista runsaammin radiohiiltä ja ajoitukset näyttävät tällöin liian nuorta ikää. Runsaimmin ilmakehässä on ollut radiohiiltä jääkauden jälkeen 5000 - 6000 vuotta sitten, jolta ajalta radiohiiliajoitukset näyttävät jopa 800 vuotta liian nuoria tuloksia. Vertaamalla eri alueilla elävien ja eri lajia edustavien puiden vuosilustoikiä, korallien määriteltyjä ikä sekä tunnettuja merellisiä kerrostumia radiohiili-ikiin, on saatu korjaustaulukoita ja -diagrammeja, joiden avulla radiohiiliajoitukset voidaan muuntaa kalenterivuosiksi varsin luotettavasti (Aitken 1990).

Kalibraatio-ohjelmat laskevat näytteen iän kalenterivuosina todennäköisyshajonnan perusteella. Aineistot kattavat ajallisesti viimeiset 12 000 – 24 000 vuotta. Radiohiilituloksien nollavuotena pidetään vuotta 1950 (0 BP = AD 1950), jonka jälkeen ydinkokeet ovat merkittävästi muuttaneet radiohiilen pitoisuuksia ilmakehässä. Näytteiden kalibrointiin käytettiin Calib 5.0.2 –ohjelmaa, joka käyttää INTCAL04 –aineistoa (Stuiver et al 1993, Reimer et al. 2004). Kyseinen kalibraatioaineisto on luotu käyttämällä sekä dendrokronologisia menetelmiä, että korallien sekä merikerrostumien tunnettuja ikä. Dendrokronologialla käyrä on saatu kattamaan nykypäivästä 12 000 vuotta taaksepäin, merikerrostumilla 14 700 vuotta taaksepäin ja korallien iänmäärittäyksillä 26 000 vuoden päähän. INTCAL04 kalibraatiokäyrää käytetään maailmanlaajuisesti, koska se perustuu sekä eurooppalaisten, että amerikkalaisten puiden (tammi ja mänty) vuosirengaskäyriin. (Reimer et al. 2004)

Kalibrointitulokset ilmoitetaan yhden ja kahden sigman (σ) standardipoikkeamilla. Kahden sigman standardipoikkeamalla kalibroinnin tulos on 95,4 prosentin

todennäköisyydellä ilmoitetun ikähaarukan rajoissa, yhden sigman standardipoikkeamalla 68,3 prosentin todennäköisyydellä. Tulkintoja varten kalenterivuosi otettiin kahden sigman standardipoikkeamalla saatujen, suurimmalla korrelaatiokertoimella (r) saatujen, tulosten keskiarvot. Karhijärven kahdesta ylimmästä näytteestä kalibrointi tehtiin annetun radiohiilivuoden perusteella käyttäen ajoitusten epävarmuutena ± 55 vuotta.

4.5. Piileväanalyysi

Jotta saataisiin mallinnettua järvien muinaiset pintaveden fosforipitoisuudet, tehtiin näytteille piileväanalyysi. Preparaattien valmistuksessa käytettiin Battarbeen et al. (2001) menetelmää, sekä lisäksi Mäenpään (1999) monistetta.

Piilevälajiston koostumuksen perusteella voidaan lisäksi rekonstruoida muinoin vedessä tapahtuneita muutoksia humuspitoisuuden, alkaliteetin ja veden pH:n suhteen. (Battarbee 1986, 1991 ja Battarbee ym. 1997).

4.5.1. Preparaattien valmistaminen

Dekanterilasiin siirrettiin näytteen koostumuksesta riippuen 1 – 0,5 ml tuoretta sedimenttiä. Näytteisiin lisättiin 35 % vetyperoksidia (H_2O_2), jonka jälkeen niitä lämmitettiin vesihautteessa orgaanisen aineksen poistamiseksi. Vetyperoksidin aiheuttama hapetusreaktio ei näytteissä ollut missään vaiheessa erityisen voimakas mutta näytteiden kuohuminen kesti lyhimmilläänkin yli viikon. Vetyperoksidia lisättiin näytteisiin haihtumisen mukaan. Kuohumisen loputtua näytteet nostettiin jäähtymään ja annettiin laskeutua vuorokauden ajan.

Tämän jälkeen näytteistä poistettiin nestefaasi lappoamalla. Jäljelle jääneen piilevärikkaan aineksen päälle kaadettiin tislattua vettä, jonka jälkeen aineksen

annettiin laskeutua vähintään 3 tuntia. Tämän jälkeen neste poistettiin uudelleen lappoamalla. Pesu toistettiin näytteille kolmesti. Viimeisen pesun jälkeen tislattua vettä lisättiin näytteiden päälle sen verran, että konsentraatio näytti vaalean harmaalle, jolloin näytesuspensiota preparaatile pipetoitaessa saadaan preparaattiin sopiva määrä piilevien jäänteitä analysointia varten. Piileväkonsentraation selvittämiseksi näytteisiin lisättiin tässä vaiheessa mikrokuulia, Battarbeen et al. (2001) mukaan. Mikrokuulien avulla pystytään selvittämään kullakin näytesyvyydellä vallitsevaa piileväkonsentraatiota ja yhdessä arvioidun sedimentoitumisnopeuden kanssa voidaan tehdä päätelmiä piilevien esiintymistiheydestä tietyllä ajanjaksolla. Mikrokuulien ihanteellinen suhde piilevän kuoriin tulisi olla 1 : 1. Valtaosassa preparaateista päästiin suhteeseen 1 : 3, joka katsottiin riittäväksi tilastollisen luotettavuuden kannalta. Kaikkiin näytteisiin lisättiin 1 - 2 ml mikrokuulasuspensiota, riippuen näytteen kuivapainosta Käytettyjen mikrokuulaliuosten konsentraatio oli $6,27 \times 10^6$ ml. Piileväkonsentraatio saadaan Battarbeen et al. (2001) mukaan kaavalla:

$$\text{Piileväkonsentraatio} = (M_{\text{Lis}} * P_{\text{Lask}}) / M_{\text{Lask}}$$

M_{Lis} = Lisättyjen mikrokuulien tunnettu määrä

P_{Lask} = Havaittujen piilevien kokonaismäärä näytteessä

M_{Lask} = Havaittujen mikrokuulien kokonaismäärä näytteessä

Preparaatit valmistettiin pipetoimalla muutama tippa valmistettua ja laskeuttamatonta suspensiota objektilasille, joka jätettiin kuivumaan vetokaappiin. Preparaatit pyrittiin valmistamaan mahdollisimman pian pesujen jälkeen, sillä piilevätkuoret liukenevat hiljalleen veteen. Kuivuneen objektilasin päälle kiinnitettiin Naphrax –kiinnitysaineella peitinlasi käyttäen apuna lämpöliettä, jolloin Naphraxin sisältämä tolueni saadaan haihtumaan ja kiinnitysaine kovettumaan. (Battarbee et al. 2001).

4.5.2. Piileväpreparaattien tunnistus ja laskeminen

Jokaisesta preparaatista tunnistettiin lajilleen vähintään 300 piilevää. Näytteissä joissa yhden lajin osuus havaittiin dominoivaksi, tunnistettiin piileviä 400 – 500 kappaletta tilastollisen todennäköisyyden parantamiseksi. Tunnistuksessa käytettiin Leitz Orthoplan mikroskooppia Plan Apo 100x faasikontrastiobjektiivilla ja 12,5x okulaareilla, jolloin saavutettiin yhteensä 1250–kertainen suurennos.

Piilevien tunnistuksessa aineistona käytettiin Krammerin ja Lange-Bertalotin Süßwasserflora von Mitteleuropa, Bacillariophyceae 1-4 (1986, 1991a, 1991b, 1997), sekä Mölderin ja Tynnin Über Finnlands rezente und subfossile diatomeen I-XI (1967-1973, 1975-1976, 1978, 1980). Piilevien luokittelussa niiden ekologisten tietojen perusteella käytettiin lähteenä Krammerin ja Lange-Bertalotin, Lowen (1974) ja van Damin et al. (1994) julkaisuja.

Eri happamuustasoa suosivien ryhmien osuuksien vaihtelun perusteella voidaan arvioida järven rehevyytason kehitystä. Perustuotannon kasvaessa veden pH nousee kesäaikana levien yhteyttämisen seurauksena, jolloin alkalifilisten ja alkalibionttien, pH 7:ssä ja sitä emäksisemmässä ympäristössä elävien, piilevien osuus kasvaa. Happamien vesien valuminen järveen esimerkiksi suo-ojitusten seurauksena näkyy happamuutta suosivien, asidofiilisten ja asidobionttien, lajien runsastumisena.

Veden kokonaisfosforipitoisuuden kehitys laskettiin piilevälajiston avulla DITP-menetelmällä (diatom-inferred total phosphorus). Käytetty kalibrintiaineisto perustuu 61 Etelä-Suomen järvestä kerättyyn aineistoon, koostuen pintaveden syysaikaisista kokonaisfosforipitoisuuksista ja samalla ajankohdalla esiintyneisiin piilevälajistoihin. (Kauppila et al. 2002, Kauppila 2002). FT Tommi Kauppila GTK:sta suoritti tarvittavat tietokoneajot.

5. TULOKSET

5.1. Sedimentin silmämääräinen tarkastelu

5.1.1. Joutsijärvi

Joutsijärvellä venäläisellä suokairalla päästiin 3,59 metrin syvyyteen sedimentin pinnasta. Tasalaatuista järvisedimenttiä esiintyi 2,47 metriin saakka, jossa havaittiin selvä muutospinta alapuoliseen sulfidien tasaisesti värjäämään saveen, joka muuttui nopeasti sulfidiraitaiseksi saveksi syvyydellä 2,82 metriä jatkuen sellaisena 3,59 metriin asti. Kuvassa 7 näkyy Joutsijärven sedimenttiä syvyydeltä 2,39 - 2,99 metriä.



Kuva 7. Joutsijärven sedimentin muuttuminen sulfidien tasaisesti värjäämästä savesta sulfidiraitaiseksi saveksi syvyydellä 2,39-2,99 metriä.

Laboratoriotöiden aikana sedimenttiä käsiteltäessä havaittiin myös, että ensimmäisen 110 cm matkalla sedimentti on lievästi tummempaa ja huomattavasti löyhempää kuin sitä alemmassa osassa. Lisäksi 150 cm syvyydellä alkoi näkyä haaleaa sulfidiraitaisuutta. Radiohiiliajoitusta varten tehdyn makrofossiiliseulonnan aikana havaittiin lisäksi, että etenkin välillä 20 - 50 cm oli runsaasti havupuiden kuorta, siemeniä ja neulasia. Tätä syvemmällä makrofossiilit koostuivat suurimmaksi osaksi lehtipuiden, pääasiassa koivun, siemenistä.

5.1.2. Karhijärvi

Karhijärven sedimentti oli pinnasta alkaen sulfidiraitaista ja tiivistyi tasaisesti syvemmälle mentäessä. Suuren vesisyvyyden vuoksi Karhijärven sedimenttiä päästiin tarkastelemaan vain 3,40 cm syvyydelle sedimentin pinnasta.

Laboratoriossa tarkasteltuna sedimentti oli välillä 0 - 110 cm voimakkaammin sulfidiraitaisempaa kuin alemmassa osassa. Näytteessä havaittiin vaaleamman sedimentin kerrostumista välillä 80 – 140 cm, näytteen koostuessa muutoin tummemmasta sedimentistä.

5.1.3. Valkjärvi

Valkjärvellä suokairalla saavutettiin 4,40 metrin syvyys sedimentin pinnasta mitattuna. Sedimentti oli koko näytteenottomatkalta tummahkoa, alimman 50 cm matkalla myös raitaista. Kuvassa 8 näkyy Valkjärven raitaista sedimenttiä 3,95 - 4,40 sedimentin pinnasta. Näyte edustaa siis yläosaltaan tasalaatuista hienodetritusliejua, joka muuttuu suhteellisen nopeasti sulfidiraitaiseksi harmaaksi liejusaveksi.

Makrofossiiliseulonnan yhteydessä erityisesti syvyyksiltä 4 - 10 cm havaittiin runsaasti surviaissääsken toukkia, sekä yli 28 cm syvyydeltä runsaasti koivun siemeniä.

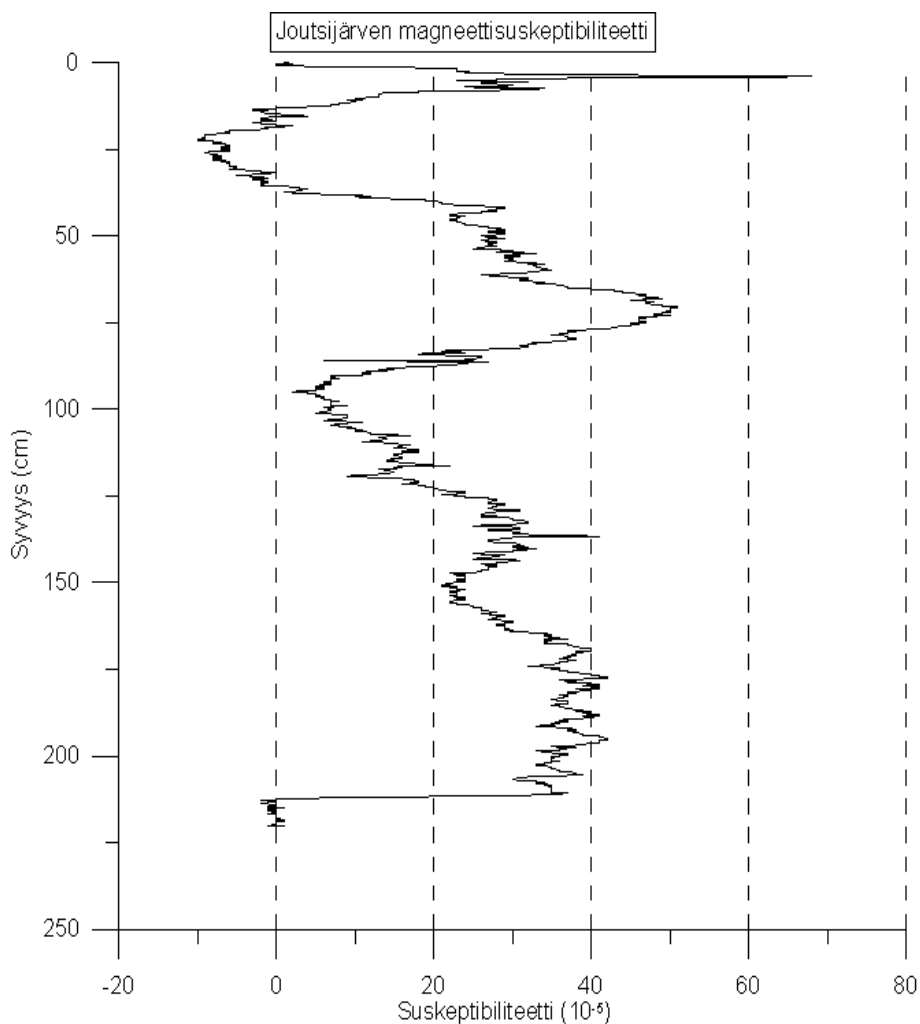


Kuva 8. Valkjärven sedimenttiä syvyydeltä 3,95-4,40 metriä sedimentin pinnasta. Havaittavissa on selvää raidallisuutta.

5.2. Magneettinen susceptibiliteetti

5.2.1. Joutsijärvi

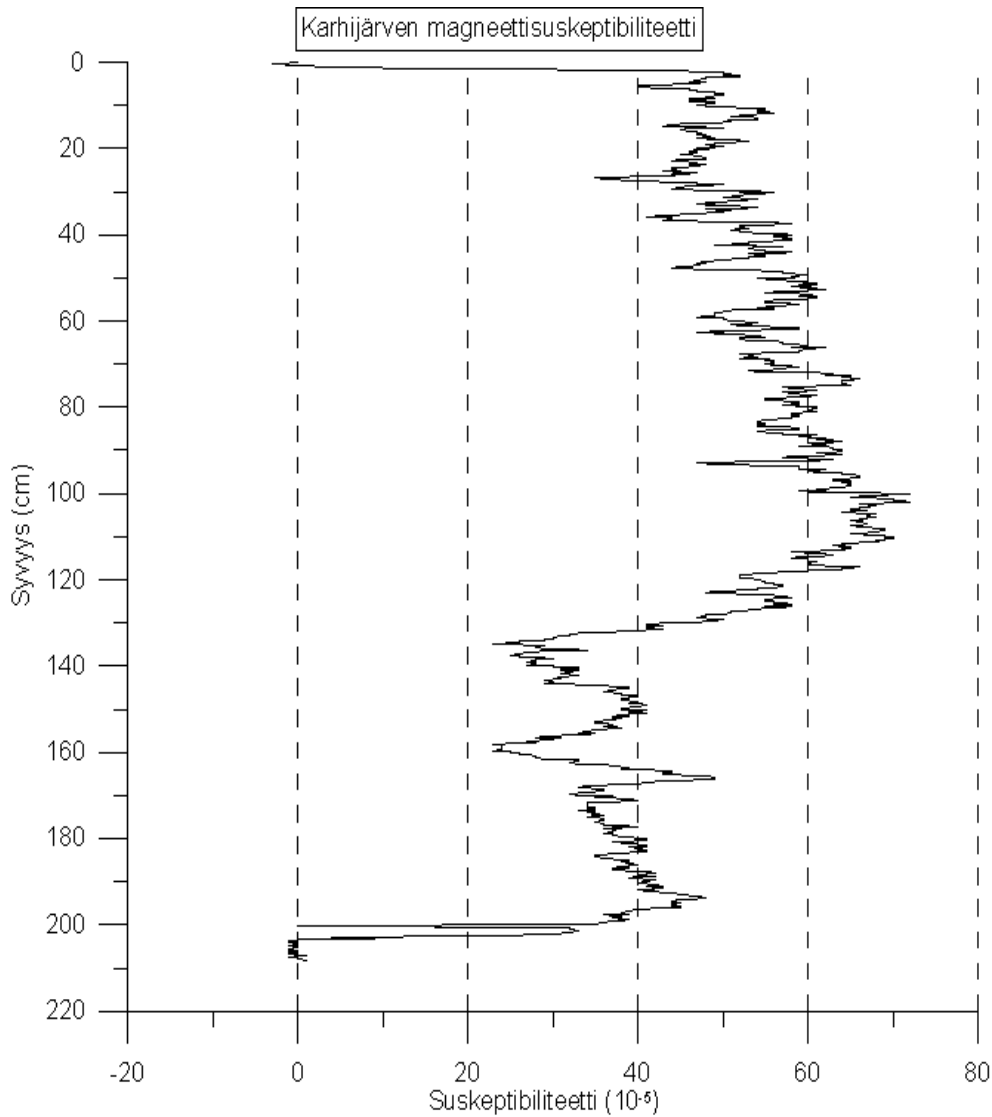
Joutsijärven sedimentin susceptibiliteettiarvoissa on nähtävissä selvä suhteellisen tasaisten arvojen alue välillä 130 cm – 210 cm sedimentin pinnasta (kuva 9). Sitä nuoremmissa sedimentissä susceptibiliteetti laskee selvästi lähestyttäessä 100 cm kohtaa, jonka jälkeen arvot nousevat nopeasti koko näytesarjan huippuarvoon 70 - 80 cm välillä, ollen $50 \cdot 10^{-5}$ SI. Sedimentin pinnasta 25 cm syvyydellä susceptibiliteettiarvot saavat negatiivisia arvoja, jonka jälkeen ne nousevat jälleen huomattavasti nykyäikää lähestyttäessä.



Kuva 9. Joutsijärven magneettisuskeptibiliteetti.

5.2.2. Karhijärvi

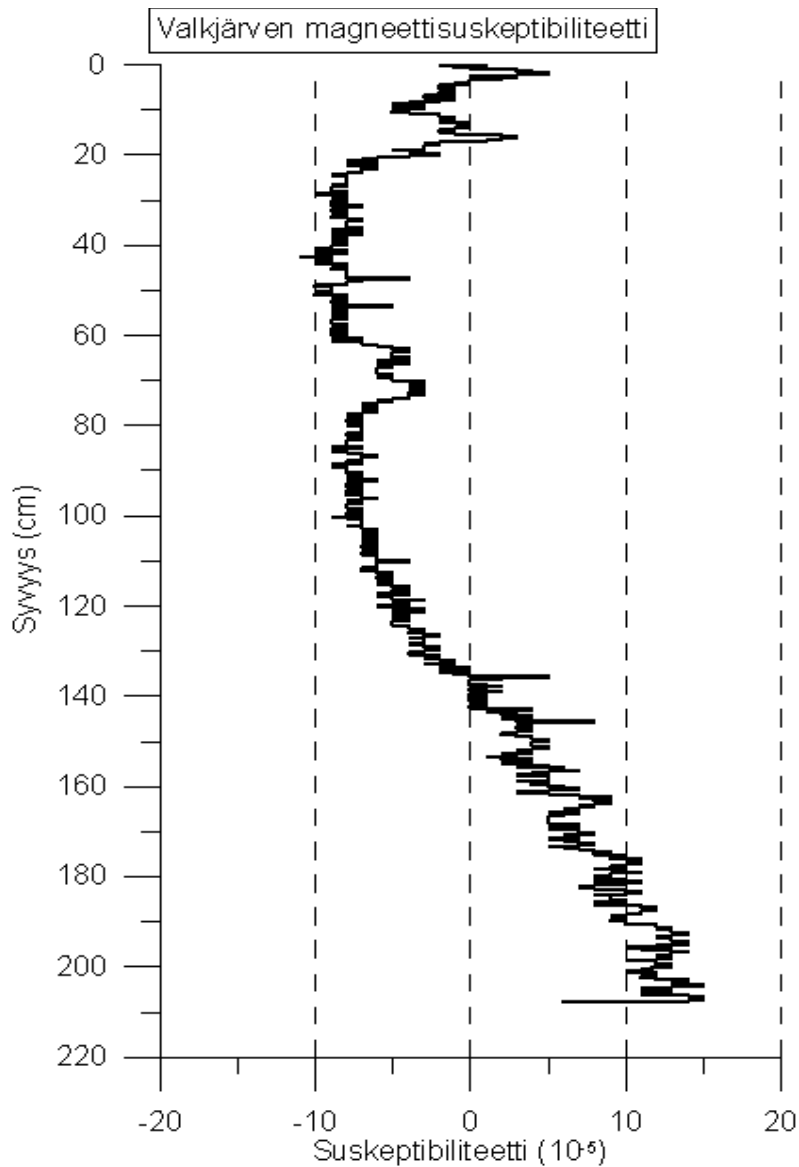
Karhijärven tulokset kuvassa 10 ovat arvoiltaan korkeita verrattuna muihin tutkimusjärviin, ollen koko näytesarjan matkalla $40 - 60 \cdot 10^{-5}$ SI välillä. Käyrästä voidaan kuitenkin havaita kaksi selvästi toisistaan erillään olevaa tasannemaista osuutta väleillä $0 - 110$ cm ja $130 - 200$ cm, alemman osan pysyessä suhteellisen tasaisesti $40 \cdot 10^{-5}$ SI tasolla ja sedimentin pintaosien arvojen ollessa $50 - 60 \cdot 10^{-5}$ SI välillä.



Kuva 10. Karhijärven magneettisuskeptibiliteetti.

5.2.3. Valkjärvi

Valkjärvi eroaa suskeptibiliteettiarvojen suhteen selvästi Joutsijärvestä ja Karhijärvestä. Arvot ovat ylintä 20 cm lukuun ottamatta negatiivisia (noin $-10 \cdot 10^{-5}$ SI) 140 cm asti, jonka jälkeen arvot muuttuvat positiivisiksi ja nousevat tasaisesti saavuttaen näytesarjan huippuarvon ($15 \cdot 10^{-5}$ SI) näytteen lopussa. Suskeptibiliteettitulokset on esitetty kuvassa 11.



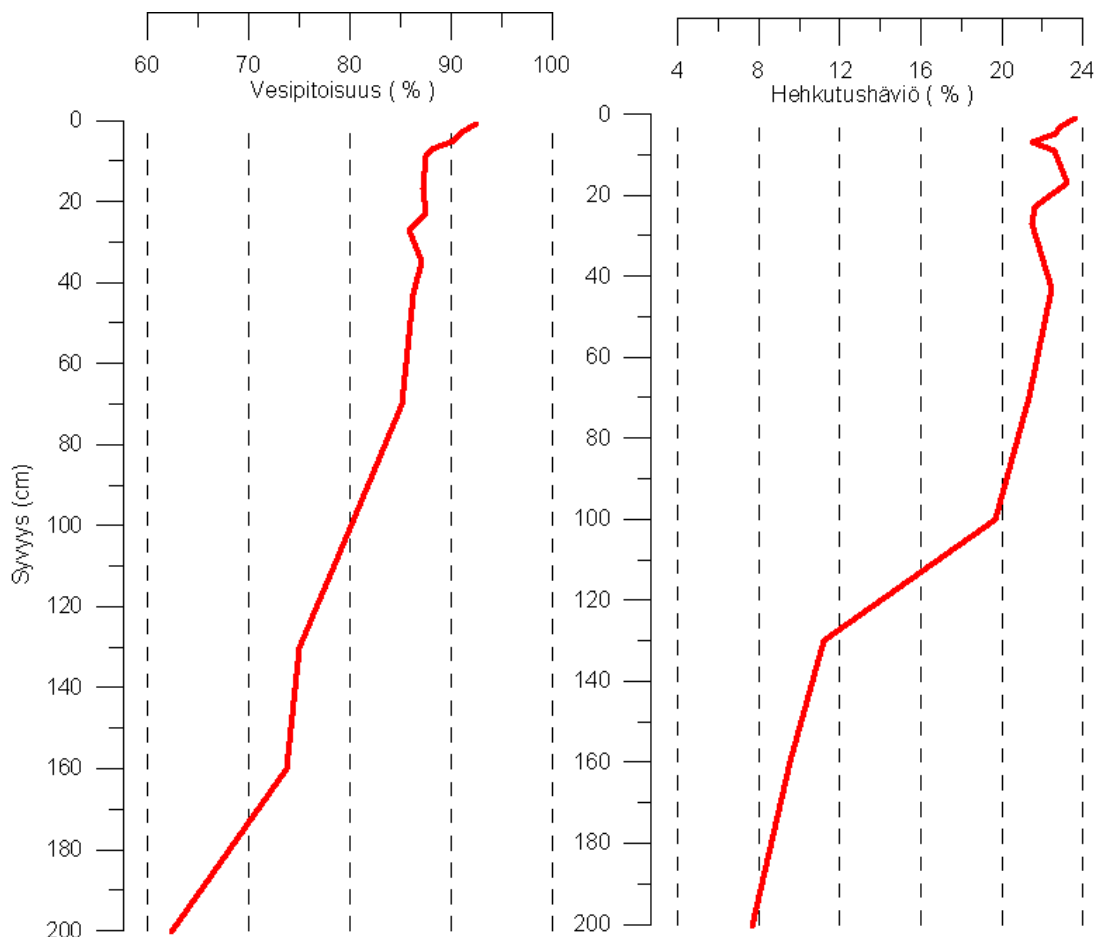
Kuva 11. Valkjärven magneettisuskeptibiliteetti.

5.3. Vesipitoisuus ja hehkutushäviö

5.3.1. Joutsijärvi

Joutsijärven vesipitoisuus nousee tasaisesti koko näytesarjan matkalla alkaen alimman näytteen 62 %:sta sekä päättyen pintasedimentin 93 %:iin. Vesipitoisuuden kehitys kuvastaa hyvin sedimentissä tapahtuvan tiivistymisen aiheuttamaa vesipitoisuuden laskua. Hehkutushäviöpitoisuus korreloi hyvin vesipitoisuuden arvojen kanssa.

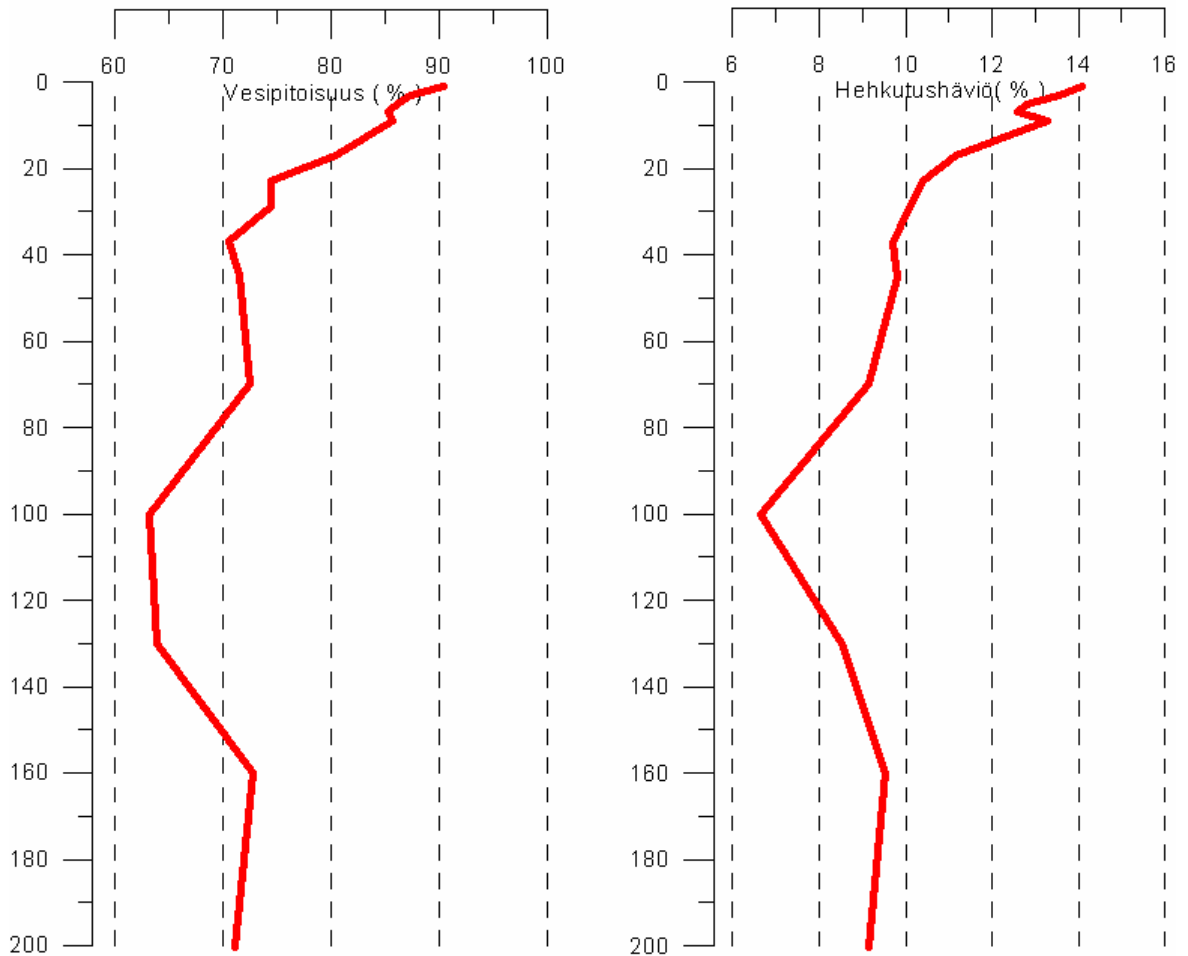
Orgaanisen aineksen määrä sedimentissä on noussut näytesarjan matkalla 8 %:sta 24 %:iin. Joutsijärven sedimentin vesipitoisuudesta ja hehkutushäviöstä piirretty diagrammi on esitetty kuvassa 12.



Kuva 12. Joutsijärven sedimentin vesipitoisuus ja hehkutushäviö (%).

5.3.2. Karhijärvi

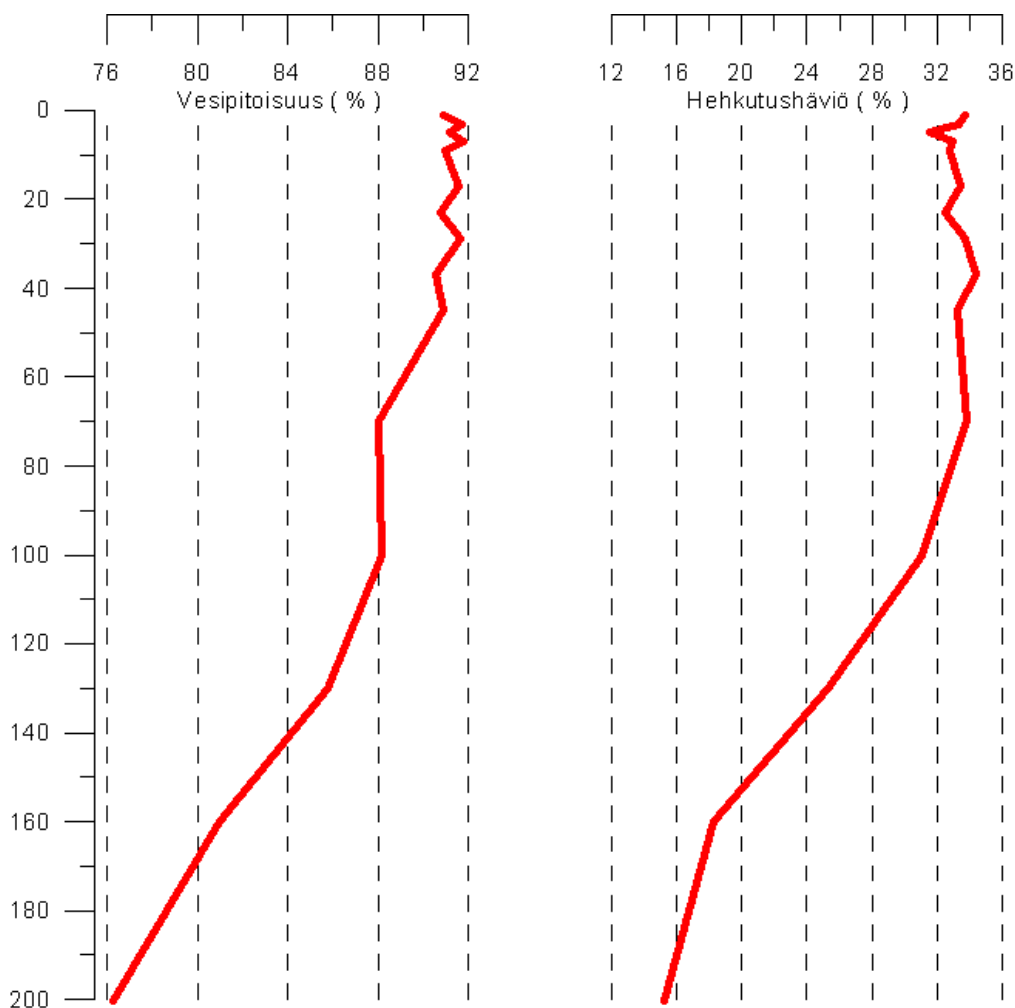
Karhijärven sedimentin vesipitoisuudesta piirretty diagrammi on suhteellisen tasainen, jossa vesipitoisuus on pienin sedimentin pohjaosissa ja kohoaa tasaisesti pintaosia lähestyttäessä. Orgaanisen aineksen määrä on näytesarjan matkalla noussut pohjan 9 %:sta pintasedimentin 14 %:iin. Tulokset on esitetty diagrammina kuvassa 13.



Kuva 13. Karhijärven sedimentin vesipitoisuus ja hehikutushäviö (%)

5.3.3. Valkjärvi

Tutkimusjärvistä Valkjärnessä vesipitoisuus kasvaa suhteellisen jyrkästi 200 cm syvyydeltä 76 %:sta 100 cm:n 88 %:in. 100 cm syvyydeltä vesipitoisuus hiljalleen nousee ollen 50 cm syvyydellä lähellä 90 %:a pysytellen tällä tasolla sedimentin pintaan asti. Tulokset on esitetty kuvassa 14. Hehikutushäviöarvot korreloivat varsin hyvin sedimentin vesipitoisuuden kanssa.



Kuva 14. Valkjärven sedimentin vesipitoisuus ja hehkutushäviö (%)

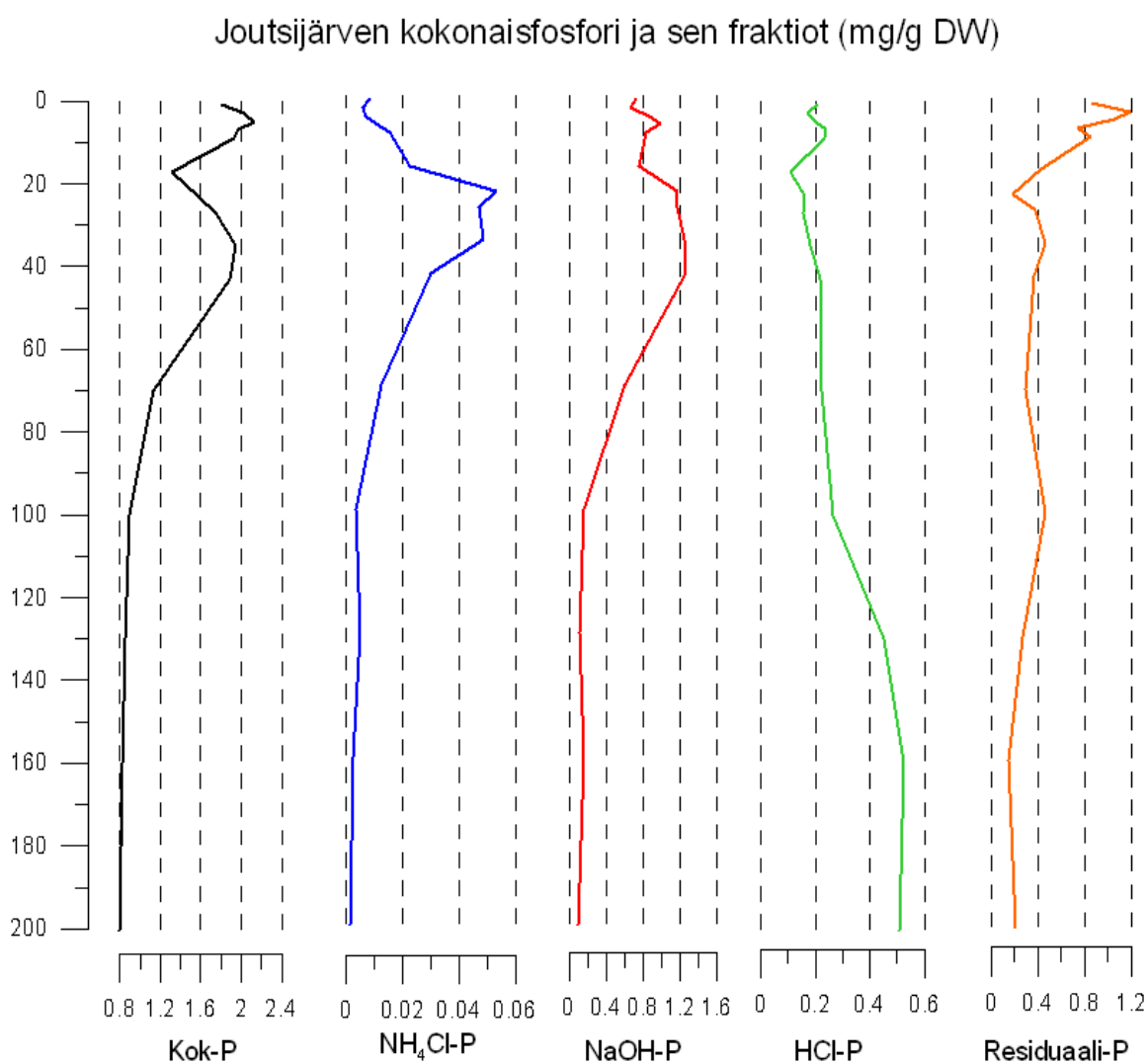
5.4. Kokonaisfosfori ja fosforifraktiot

5.4.1. Joutsijärvi

Joutsijärven fosforianalyysin tulokset on esitetty kuvassa 15. Sedimenttisarjassa on havaittavissa selkeä kokonaisfosforipitoisuuden kasvu 100 cm syvyydeltä $0,8 \text{ mg g}^{-1}$ pitoisuudesta ylöspäin. Noin 40 cm sedimentin pinnasta saavutetaan 2 mg g^{-1} kokonaisfosforipitoisuus, joka jälleen 20 cm syvyydellä on laskenut lähelle $1,2 \text{ mg g}^{-1}$ -pitoisuutta. Näytteen pintaosissa pitoisuudet kasvavat kuitenkin jälleen ylittäen 2 mg g^{-1}

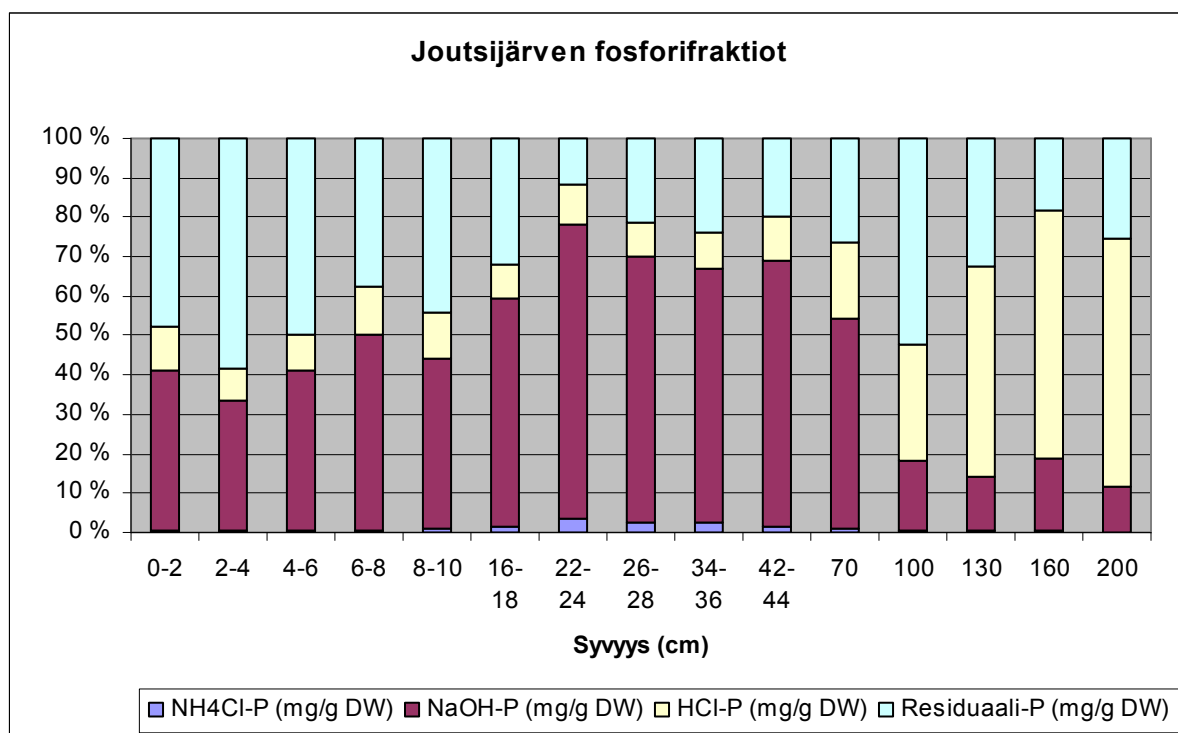
rajan. Nykyhetkeen tultaessa kokonaisfosforin pitoisuus näyttää olevan jälleen laskusuunnassa.

Kuvaajasta huomataan, että 20 cm syvyydellä tapahtuva kokonaisfosforimäärän aleneminen johtuu kaikkien fosforijakeiden määrän vähenemisestä. Pintaa kohti nousevan kokonaismäärän aiheuttajaksi voidaan kuvaajasta tulkita lähes yksinomaan residuaalifosforin määrän kasvu miltei kolminkertaiseksi sedimentin pinta-osassa.



Kuva 15. Joutsijärven sedimentin fosforipitoisuudet

Fosforin osittaisliuotuksissa havaittiin, että NH_4Cl –liukoisen, eli labiilin ja helposti käyttökelpoisen fosforin osuus oli hyvin pieni lukuun ottamatta hieman korkeampia arvoja välillä 22 – 36 cm. Joutsijärven osalta NaOH –liukoisen fosforin osuus oli merkittävä koko näytesarjan matkalla, muodostaen kokonaisfosforimäärästä noin 70 % 22 – 44 cm syvyydellä. HCl –liukoisen fosforin osuus on pieni näytteen ylimmissä osissa, mutta sen määrä kasvaa merkittävästi 100 cm kohdalla kasvaen koko loppunäytteen ajan, muodostaen 200 cm syvyydellä 70 % kokonaisfosforista. Tulokset on kuvattu kuvassa 16. Residuaalifosforin osuus on suurin näytteen pintaosassa

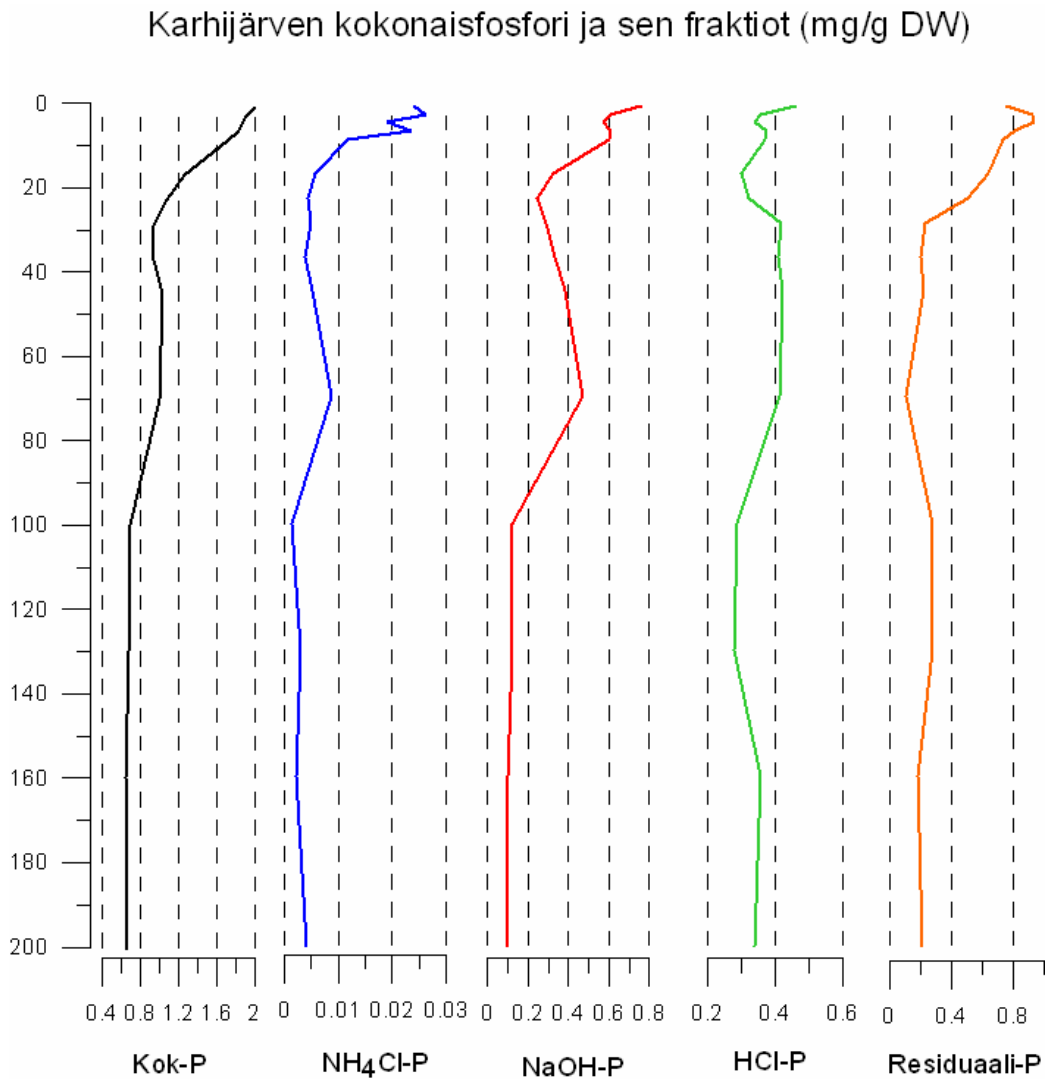


Kuva 16. Joutsijärven fosforifraktioiden osuudet sedimentissä.

5.4.2. Karhijärvi

Karhijärven kokonaisfosforipitoisuus on esitetty kuvassa 17. Kokonaisfosforipitoisuus pysyttelee $0,5 - 1 \text{ mg g}^{-1}$ välillä 30 cm syvyydelle asti. Sedimentin ylimmässä 30 cm:ssä on havaittavissa jatkuvaa ja jyrkkää fosforipitoisuuden kasvua nykyiseen 2 mg g^{-1} -pitoisuuteen asti.

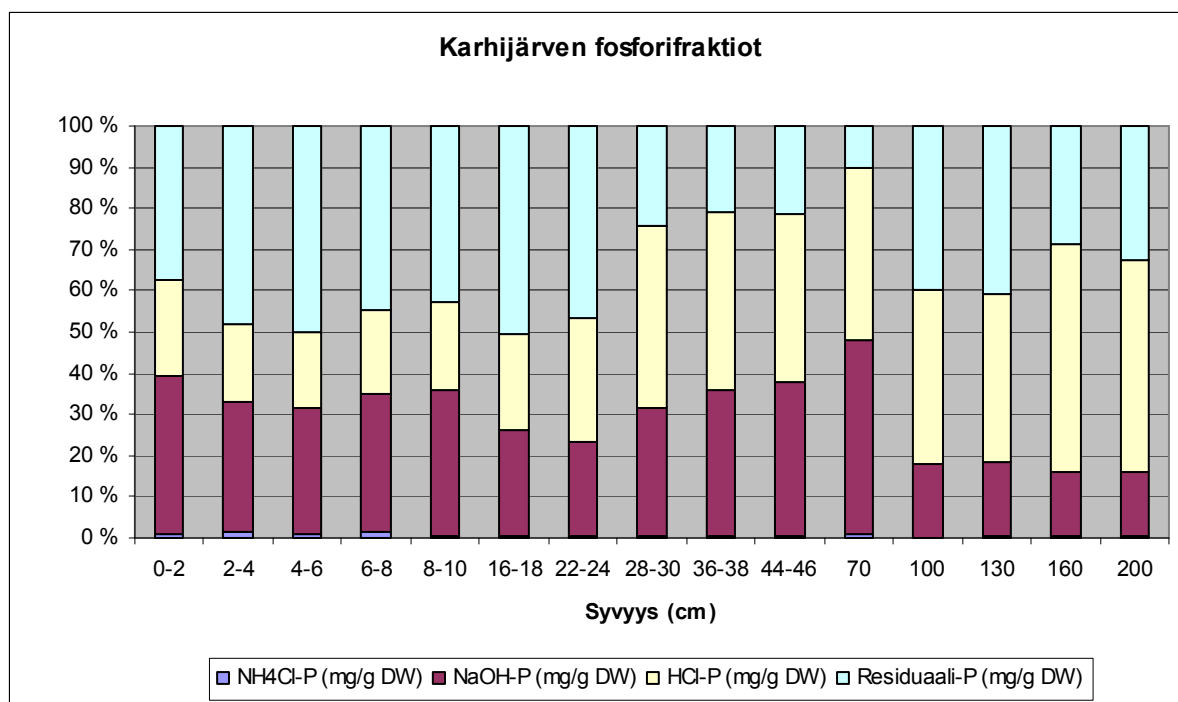
Karhijärven kokonaisfosforipitoisuuden vaihteluita muotoilevat fosforijakeista selvästi kaikki muut jakeet HCl –liukoista fosforia lukuun ottamatta, jonka määrä on pikemminkin lähtenyt laskuun samalla kun muiden fosforijakeiden määrä on kasvanut. Aivan pintasedimentissä kokonaisfosforipitoisuuden kasvua näyttäisivät aiheuttavan NaOH ja HCl –liukoiset fosforijakeet, NH₄Cl –liukoisen fosforin ja residuaalifosforin pitoisuuksien ollessa laskusuunnassa.



Kuva 17. Karhijärven sedimentin fosforipitoisuudet

Kuvan 18 mukaan Karhijärven fosforijakeiden suhteet ovat pysyneet suhteellisen samankaltaisina koko näytesarjan matkalla. NH₄Cl-P –liukoisen fosforin osuus on

hyvin pieni. NaOH –liukoisen fosforin määrä on pysynyt 0 – 46 cm välillä samankaltaisena muodostaen 30 – 40 % kokonaisfosforista. Näytteen syvemmissä osissa NaOH –liukoisen fosforin osuus on pienempi, vain alle 20 %. Residuaalifosforin osuus on koko näytesarjassa 40 – 50 % välillä, lukuun ottamatta 28 – 70 cm välillä olevia osanäytteitä, joissa residuaalifosforin määrä on 20 – 30 %. Näytesarjassa alaspäin mentäessä HCl –liukoinen fosfori muuttuu vallitsevaksi.

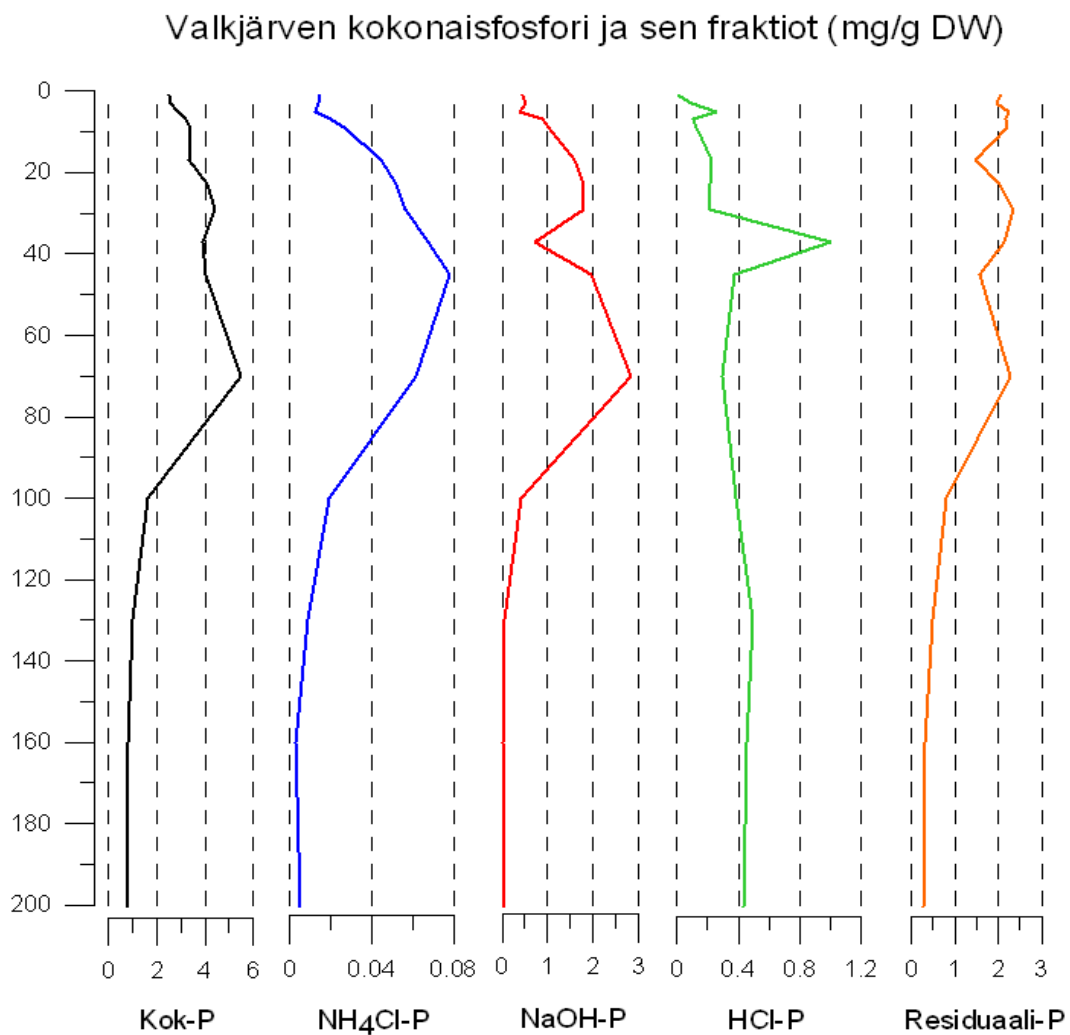


Kuva 18. Karhijärven fosforifraktioiden osuudet sedimentissä.

5.4.3. Valkjärvi

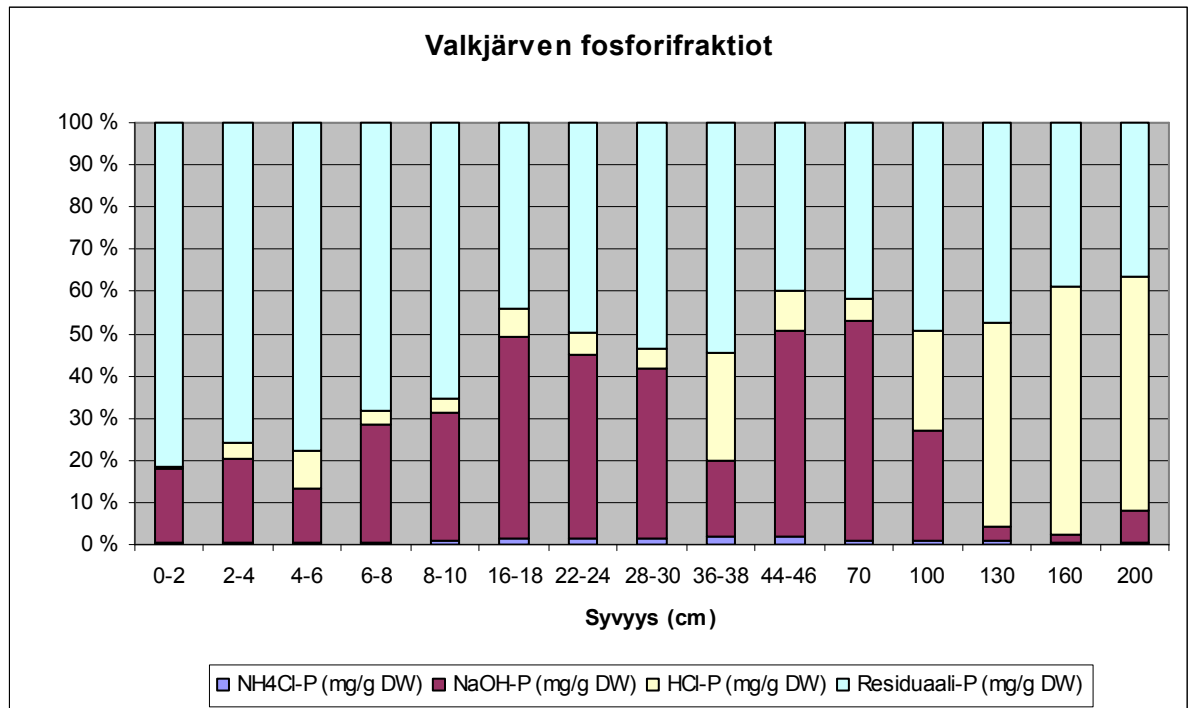
Valkjärven kokonaisfosforipitoisuudet ovat koko näytteen osalta kauttaaltaan korkeampia kuin Joutsijärvessä ja Valkjärvessä. Tulokset on esitetty kuvassa 19. Valkjärven kokonaisfosforipitoisuus on vain hieman alle 1 mg g⁻¹ näytteen alaosaan. Fosforipitoisuus lähtee kuitenkin jyrkkään kasvuun päätyen näytesarjan korkeimpaan piikkiin, 5,5 mg g⁻¹, 70 cm syvyydellä, josta se hiljalleen lähtee laskemaan päätyen pintasedimentin 2 mg g⁻¹:aan.

Valkjärvi on tutkimusjärvistä ainoa, jossa kokonaisfosforipitoisuus on ollut laskusuunnassa jo suhteellisen pitkän ajan. Syvyydellä 40 cm on nähtävissä selvä piikki, jossa NaOH –liukoisen fosforin määrä on selvästi laskenut ja samanaikaisesti HCl –liukoisen fosforin määrä kasvanut. NaOH –liukoisen fosforin käyrä on 40 cm kohdalla tapahtuvaa notkahdusta lukuun ottamatta lähes identtinen NH₄Cl –liukoisen fosforin kanssa. Aivan pintasedimentissä muiden kuin HCl –liukoisen fosforin määrät näyttäisivät pysyvän tasaisena tai jopa hieman kasvavan.



Kuva 19. Valkjärven sedimentin fosforipitoisuudet

Karhijärven tavoin NH_4Cl -liukoinen fosfori muodostaa vain pienen osan kokonaisfosforimäärästä. NaOH -liukoisien fosforin pitoisuus vaihtelee välillä 0 – 100 cm 20 – 50 % välillä ja kolmessa viimeisessä näytteessä sen osuus on vain muutamia prosentteja. HCl -liukoisien fosforin osuus on pieni suurimmassa osassa näytettä, mutta kolmessa viimeisessä näytteessä se muodostaa lähes 60 % kokonaisfosforin määrästä. Residuaalifosforin määrä on suuri kaikissa Valkjärven näytteissä. Kolmessa ylimmässä näytteessä se muodostaa yksinään jopa 80 % kokonaisfosforin määrästä. Sen määrä vähenee tasaisesti näytesarjassa syvemmälle kuljettaessa, mutta sen osuus vähimmilläänkin on noin 40 %. Fosforijakeiden prosentuaaliset osuudet on nähtävissä kuvasta 20.



Kuva 20. Valkjärven fosforifraktioiden osuudet sedimentissä.

5.5. Radiohiiliajoitus

Taulukossa 3 on esitetty radiohiiliajoitukseen valittujen näytteiden kalibrointitulokset. Tulkinnessa käytettiin tulosten perusteella saatuja kahden sigman ikien keskiarvoja, jotka on esitetty taulukossa 4.

***Taulukko 3.** Radiohiiliajoitusnäytteiden kalibrointitulokset. Suluissa kalibrointitulosten korrelaatiokerroin.*

Näytetunnus	Ikä cal BP (1 sigma)	Ikä cal BP (2 sigma)
Jouts 1	1605 - 1695 (0.991)	1560 - 1710 (1)
Jouts 2	2971 - 3078 (0.988)	2953 - 3161 (0.998)
Jouts 3	5057 - 5187 (0.749)	5039 - 5310 (1.000)
Karhi 1	55 - 142 (0.550)	7 - 151 (0.608)
Karhi 2	61 - 119 (0.333)	0*- 153 (0.581)
Karhi 3	2747 - 2786 (1.000)	2742 - 2844 (1.000)
Valk 1	347 - 394 (0.452)	311 - 480 (1.000)
Valk 2	283 - 308 (0.711)	269 - 320 (0.582)
Valk 3	432 - 496 (0.718)	423 - 503 (0.576)

***Taulukko 4.** Tulkinnessa käytetyt ajoitustulokset kalibroituna.*

Näytetunnus	Ikä cal BP
Jouts 1	1635
Jouts 2	3057
Jouts 3	5174,5
Karhi 1	79
Karhi 2	76,5
Karhi 3	2793
Valk 1	395,5
Valk 2	294,5
Valk 3	463

5.6. Piileväanalyysi

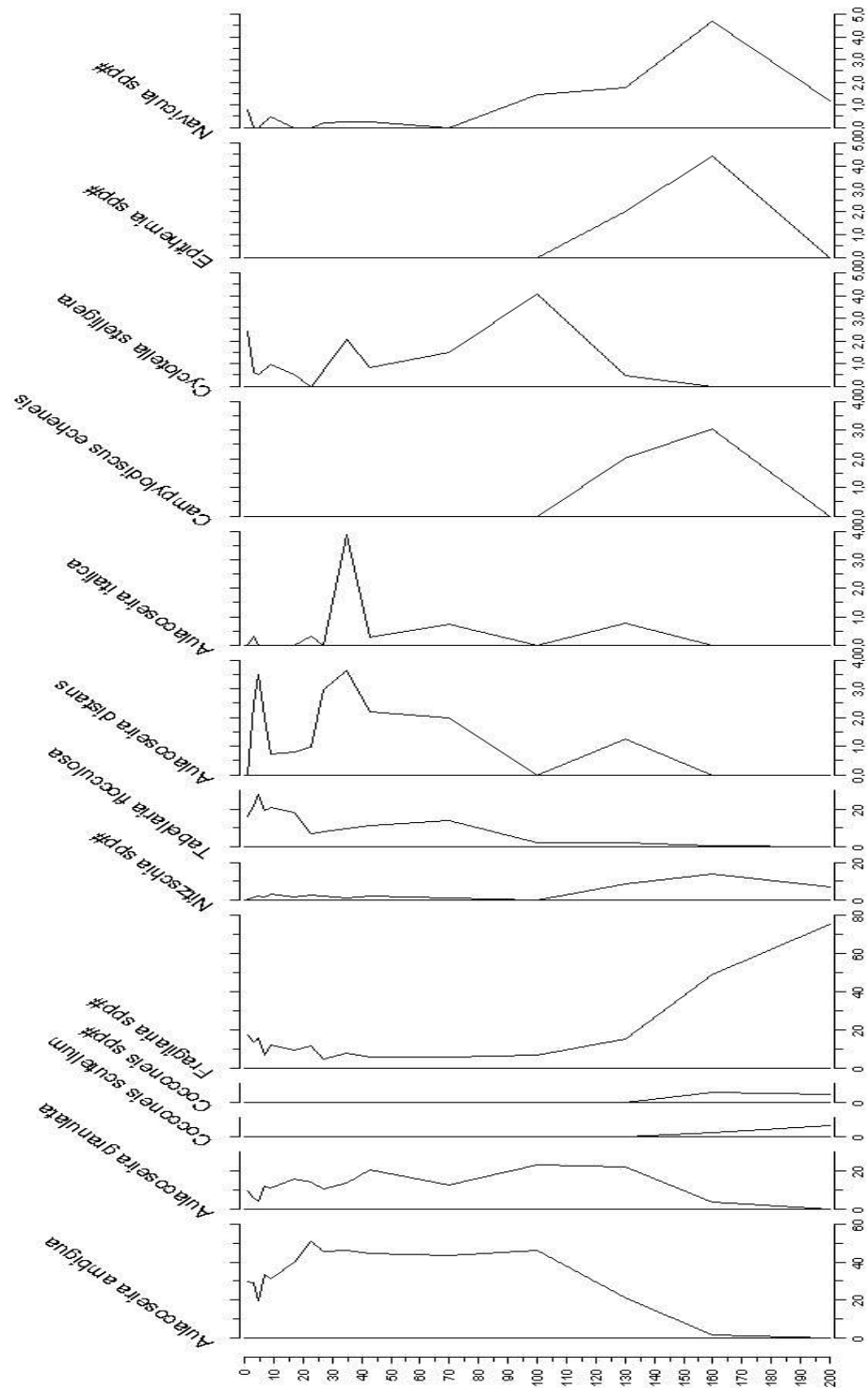
5.6.1. Joutsijärvi

Joutsijärven sedimenttinäytesarjasta tunnistettiin kaikkiaan 197 eri piilevälajia. Tulosten tulkinnassa käytettiin lajeja joiden osuus on ollut yli 3 % kokonaismäärästä. Kuvassa 21 on esitetty näiden lajien osuuksien vaihtelut.

150 – 200cm syvyydellä piilevälajisto koostuu *Fragilaria* (49 – 75 %), *Epithemia* (2 – 4,5 %), *Nitzschia* (6,9 – 13,9 %) ja *Navicula* (1,2 – 4,7 %) –sukujen tunnistamattomista edustajista sekä *Campylodiscus echeneis* (2 – 3 %) ja *Cocconeis scutellum* (2 – 6 %) –lajeista. Tämän piileväkoostumuksen perusteella voidaan olettaa muinaisen Joutsijärven pintaveden olleen koostumukseltaan emäksinen, pH:n ollessa yli 7. Trofiatasoltaan järvi lienee tuolloin ollut meso-eutrofinen tai eutrofinen.

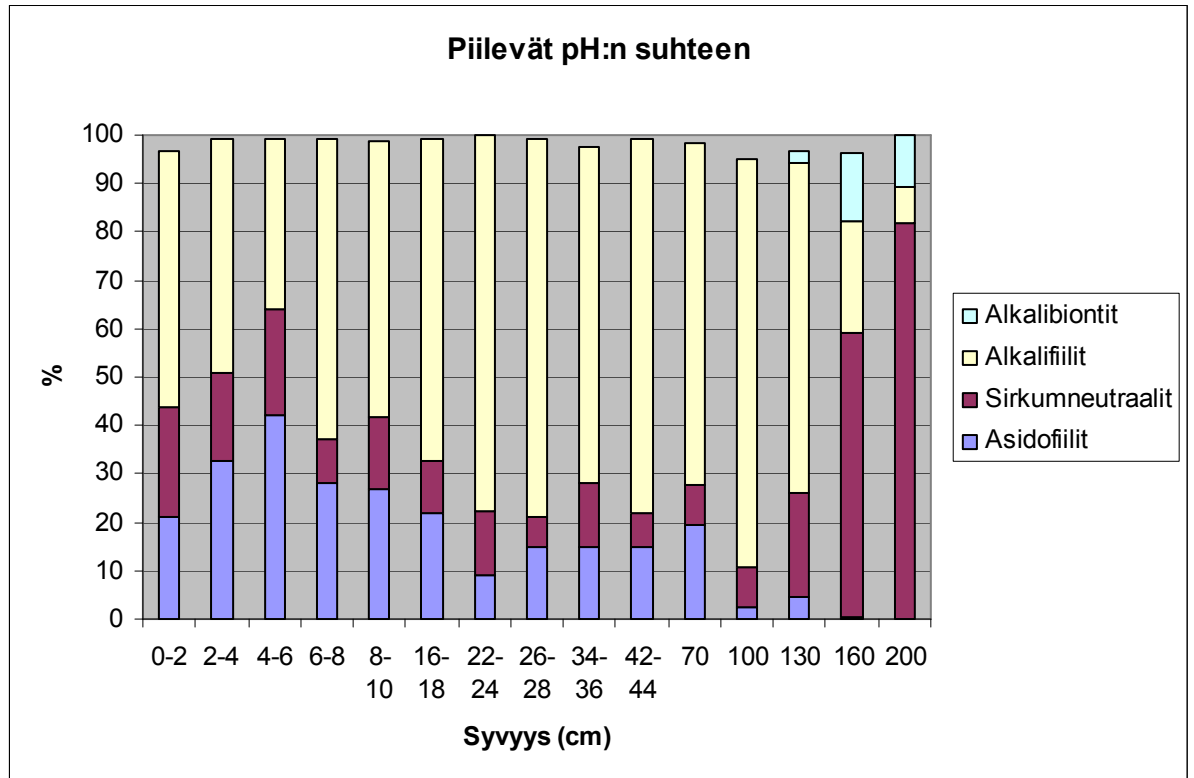
150 cm syvyydeltä ylöspäin tultaessa *Fragilaria* –lajien määrä pienenee merkittävästi muodostaen sarjan ylemmissä osissa noin 10% piilevälajistosta. Samanaikaisesti *Aulacoseira ambiguan* ja *Aulacoseira granulatan* määrät kasvavat merkittävästi, muodostaen yhdessä 40 – 60% piilevälajistosta, kuvastaen edelleen järven eutrofista tilaa ja korkeaa pH:ta. Myös *Aulacoseira distans* ja *Aulacoseira italica* alkavat esiintyä 150 cm yläpuolisessa osassa, muodostaen yhteneväisen käyrän toistensa kanssa. Molempien osuudet ovat vain noin 0,5 % luokkaa, lukuun ottamatta 35 cm syvyydellä tapahtuvaa piikkiä, jossa molempien lajien osuudet nousevat miltei 4 %:iin. Molempien lajien kohdalla on nähtävissä myös selvä taantuma 100 cm syvyydellä, jolloin kyseisiä lajeja ei ole havaittavissa lainkaan. Samalla ajanjaksolla sen sijaan *Cyclotella stelligera* on kasvattanut osuuttaan muodostaen negatiivisesti korreloivan piikin suhteessa *Aulacoseira distans* ja *italica* –lajeihin, jotka ovat oligotrofiaa suosivia litoraalilajeja.

Nykypäiviin saakka vallinneet *A. ambigua*, *A. granulata* ja *Cyclotella stelligera* runsaat määrät kuvastavat laskenutta pH:ta (noin 5-7) ja eutrofiaa. Aivan näytteen ylimmissä osissa osuuttaan kasvattavat runsaasti etenkin *A. distans* sekä *Tabellaria flocculosa*, jotka ovat oligotrofiaa suosivia litoraalilajeja.



Kuva 21. Diagrammi Joutsijärven piilevälajistosta.

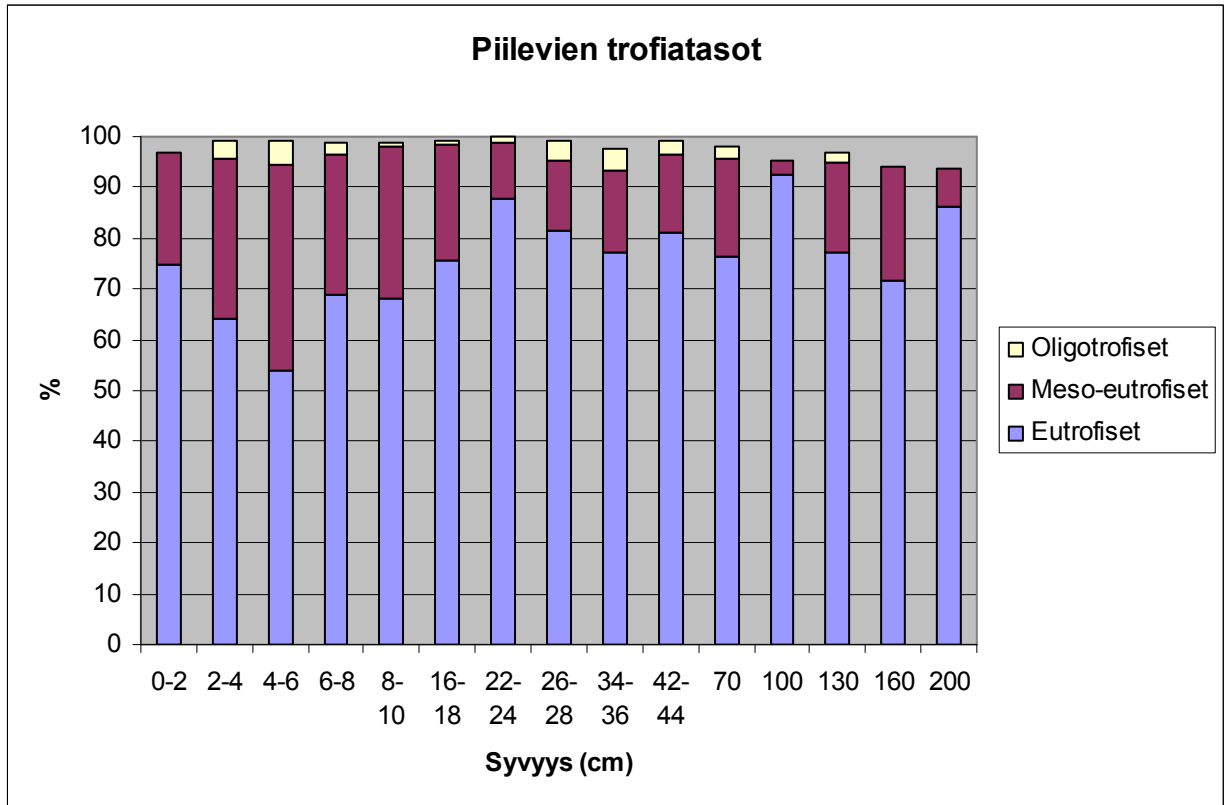
Asidofiilisten piilevälajien runsastuminen kohti nykypäivää on havaittavissa kuvasta 22. Näytesarjan pohjaosia lukuun ottamatta alkalibiontteja lajeja ei esiinny. Siirtyminen pohjaosien sirkumneutraalivaltaisesta lajistosta alkalifiilisen lajiston vallitsevuuteen on selvä.



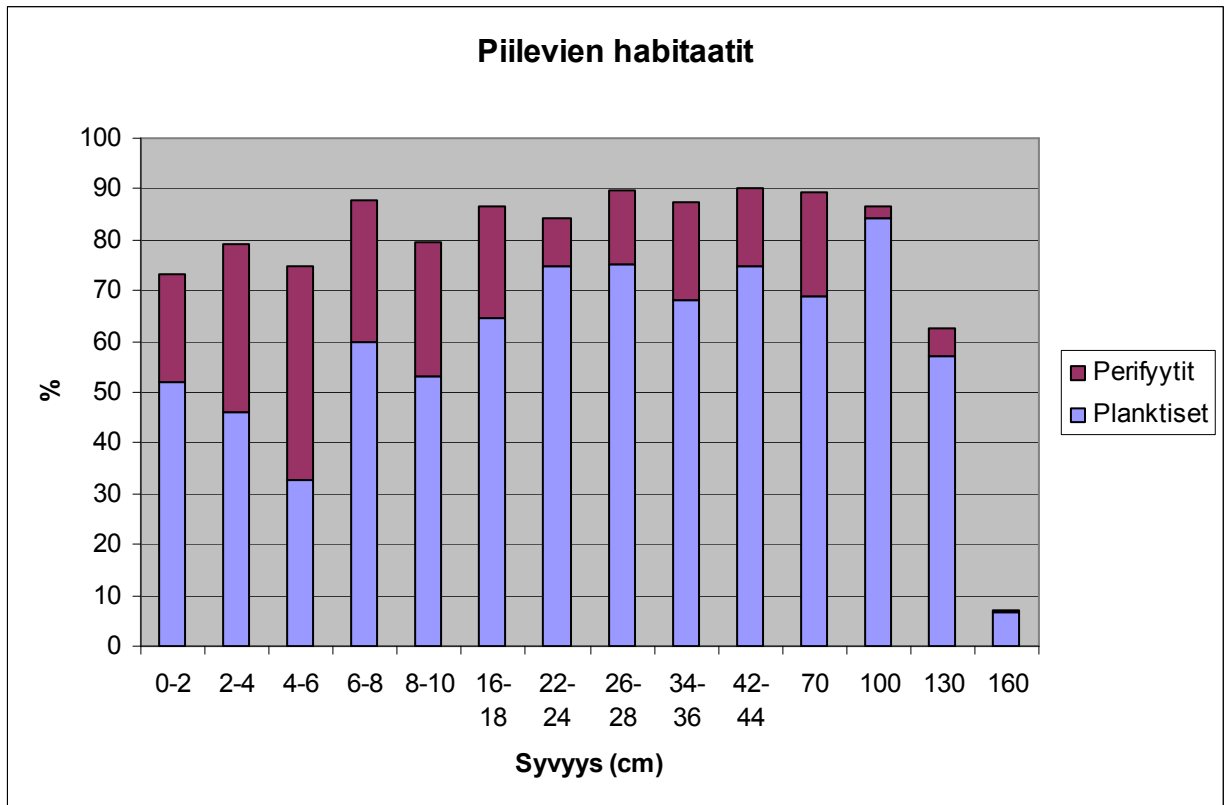
Kuva 22. Joutsijärven piilevälajisto tarkasteltuna pH:n suhteen.

Trofiatasoa piilevälajiston avulla tarkasteltaessa (kuva 23) huomataan selvä eutrofisten lajien dominanssi koko näytesarjan matkalla. Sarjan ylimpiin näytteisiin tultaessa niiden osuus kuitenkin hieman laskee meso-eutrofisten lajien yleistyessä.

Kuvassa 24 havaitaan puolestaan perifyyttisten lajien osuuden kasvu ja planktisten lajien taantuminen näytesarjassa ylöspäin kuljettaessa. Kuvia 22, 23 ja 24 tarkasteltaessa havaitaan, että suurin muutos piilevälajistossa tapahtuu nopeasti välillä 130 – 160 cm, jolloin sirkumneutraalien ja planktisten lajien osuudet koko lajistosta laskevat merkittävästi.

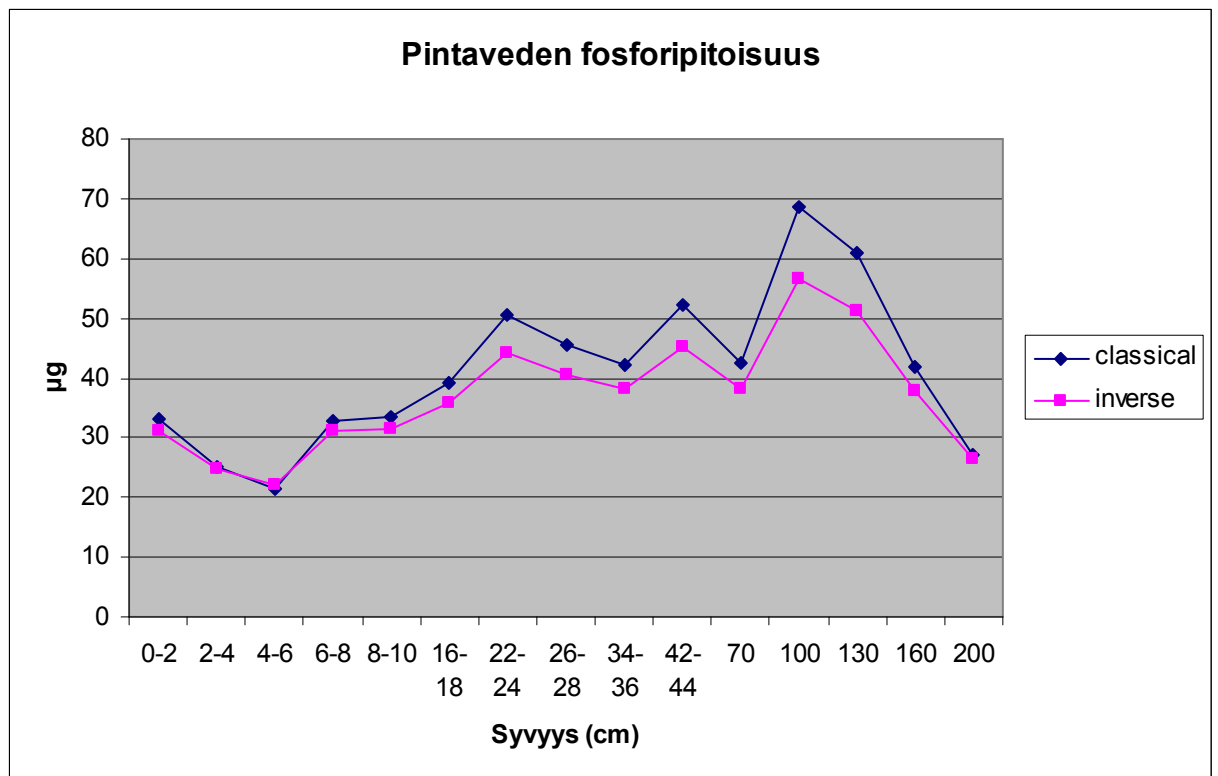


Kuva 23. Joutsijärven piilevälajisto niiden trofiatasojen mukaan.



Kuva 24. Joutsijärven piilevälajisto habitaattien mukaan.

Joutsijärven mallinnettujen veden fosforipitoisuuksien (DI-TP) perusteella Joutsijärven fosforipitoisuus on ennen kuroutumisvaihetta ollut hieman alhaisempi kuin Karhijärvässä ja Valkjärvässä. Tämän jälkeen fosforipitoisuudet ovat olleen kuitenkin jatkuvassa laskusuunnassa, saavuttaen noin $20 \mu\text{g l}^{-1}$ tason syvyydellä 4-6 cm. Tämän jälkeen fosforipitoisuus on kuitenkin lähtenyt nousuun, ollen nykyään hieman yli $30 \mu\text{g l}^{-1}$. Mallinnuksen tulokset on esitetty kuvassa 25. Classical ja inverse -mallinnuksien käytössä on käytetty erilaisia painotuksia. Absoluuttisten pitoisuuksien mallintaminen piilevälaajiston perusteella on käytännössä mahdotonta, joten tuloksia on tuotettava tietyillä virhemarginaaleilla. Kahdella eri tavalla tuotetun mallinnuksen yhteneväisyyden perusteella voidaan olettaa todellisen muinaisen fosforipitoisuuden vaihdelleen käyrän mukaisesti ja pitoisuuksien olleen suhteellisen lähellä mallien antamia arvoja.

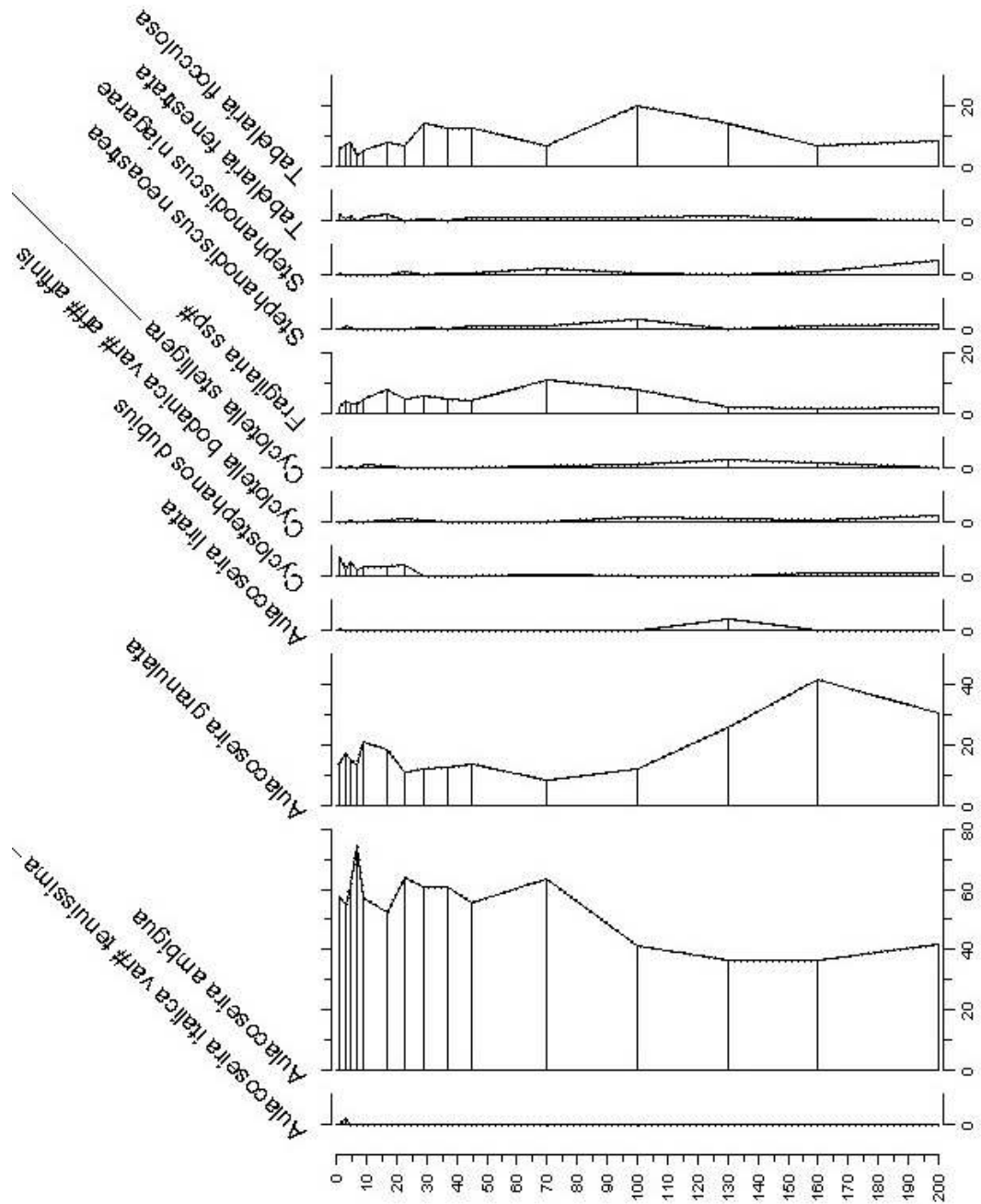


Kuva 25. Mallinnus Joutsijärven pintaveden kokonaisfosforipitoisuudesta piilevälaajiston perusteella.

5.6.2. Karhijärvi

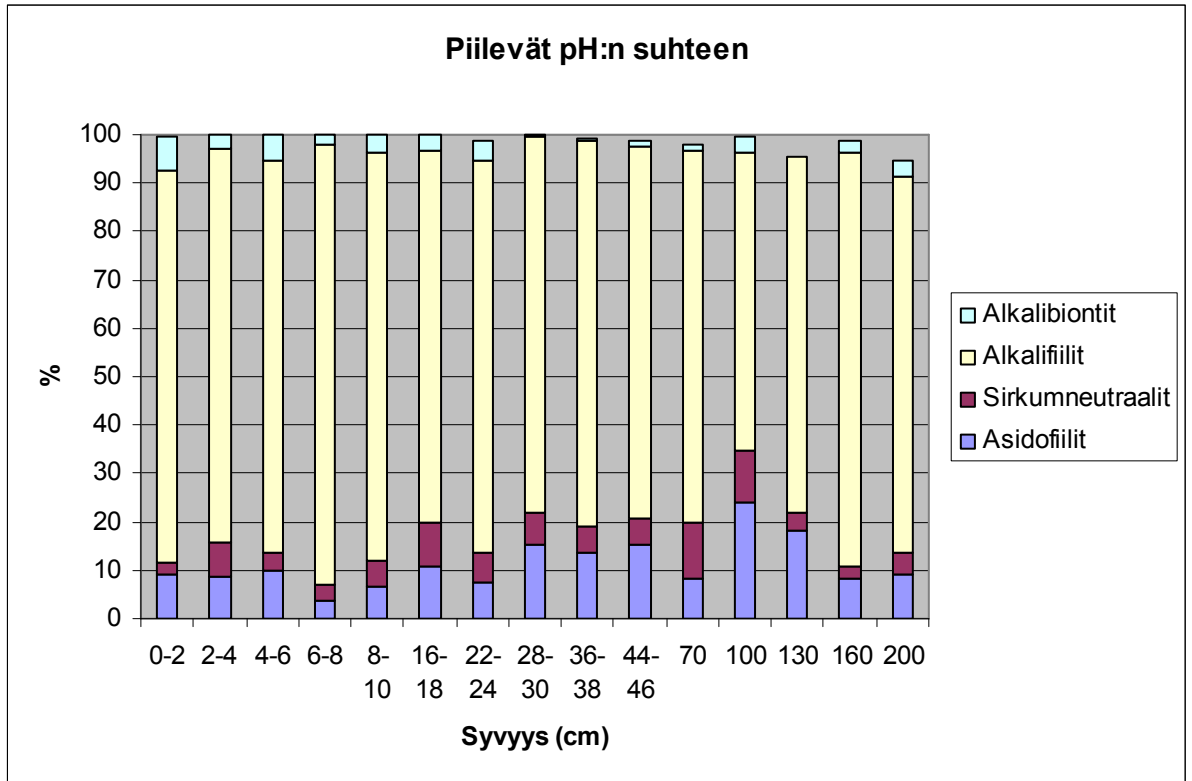
Karhijärven näytestarjasta tunnistettiin kaikkiaan 170 eri piilevälajia. Tulosten tulkinnassa käytettiin lajeja joiden osuus on ollut yli 3 % kokonaismäärästä. Kuvassa 26 on esitetty näiden lajien osuuksien vaihtelut.

Tuloksista huomataan *Aulacoseira ambiguan* ja *Aulacoseira granulatan* muodostavan yhdessä koko näytestarjan matkalla valtaosan piilevälajistosta (> 80 %). *A. granulatan* 30 – 40 % osuus näytteen alimmassa 80 cm:ssä tarkoittaa pintaveden olleen tuolloin hieman nykyistä ravinneköyhempää ja pH:n olleen hieman nykyisempää alhaisempi. *A. ambiguan* osuuden kasvu ja *A. granulatan* taantuminen puolestaan kuvastaa lievää pH:n nousua ja ravinteiden lisääntymistä. Oligotrofiaa suosivaa *T. flocculosaa* esiintyy koko näytestarjan matkalla, sen osuuden ollessa piilevälajistosta noin 10 – 20 %.

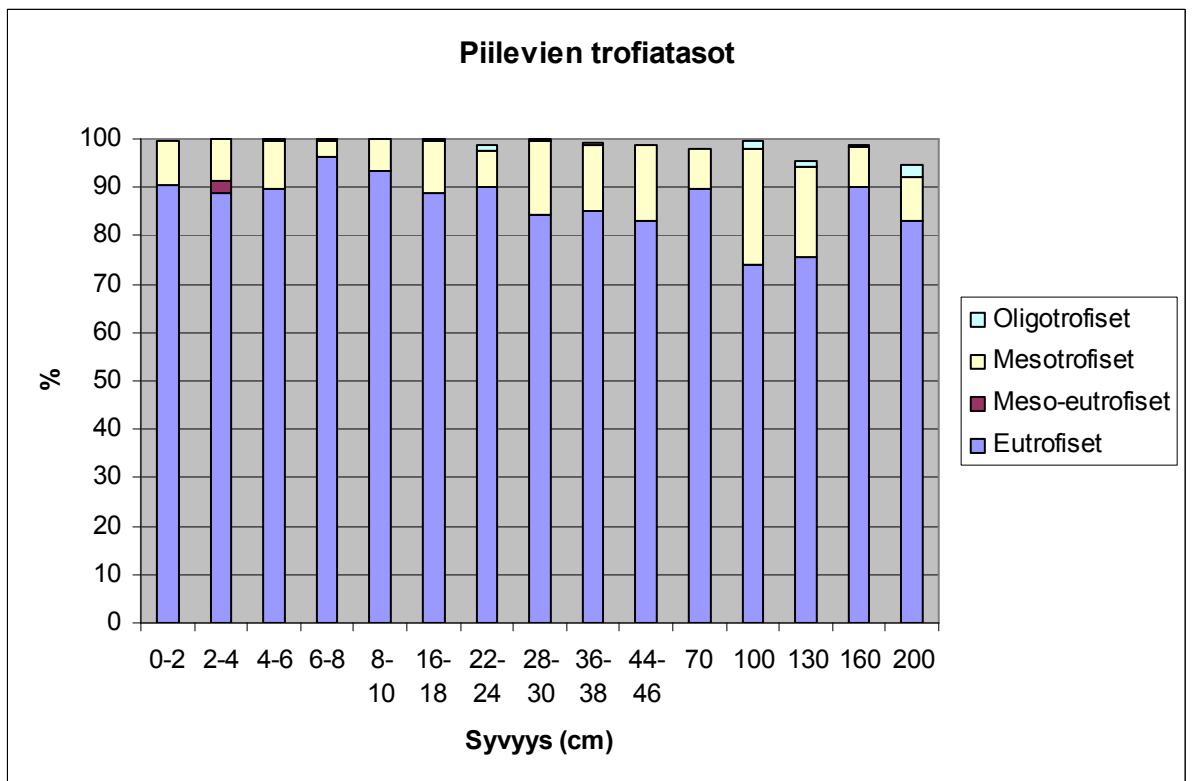


Kuva 26. Diagrammi Karhijärven piilevälajistosta.

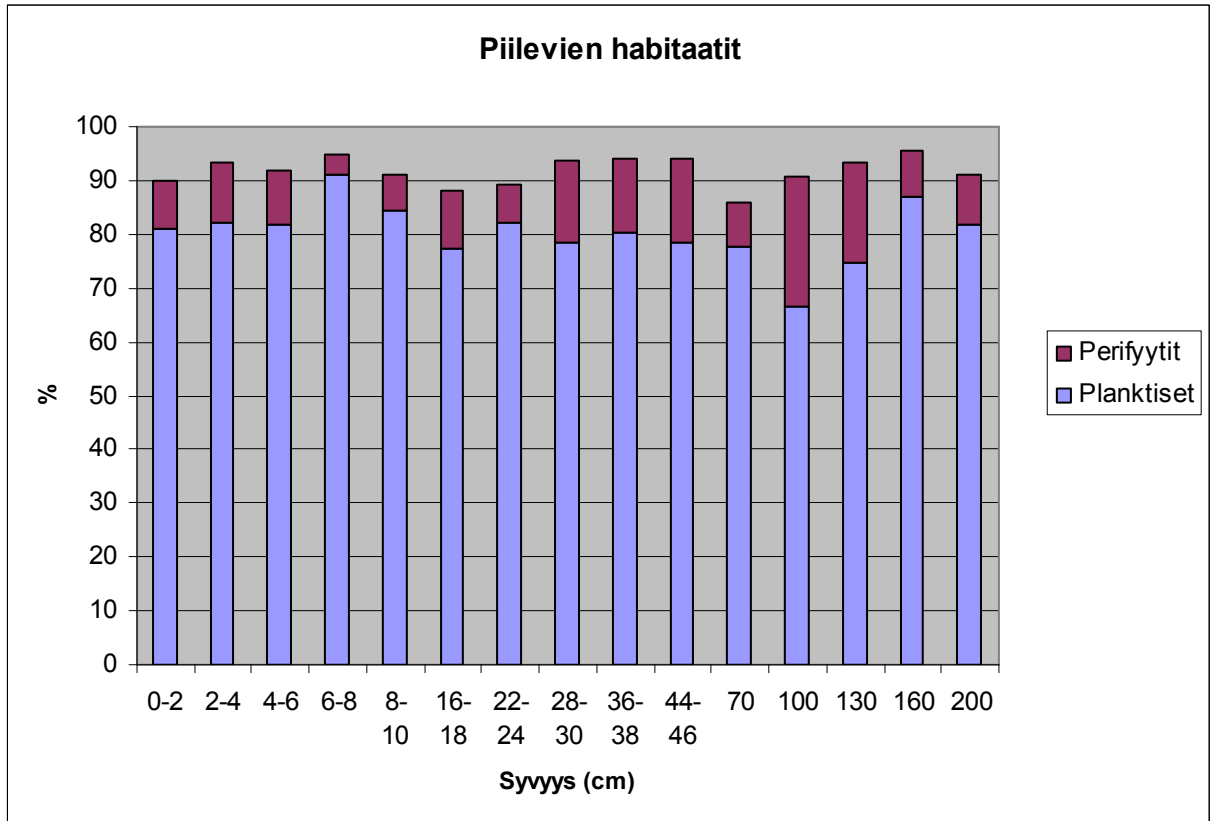
Karhijärven tapauksessa piilevälajiston muutokset eivät ole yhtä selkeitä kuin kahdessa muussa tutkimusjärvessä. Kuvista 27, 28 ja 29 havaitaan Karhijärven piilevästön valtalajien olevan alkalisissa ja rehevissä vesissä viihtyviä planktisia lajeja.



Kuva 27. Karhijärven piilevälajisto tarkasteltuna pH:n suhteen.

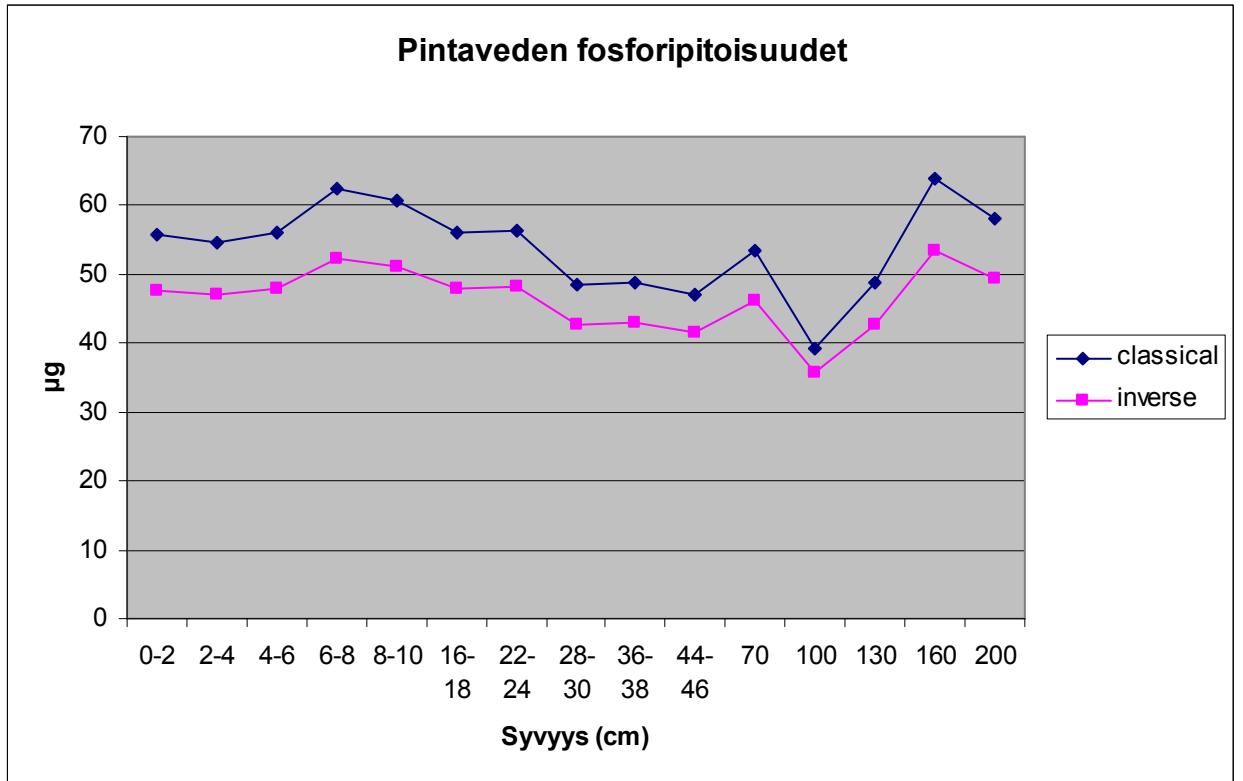


Kuva 28. Karhijärven piilevälajisto niiden trofiatason mukaan.



Kuva 29. Karhijärven piilevälajisto habitaattien mukaan.

Piilevärekonstruktion perusteella Karhijärven pintaveden fosforipitoisuus on pysynyt korkeana koko sen kehityshistorian ajan. Pintasedimentin perusteella nykypäiviin tultaessa pintaveden fosforipitoisuudet olisivat lievässä laskussa (kuva 30).



Kuva 30. Mallinnus Karhijärven pintaveden fosforipitoisuuksista piilevälajiston perusteella..

5.6.3. Valkjärvi

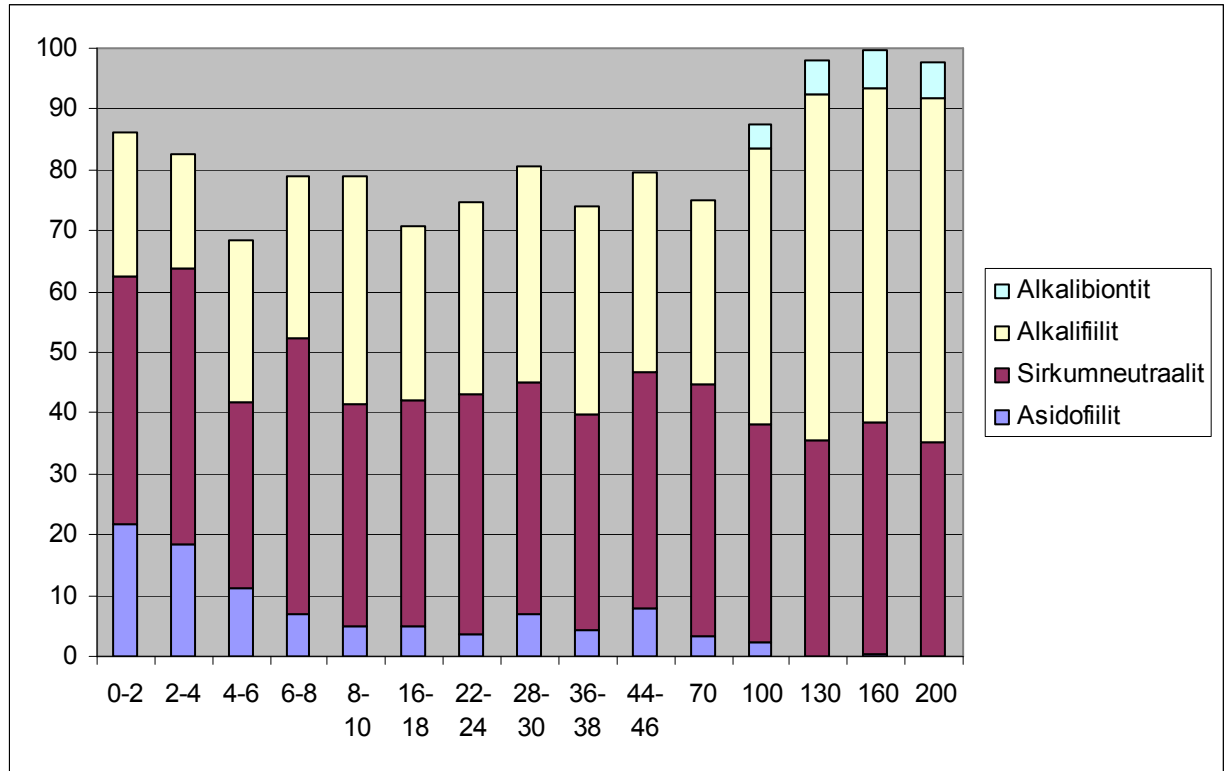
Valkjärven näytesarjasta tunnistettiin kaikkiaan 174 eri piilevälajia. Tulosten tulkinnessa käytettiin lajeja joiden osuus on ollut yli 3 % kokonaismäärästä. Kuvassa 31 on esitetty näiden lajien osuuksien vaihtelut.

Havaittavissa on muutos suolaisesta makeaan veteen *Epithemia* -suvun edustajien indikoimana, jotka ovat yleisiä suolapitoisissa vesissä pH:n ollessa yli 7 ja katoavat Valkjärven sedimentistä täysin 100 cm syvyydellä.

Pohjalla ja kasvien pinnoilla elävien *Tabellaria*, *Pinnularia* ja *Fragilaria* -lajien osuudet ovat sen sijaan olleet jatkuvassa kasvussa planktisten lajien taantumisen jälkeen, tukien päätelmää Valkjärven kuroutumisajankohdasta. Järven ihmistoiminnasta aiheutuva

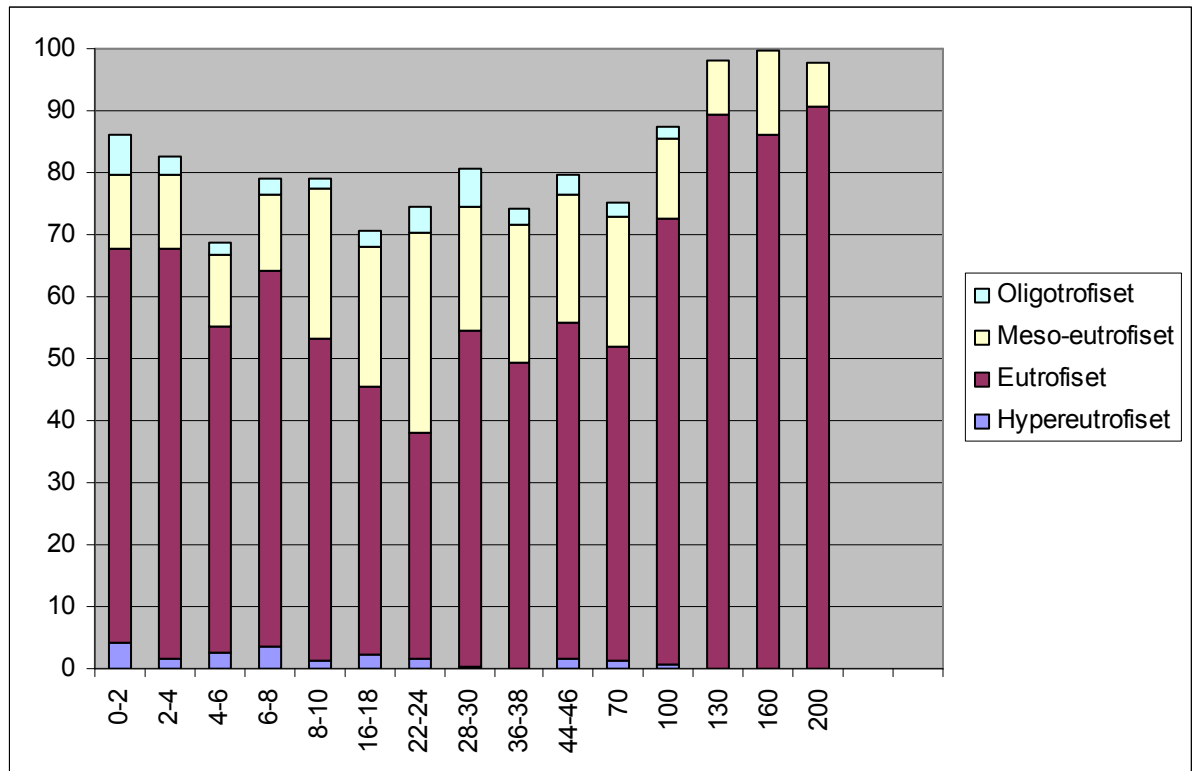
nykyaikainen rehevöityminen on entisestään lisännyt esimerkiksi kasvien pinnoilla elävien litoraalilajien määrää. Esimerkiksi *Tabellaria flocculosa* määrä on kaksinkertaistunut ylimmän 10 cm matkalla saavuttaen 20 % osuuden piilevälaajistosta.

Kuvassa 32 on kuvattu Valkjärven piilevälajisto pH:n suhteen. Kuvaajassa näkyy selvästi jatkuva trendi, jossa sirkumneutraalien lajien suhde pysyy suunnilleen samana, mutta alkalisuutta suosivat lajit korvautuvat happaman veden lajeilla.



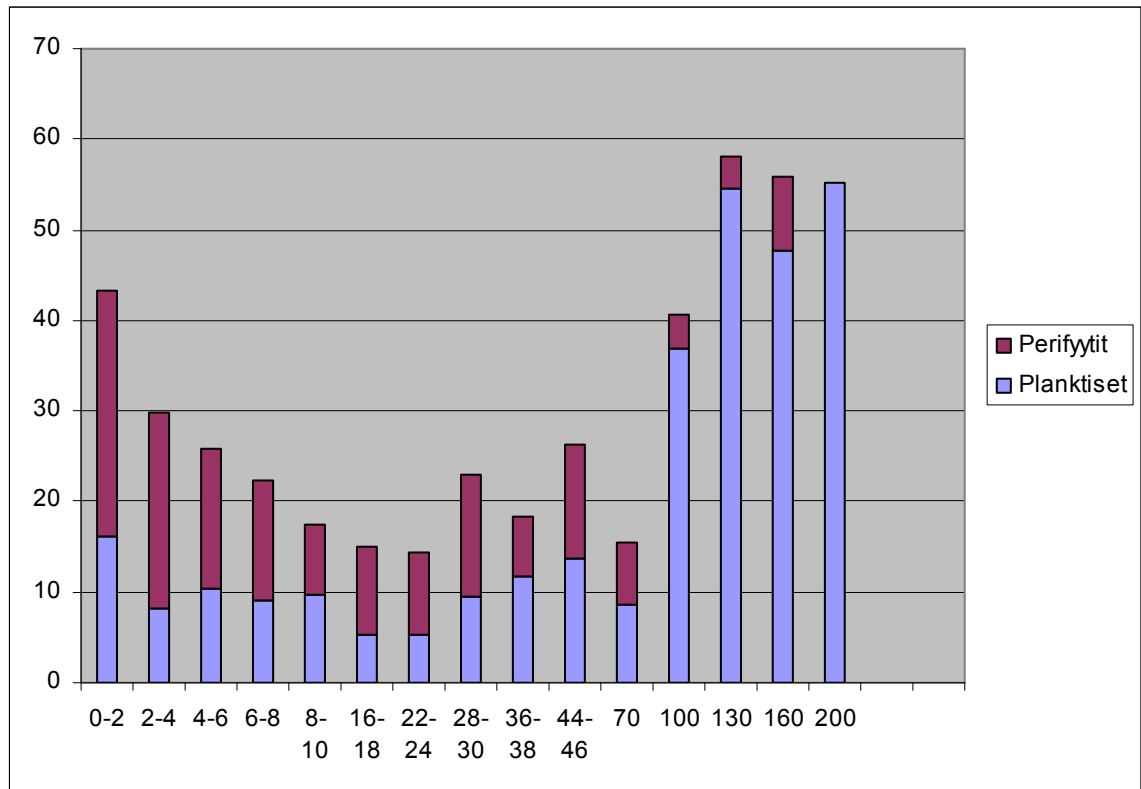
Kuva 32. Valkjärven piilevälajisto pH:n suhteen.

Valkjärven piilevälajiston trofiatasoja tarkastellessa huomataan selvä eutrofisten lajien dominointi. Eutrofiaa suosivia lajeja siis on aina löytynyt Valkjärvestä vaikka sen tila ei varsinaisten trofialuokittelujen perusteella ole ollut eutrofinen. Sedimentin pintaosiin tultaessa hypereutrofisten lajien suhde muihin lajeihin on lievässä kasvussa, kuten kuvasta 33 näkyy.



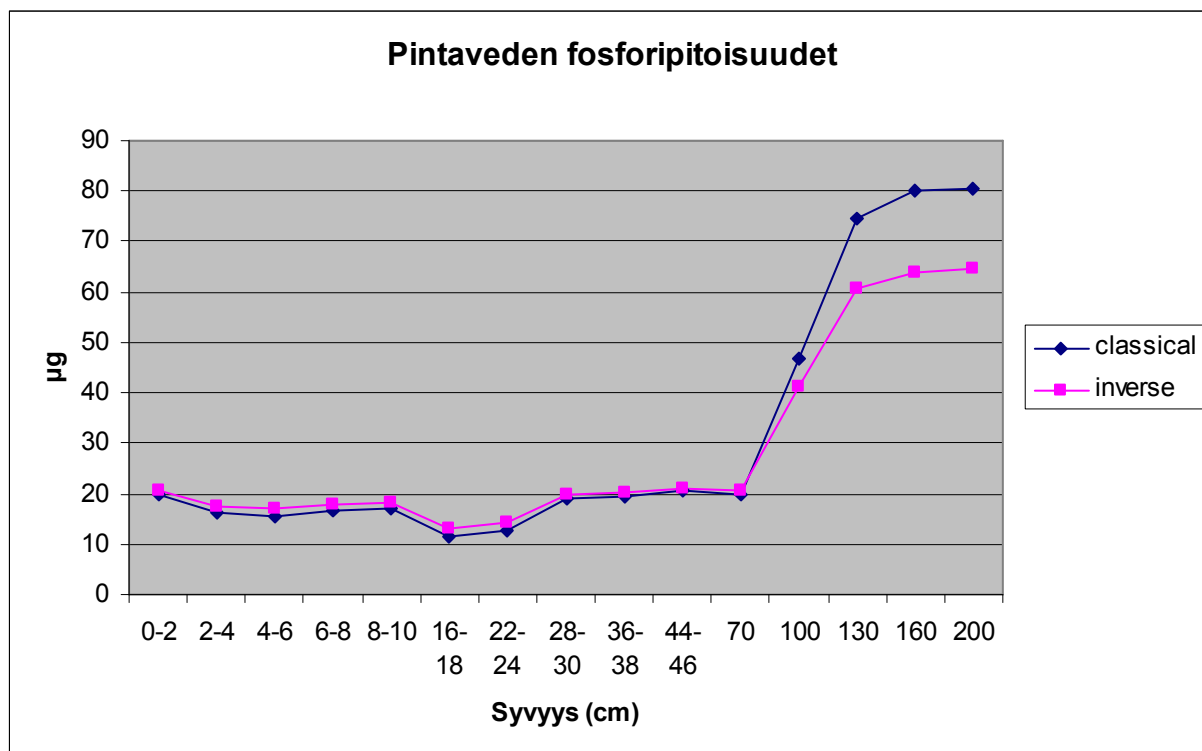
Kuva 33. Valkjärven piilevälajisto niiden trofiatasojen suhteen.

Kuvassa 34 on havaittavissa lineaarinen kehitys, jossa planktisten lajien vallitsevuus muuttuu hiljalleen perifyyttisten lajien vallitsevuudeksi. Suurin osa lajeista etenkin näytesarjan keskiosissa olivat sellaisia, joiden elinolosuhteita ei selvästi tunneta tai ne elävät vaihtelevissa ympäristöissä.



Kuva 34. Valkjärven piilevät habitaattien suhteen.

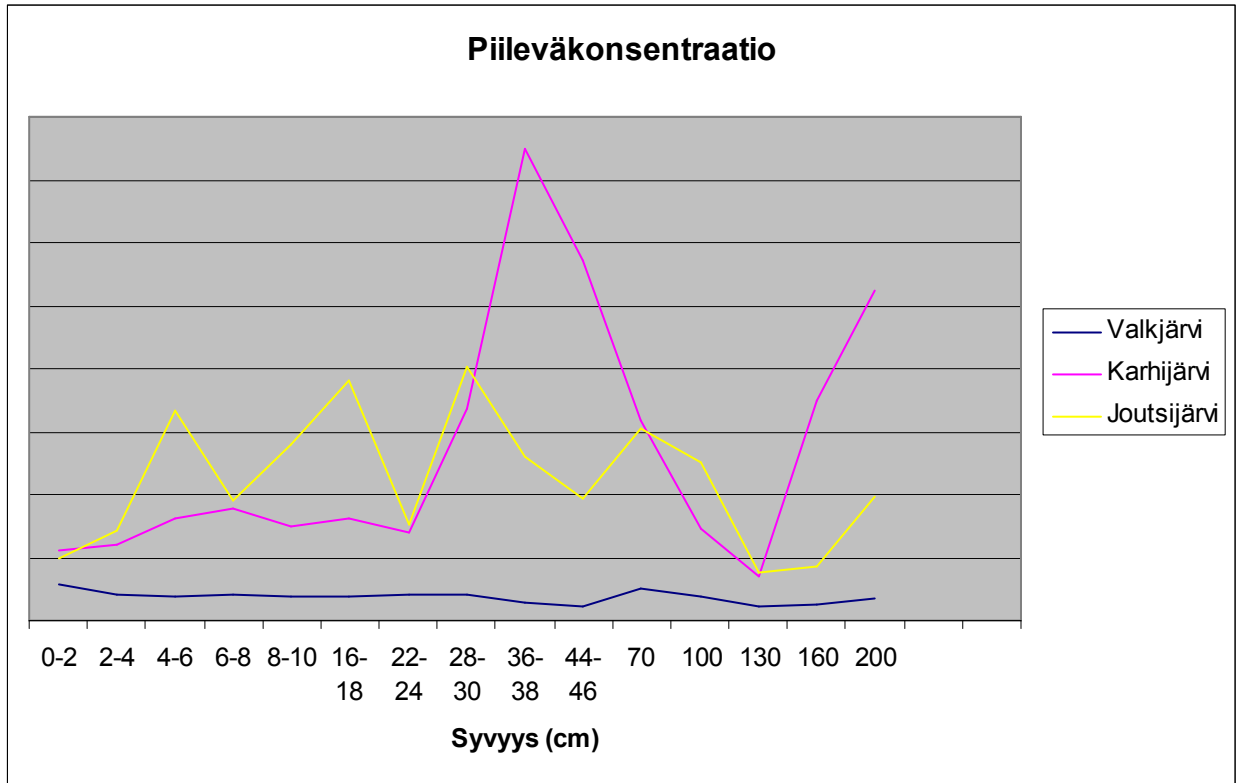
Valkjärven pintaveden kokonaisfosforipitoisuuden mallinnuksessa (Kuva 35) havaitaan selvästi korkeammat fosforipitoisuudet ennen kuroutumisvaihetta, jonka jälkeen pitoisuudet laskevat rajusti sille tasolle, jolla ne ovat pysytelleet koko Valkjärven historian ajan, ollen noin 20 µg l⁻¹.



Kuva 35. Mallinnus Valkjärven pintaveden kokonaisfosforipitoisuudesta piilevälajiston perusteella..

5.6.4. Piileväkonsentraatio

Mikrokuulamenetelmällä saadut arviot piilevien konsentraatiosta näytteissä on esitetty kuvassa 36. Tulosten perusteella Valkjärvessä piilevien määrä on huomattavasti alhaisempi kuin Joutsijärvessä ja Karhijärvessä. Tulokset antavat jonkinlaisen käsityksen järvien tuotannosta, joskin piileväkonsentraation määrittäminen ei sinänsä kerro järven rehevyysasteesta juuri mitään. Lisäksi menetelmä sisältää monia virhelähteitä aina näytteiden ja mikrokuulaliuoksen valmistuksesta näytteiden analysointiin sekä piileväkuorien ja mikrokuulien laskentaan, jonka vuoksi esimerkiksi Karhijärven näytteessä olevat piikit 40 cm ja 200 cm syvyyksillä ovat todennäköisesti virheellisiä.



Kuva 36. Tutkimusjärvien suhteelliset piileväkonsentraatiot.

6. Tulosten tulkintaa

6.1. Tulosten virhelähteet

Siitä huolimatta, että jokaisessa tutkimuksen vaiheessa näytteenotosta lähtien oltiin erittäin huolellisia, tuloksiin liittyy virhelähteitä. Selkeä virhe on tapahtunut radiohiiliajoituksessa, joiden tulokset etenkin Karhijärven ja Valkjärven osalta eivät vastaa lainkaan sedimentissä tai analyysituloksissa havaittuja muutoksia, kuten järven lasku, maanviljelyksen vaikutukset tai järven kuroutumisvaihe. Kaikki radiohiilinäytteet seulottiin, kuivatettiin, punnittiin, tunnistettiin ja säilöttiin radiohiililaboratorion omien ohjeiden sekä Björckin ja Wohlfarthin (2001) mukaan. Näytteet pyrittiin lisäksi valitsemaan suurimmista löydetyistä makrofossiileista. AMS-ajoitukseen vaadittavasta massasta (>1 mg) huolimatta yhdessä näytteessä oli laboratorion mukaan liian vähän orgaanista hiiltä ajoittamiseen ja toinen näytteistä edusti liian nuorta orgaanista ainesta,

jota ei fossiilisten energialähteiden poltosta aiheutuvan kontaminaation vuoksi suositella ajoitettavaksi. (Björck ja Wohlwarth 2001). Joutsijärven ajoitukset olivat ainoat, joiden tulokset olivat todenmukaisia. Joutsijärven makrofossiilit olivat kooltaan selvästi suurempia kuin Karhijärvestä tai Valkjärvestä saadut.

Sedimentin lähettäminen ns. bulkinäytteenä olisi saattanut olla järkevämpää kahden muun tutkimusjärven osalta. Lisäksi pintasedimentin olisi voinut ajoittaa esimerkiksi nokipartikkeli- tai Cs-137 –menetelmällä. Ajoitustulosten epäluotettavuudesta johtuen Karhijärven ja Valkjärven sedimenttipatjan muutosten ajallisessa arvioinnissa käytettiin apuna keskimääräistä sedimentaationopeutta, joka laskettiin selvästi havaittavista järven kuroutumistapahtumasta ja myöhemmin historiallisella ajalla tapahtuneista muutoksista, kuten alueilla 1960- ja -70-luvuilla tapahtuneiden suo- ja metsäojitusten aiheuttamista muutoksista sedimentaatioissa.

Tunnistuksen avulla pyrittiin varmistamaan näytteen alkuperä terrestriseksi, eli ilmakehän hiiltä yhteyttämiseen tai hengitykseen käyttäneen kasvin tai eliön jäänteeksi., jolloin vältetään ilmakehän ja veden välisen hiili-isotooppien vaihdon hitauden aiheuttamalta ajoitusvirheeltä. (Törnqvist et al. 1992, Olsson 1986).

Fosforianalyysin virhelähteet liittyvät lähinnä näytteen homogointiin sekä näytemäärän, liuosten ja reagenssien mittaamiseen oikein. Lisäksi astioiden puhtaus on tärkeää, jonka vuoksi fosforianalyysissä käytetyt puhtaat astiat pestiin vielä kerran uudelleen ja huuhdeltiin tislattulla vedellä. Ilmeisesti fosforianalyysissä tapahtuneet virheet olivat kuitenkin varsin pieniä, sillä samoja näytteitä käytettiin opiskelijoiden omissa harjoitustöissä, joiden tulokset hyvin yhteneväisiä tässä tutkimuksissa saatuihin tuloksiin.

Piileväanalyysin virhelähteiden minimoinnissa noudatettiin pitkälti samaa kaavaa kuin fosforianalyysissäkin. Näytteiden sekoittaminen ja mittaaminen suoritettiin huolellisesti. Pitkällä vetyperoksidikäsitteilyllä saattoi olla piilevälajistoa muuttava vaikutus, sillä

jotkin lajit liukenevat veteen helpommin kuin toiset. Analyysissa ei tosin löydetty lainkaan kirjallisuudessa mainittuja helposti liukenevien piilevälajien kuoria. Sen sijaan vetyperoksidikäsittelyyn liittyvä kiehuminen ja kuohunta aiheuttivat todennäköisesti piileväpreparaattien huonon laadun, sillä valtaosa pitkänomaisista piilevätkuorista oli pirstoutunut ja vaikeasti lajilleen tunnistettavassa kunnossa. Vaikka tunnistusta ei näiden kuorien osalta voitukaan tehdä lajilleen, vaihtoehtoja ei ollut kovin montaa ja näistä kaikilla oli lähes identtiset elinympäristöt, jolloin tuloksia tuottaessa pystyttiin myös tarkalleen tunnistamattomia lajeja käyttämään järven muinaisten elinolojen rekonstruoinnissa. Tärkeimpänä *Fragilaria spp.*, joka koostui lähes täysin *Fragilaria capucina*, *F. tabulata* ja *F. ulna* –lajeista.

6.2. Joutsijärvi

6.2.1. Joutsijärven varhaiskehitys

Murtovedestä ja silloin tällöin makeista vesistä löydetyn *Campylodiscus echeneis* –lajin esiintyminen vain 100 cm syvyydeltä alaspäin indikoi Joutsijärven kuroutuneen ja kehittyneen tuolloin omaksi makeavetiseksi järvaltaakseen. Varsinainen kuroutuminen on luultavasti tapahtunut jo aikaisemmin noin 150 cm syvyydellä, mutta suolapitoisten vesien lajit ovat pystyneet selviytymään kunnes Joutsijärven vesi on muuttunut täysin makeaksi. Tämä puolestaan on mahdollistanut rehevyyttä indikoivan makeanveden *Aulacoseira* –suvun piilevälajien esiintymisen, jonka jälkeen ne ovat lisääntyneet siinä määrin, että muodostavat pääosan koko piilevälajistosta suurimmassa osassa näytesarjaa. Sama muutos suolaisesta makeaan veteen on havaittavissa *Epithemia* –suvun edustajien kohdalla, jotka ovat yleisiä suolapitoisissa vesissä pH:n ollessa yli 7 ja katoavat täysin 100 cm syvyydellä. Samalla syvyydellä lähes samalla tasolla pysytellyt kokonaisfosforin pitoisuus sedimentissä alkaa kasvaa ja hehikutushäviöarvo kasvaa merkittävästi, kuvastaen sedimenttiin kertyneen orgaanisen aineksen osuuden kasvua. Piilevälajiston kokonaisuutosta tarkasteltaessa havaitaan, että kuroutumisvaiheessa perifyyttisten

lajien osuudet lajistossa kasvavat ja sirkumneutraalit lajit korvautuvat suurilta osin alkalifililillä, $\text{pH} \geq 7$, viihtyvillä lajeilla. Lisäksi 100 cm syvyydellä aiemmin vallitsevana fosforifraktiona ollut HCl -liukoinen apatiittifosfori korvautuu lähes kokonaan NaOH -liukoisella metalleihin sitoutuneella fosforilla. Maankohoamisnopeuden avulla laskettu kuroutumisajankohta on noin 6400 vuotta sitten. Muiden tutkimusjärvien tapaan kokonaisfosforin pitoisuudet sedimentissä ovat pysyneet varsin samalla tasolla syvyydellä 100 – 200 cm. Karhijärven ja Valkjärven tapaan ennen kuroutumisvaihetta kerrostuneet piileväkuoret edustavat pääasiassa planktisia lajeja ja lajiston avulla pintaveden mallinnettu fosforipitoisuus on ollut erittäin korkea. Piilevälajiston habitaatit korreloivatkin yleensä hyvin veden fosforipitoisuuden suhteen, sillä runsas piileväplankton voi yleensä kehittyä vain, jos vedessä on riittävästi ravinteita, sillä perifyyttisistä piilevistä poiketen planktonlajit eivät saa ravinteita kiinnittymisalustastaan. (Kauppila 2003).

6.2.2. Luonnolliset sedimentaatiomuutokset

Joutsijärven susceptibiliteettituloksien arvojen heittelehtiminen saattaa johtua sedimentissä olevien erittäin magneettisten mineraalien aiheuttamasta häiriöstä. Tulokset ovat sinänsä oikeita, mutta magneettisten mineraalien aiheuttaman häiriön takia varsinaista sedimentoituneen aineksen mineraaliainespitoisuutta on hankala selvittää ja valuma-alueen eroosiokehityksen tulkinta käyrästä on vaikeaa. Susceptibiliteetin käyminen negatiivisten arvojen puolella antaa kuitenkin ymmärtää, että Joutsijärven sedimentti sisältää runsaasti orgaanista ainesta.

Alkalifililisten piilevälajien ollessa runsaimmillaan välillä 20 – 100 cm havaitaan myös kaikkien fosforijakeiden noususuuntaus. Fosforijakeiden määrät ovat puolestaan lähteneet jyrkästi laskuun, residuaalifosforia lukuun ottamatta, asidofiilisten lajien runsastuessa. Asidofiiliset ($\text{pH} \leq 7$) lajit näyttävät yleistyvän merkittävästi historiallista aikaa kuvaavissa näytteissä, merkittävimmän lisäyksen johtuvan todennäköisesti suo-
ojitusten alhaisen pH:n purkuvesistä. Eutrofiaa indikoivat lajit ovat koko Joutsijärven

kehityshistorian ajan olleen piilevälajistossa hallitsevassa asemassa. Perifyyttiset lajit ovat yleistyneet planktisiin piilevälajeihin verrattuna, kuvastaen lisääntyntä vesikasvillisuuden määrää yhdessä järven pinnan laskusta seuranneen litoraalialueen prosentuaalisen kasvun kanssa.

Sen sijaan piilevälajiston avulla tehty veden fosforipitoisuuden mallinnus kertoo Joutsijärven pintaveden fosforipitoisuuden olleen korkeimmillaan kuroutumisvaihetta edeltävää aikaa edustavissa sedimenttinäytteissä, ollen Valkjärven ja Karhijärven tavoin noin $70 \mu\text{g l}^{-1}$. Sedimenttikerroksessa ylöspäin tultaessa pitoisuudet laskevat suhteellisen tasaisesti $20 \mu\text{g l}^{-1}$:ssa saakka 4 – 6 cm syvyydellä, josta se nykypäivää kohti tultaessa nousee noin $30 \mu\text{g l}^{-1}$ tasolle, joka vastaa hyvin Joutsijärven pintaveden mitattuja fosforipitoisuuksia. Forsbergin ja Rydingin (1980) sekä Elorannan (1991) mukaan Joutsijärvi on täten ollut eutrofinen, josta se on hiljalleen kehittynyt mesotrofiseksi järveksi kunnes aivan nykypäivinä se on alkanut muuttua rehevämpään suuntaan.

6.2.3. Ihmistoiminnan aiheuttamat muutokset

Sedimentin kokonaisfosforiarvo lähtee kohoamaan näytteen puolivälissä. Kaikkien fosforijakeiden pitoisuudet kasvavat lukuun ottamatta apatiittifosforia, jonka pitoisuus laskee lähelle nykyistä tasoaan ja pysytellen siinä. Ensimmäisen kokonaisfosforipiikin jälkeen seuraa pitoisuuksien lasku kaikkien jakeiden osalta. Metalleihin sitoutuneen NaOH –liukoisen fosforin osuus sedimentin pintaosissa on noin 40 % kokonaisfosforista. Tämä osoittaa, että Joutsijärven pohjanläheinen happitilanne on suhteellisen hyvä, jolloin fosfori kykenee sitoutumaan metalleihin. Toisaalta metalleihin sitoutunut fosfori on myös merkittävin sisäistä kuormitusta aiheuttava fosforijae, sillä hapettomissa oloissa rautaan sitoutunut fosfori liukenee helposti. Lisäksi veden pH:n noustessa myös alumiiniin sitoutunut fosfori rupeaa liukenemaan. (Håkanson ja Jansson 1983). NH_4Cl –liukoisen fosforin, fosfaatin, hitaasti kasvava pitoisuus joka saavuttaa huippuarvonsa 20 – 40 cm syvyydellä on todennäköisesti

aiheutunut tilanteesta, jossa esimerkiksi typen pitoisuus on ollut niin pieni, että se on toiminut järven minimiravinteena, mahdollistaen fosfaattifosforin sedimentoitumisen. Toinen vaihtoehto on suuriin pitoisuuksiin saattaa olla valuma-alueella riehuneet metsäpalot tai ihmisperäinen toiminta, johon on liittynyt metsän tai puiden laajamittaista polttoa. (Håkansson ja Jansson 1983). Tällöin fosfaattipäästöt ovat lopulta olleet niin suuria, että liukoista fosforia on sedimentoitunut. (Hartikainen 1979, Pihlaja ja Paasivirta 1997). Labiilin fosforin ja metalleihin sitoutuneen fosforin määrät ovat laskeneet nykypäivää kohti tultaessa. Etenkin labiilin fosforin pitoisuudet ovat laskeneet nopeasti ja merkittävästi syvyydellä 20 cm.

Apatiittifosforin määrä on pysynyt suhteellisen tasaisena ja residuaalifosforin määrä on vahvassa nousussa aiheuttaen vielä yhden piikin kokonaisfosforipitoisuuteen noin 5 cm syvyydellä, ennen pitoisuuksien laskemista. Tämä kuvastaa, että Joutsijärven pohjaan kerrostuu nykyään aiempaa vähemmän hajoamatonta orgaanista ainesta, todennäköisesti vähentyneen sisäisen tuotannon seurauksena. Joutsijärvellä on 1990 – luvulla suoritettu poistokalastuksia (Ojala et al. 2002). Residuaalifosforipitoisuuksien lasku aivan ylimmässä osanäytteessä saattaa olla seurausta poistokalastuksien positiivisesta vaikutuksesta. Samalla syvyydellä on havaittavissa piilevälajistossa tapahtunut muutos, jolloin perifyyttiset, meso-eutrofiset sekä asidofiiliset lajit ovat kasvattaneet hetkellisesti osuuttaan.

Eliöiden jäänteisiin ja humusyhdisteisiin sitoutuneen residuaalifosforin määrän raju lisääntyminen 20 cm syvyydeltä lähtien saattaa olla seurausta järven oman sisäisen tuotannon lisääntymisestä. Vielä ylimmän 10 cm aikana residuaalifosforin määrä saa uuden lisäyksen, joka on hyvin todennäköisesti seurausta valuma-alueen suo-ojitusten mukaan tuomasta orgaanisen aineksen lisääntymisestä Joutsijärven sedimentissä. (Håkanson ja Jansson 1983).

Syvyydellä 9 cm havaittava heikutushäviön äkillinen lasku näkyy susseptibiliteettiarvojen kohoamisena samalla ajanjaksolla ja viittaa täten

voimakkaaseen epäorgaanisen aineksen kulkeutumiseen näytepisteeseen. Sama havainto on tehty Salosen et al. (2000) suorittaman Joutsijärven sedimenttitutkimuksen Korpiluoto –näytteestä, joka on noin kilometrin itään tässä tutkimuksessa käytetystä näytteenottopisteestä. Tämä antaa myös varmistuksen sille, että näyte on otettu alueelta jossa akkumulaatio on jatkuvaa ja edustaa koko järvessä tapahtuneita muutoksia, vaikka sitä ei järven syvimmästä pisteestä saatukaan liian vähäisen järvisedimenttikerroksen vuoksi.

Salosen et al. (2000) tutkimuksessa tehtiin vertailua myös raekoon perusteella. Analyysi paljasti aineksen raekoossa tapahtuneen muutoksia eri aikoina. Näytteen raekoostumus oli pienentynyt syvyydeltä 46 cm aina 32 cm:n syvyyteen asti, jonka jälkeen sedimentaatiossa on jälleen tapahtunut muutoksia, koska aines on karkeutunut aina 18 cm:n syvyyteen saakka. Tämän jälkeen aines alkaa hienontua 6 cm:n syvyyteen asti, josta se näihin vuosiin asti on muuttunut karkeammaksi ollen raekooltaan kuitenkin suurimmaksi osaksi alle 25 μm . Sedimentaatiossa on siis tapahtunut muutoksia syvyyksillä 32 cm, 18 cm ja 6 cm. Syvyydellä 32 – 18 cm tapahtunut aineksen karkeutuminen on havaittavissa tässä tutkimuksessa vesipitoisuus- ja hehkutushäviötulosten selvänä laskuna.

Joutsijärven sedimentissä havaittava vesipitoisuuden ja hehkutushäviön pieneneminen 30 cm syvyydellä johtuu kiihtyneestä ja karkeutuneesta epäorgaanisen aineksen kerrostumisesta näytteenottopisteeseen. Sedimentin ylimmän 10 cm aikana tapahtuva vesipitoisuuden ja hehkutushäviön kasvu johtuvat akkumulaatioalueille tyypillisestä hyvin vesipitoisesta pintasedimentistä. (Håkanson 1980). Hehkutushäviön ja vesipitoisuuden kasvaminen sedimentin yläosissa on seurausta myös alueella suoritetuista suokuivatuksista, sillä Joutsijärven valuma-alueesta 30 % muodostuu suomaasta joista ojittamattomia on ainoastaan 5 %. Muutoin LOI ja W pitoisuudet laskevat suhteellisen tasaisesti johtuen kerrostuneen aineksen tiivistymisestä syvemmällä sedimentissä (Håkanson ja Jansson 1983).

Valuma-alueen ollessa pääosin metsävaltaista, merkittävimmäksi Joutsijärven sedimentissä tapahtuvien muutosten selittäjäksi muodostuu valuma-alueen suot (30 % valuma-alueen pinta-alasta), jotka ovat lähes kaikki ojitettuja, sekä alueen runsas metsäteollisuus. Purkuvesien humus- ja kiintoainespitoisuudet ovat todennäköisesti aiheuttaneet suurimmat muutokset sedimentin yläosassa tapahtuneista muutoksista ylimmän 15 cm matkalla. Raekokoanalyysin mukaan mineraaliaines on ollut suhteellisen pienirakeista 6 cm syvyydelle asti, josta ylöspäin se on alkanut muuttua karkeammaksi. 9 cm syvyydellä sedimentin pinnasta havaittu hehikutushäviö- ja vesipitoisuusarvojen lasku on todennäköisimmin seurausta ojitusten aiheuttamasta hienorakeisen mineraaliaineksen ”pulssista”, joka on yhdessä humuksen kanssa hetkellisesti samentanut vesistöä merkittävästi, tämä on havaittavissa myös magneettisen susceptibiliteetin kasvusta. Suo-ojitusten vaikutus sedimentin rakenteeseen vähenee syvyydellä 9 – 6 cm, jolloin hehikutushäviö- ja vesipitoisuusarvot alkavat kasvaa ja raekoko muuttuu suuremmaksi. Joutsijärven valuma-alueen metsäojitusten purkuvedet ovat siis kuljettaneet mukanaan runsaammin mineraaliainesta kuin humusta tai muuta orgaanista ainesta.

Fosforijakeista on selvästi havaittavissa ulkoisen kuormituksen väheneminen kokonaisfosforipitoisuuden laskuna, sekä toisaalta jälkivaikutukset Joutsijärveen aiemmin tulleesta kuormituksesta lisääntyneenä sisäisenä tuotantona, joka näkyy residuaalifosforipitoisuuksien kasvuna. Näin ollen voidaan olettaa, että Joutsijärven sedimentti on nykyisin merkittävin järven tilaa huonontava tekijä ja se vapauttaa ravinteita yläpuoliseen vesikerrokseen, aiheuttaen osaltaan kokonaisfosforipitoisuuden laskua pintasedimentissä. Järven kehityssuunta näyttää tosin hyvältä, rehevyyttä indikoivien *Aulacoseira* –piilevälajien määrät ovat laskussa, kuten myös kaikkien fosforijakeiden määrät.

6.2. Karhijärvi

6.2.1. Karhijärven varhaiskehitys

Karhijärven varhaiskehitys on suurilta osin vastaavankaltainen muiden tutkimusjärvien kanssa. Kuroutuminen on tapahtunut noin syvyydellä 130 cm magneettisuskeptibiliteetissa ja piilevälajistossa tapahtuneiden muutosten perusteella. Maankohoamisnopeuden perusteella laskettuna tämä olisi tapahtunut noin 7000 vuotta sitten, jolloin keskimääräinen kerrostumisnopeus olisi ollut $0,19 \text{ mm a}^{-1}$. Radiohiiliajoitustulosten perusteella kuitenkin vasta 2793 cal BP, joka antaa aihetta epäillä ajoitustuloksen luotettavuutta. Joutsijärven ja Valkjärven tuloksista poiketen Karhijärven sedimentin LOI ja W –pitoisuudet lähtevät kuroutumisen jälkeen laskuun, ollen erityisen alhaisia muihin tutkimusjärviin verrattuna (LOI 6,5%, W 60%) aina 80 cm syvyydelle asti. Tämä on todennäköisesti seurausta Karhijärven lähivaluma-alueen maaperästä, joka on pääosin savimaata. Karhijärven kurouduttua omaksi altaakseen myös sitä ympäröivä maaperä on paljastunut veden alta ja ollut alttiina eroosiolle. Sedimenttiä laboratoriossa tarkasteltaessa havaittiin sedimentin olevan välillä 80 – 140 cm vaaleampaa kuin sen ylä- ja alapuolisessa osassa. Vaaleampi kerros ei ollut tunnusteltaessa tuntunut olevan raekooltaan karkeampaa, joten se on luultavasti Karhijärven rannoilta eroosion irrottamaa saviainesta, jonka kulkeutuminen järveen on myöhemmin hidastunut alueelle levinneen kasvillisuuden sitovan vaikutuksen vuoksi. Muista järvistä poiketen magneettisuskeptibiliteetti lähtee kuroutumisen jälkeen nousuun kasvavasta mineraaliaineskuormituksesta johtuen.

6.2.2. Luonnolliset sedimentaatiomuutokset

Ihmistoiminnasta johtumattomat orgaanisen aineksen määrän vaihtelut, jotka parhaiten havaitaan muutoksina Karhijärven LOI ja W pitoisuuksissa, johtuvat Whitesiden (1983) mukaan järven morfologian, veden viipymän tai ravinteiden määrän muutoksista.

Satakunnan alueella tapahtuvasta maankohoamisesta johtuen järvellä on voinut hyvinkin olla historiansa aikana useampia lasku-uomia, jotka ovat aiheuttaneet muutoksia järven toiminnassa. Muilta osin Karhijärven tulokset myötäilevät muutoksiensa osalta Joutsijärven ja Valkjärven tuloksia. Sedimentin kokonaisfosforin määrä on pysytellyt tasaisena ja alhaisena alimman 100 cm matkalla, josta lähtien se on ruvennut kohoamaan aina nykypäiviin asti, johtuen Karhijärven lähialueen muita tutkimusjärviä suuremmasta merkityksestä ihmistoiminnalle ja siitä johtuvasta suuremmasta ihmisperäisestä kuormituksesta. Karhijärven rannoilla on selvästi eniten haja-asutusta sekä maanviljelyä, jonka lisäksi järven itäpäässä sijaitsee Lavian kirkonkylä.

Apatiittifosforin määrä on koko näytesarjan matkalla merkittävästi muita järviä suurempi, johtuen Karhijärven valuma-alueen maaperästä. Apatiittifosfori muodostaa yhdessä metalleihin sitoutuneen fosforin kanssa >80 % kokonaisfosforista syvyydelle 30 cm asti, jolloin residuaalifosforin määrä kattaa jo lähes 50 % kokonaisfosforista. Aivan ylimmässä näytteessä residuaalifosforin määrä on hieman laskenut, joka saattaa kuvastaa Karhijärvellä suoritettujen kunnostustoimenpiteiden toimivuutta, jotka ovat osaltaan vähentäneet Karhijärveen sedimentoituvan hajoamattoman orgaanisen aineksen määrää.

LOI ja W -arvoja tarkasteltaessa huomataan, että Karhijärven hehikutushäviö on tutkimusjärvistä selvästi pienin, joka osoittaa järveen kerrostuvan huomattavan paljon mineraaliainesta. Vesipitoisuuden jyrkkä lasku pintasedimentin alapuolisessa osassa kuvastaa sedimentin nopeaa tiivistymistä. Erot järvien välillä selittyvät toki myös niiden kokoeroilla, esimerkiksi Valkjärven korkeaa orgaanisen aineksen pitoisuutta selittävät

osaltaan vesikasvien asuttaman litoraalialueen prosentuaalisesti suurempi osuus järven pinta-alasta.

6.2.3. Ihmistoiminnan aiheuttamat muutokset

Piileväanalyysi ei paljastanut suuria muutoksia Karhijärven pH:n, trofiatason tai habitaattien suhteen. Piilevistä tehdyn mallinnuksen perusteella Karhijärven pintaveden fosforipitoisuus on muista järvistä poiketen pysynyt lähes samalla tasolla kuin ennen kuroutumistapahtumaa, ollen kautta sarjan noin $50 - 60 \mu\text{g l}^{-1}$. Mallinnetut arvot vastaavat hyvin Karhijärvestä viimeisen 40 vuoden aikana suoritettujen kokonaisfosforipitoisuusmittausten tuloksia. Pintaveden fosforipitoisuuden perusteella Karhijärvi luokitellaan selvästi eutrofiseksi. (Forsberg ja Ryding 1980, Eloranta 1991) DI-TP -rekonstruktion perusteella järven trofiataso olisi ollut sen koko historian ajan lähes samankaltainen. Karhijärven piilevälajiston selvä yksipuolisuus Valkjärveen ja Joutsijärveen verrattuna kuvastaa Karhijärven eutrofista luonnetta. (Kauppila 2003). Rehevissä järvissä yleisen *Aulacoseira ambigua*n erittäin suuri osuus piilevälajistosta, jopa yli 60% piilevälajistosta, ilmentää niin ikään Karhijärven veden korkeaa ravinnepitoisuutta.

Karhijärvi on tutkimusjärvistä selkeästi ihmistoiminnan eniten rasittama, johtuen järveä ympäröivän maaperän hyvästä soveltumisesta maanviljelyksen tarpeisiin. Niinpä sekä lannoitteista aiheutuvat välittömät ravinnevalumat, että maanmuokkauksen aiheuttama kiihtynyt eroosio vaikuttavat merkittävästi Karhijärven tilaan. Karhijärven mitatut veden fosforipitoisuudet ovat olleet kaksinkertaisia Joutsijärven ja Valkjärven pitoisuuksiin verrattuna, ollen noin $60 \mu\text{g l}^{-1}$.

Karhijärvi on tutkimusjärvistä kooltaan myös selvästi isoin, joka osaltaan on auttanut järven pysymistä siedettävässä tilassa, sillä sen suurella vesitilavuudella on laimentava vaikutus liukoisessa muodossa oleville ravinteille. Karhijärvi on lisäksi pitkänomainen

ja läpivirtaava järvi, jolloin veden vaihtuvuuden myötä ravinteiden kulkeutuminen pois järvisysteemistä on tehokkaampaa. (Eloranta 2005).

Krogeruksen ja Ekholmin (2003) tutkimuksessa havaittiin tuulen aiheuttaman resuspension olevan Karhijärvessä merkittävää. Aivan pintasedimentissä Karhijärven sedimentin kokonaisfosforipitoisuus vastasi muiden tutkimusjärvien noin 2 mg g^{-1} :ssa, ollen samalla korkein arvo järven kehityshistorian aikana. Sedimentin resuspensio aiheuttaa merkittävän sisäkuormitusmekanismin yhdessä Karhijärvessä ajoittain havaittujen hapettomien pohjaolojen ja metalleihin sitoutuneen fosforin vapautumisen kanssa. Pohjan läheinen vähähappisuus havaittiin hyvin myös sedimenttiä tarkasteltaessa selvänä sulfidiraitaisuutena.

Karhijärven fosforianalyysin tuloksia tarkasteltaessa havaitaan, että toisin kuin Joutsijärvessä ja Valkjärvessä, kokonaisfosforin määrä on korkeimmillaan aivan sedimentin pintaosassa. Tämä saattaa osaltaan olla seurausta huokosveden fosfaattifosforin kulkeutumisesta ylöspäin syvemmältä hapettomasta sedimentistä, jolloin se saostuu sedimentin pintakerrokseen (Carignan ja Flett 1981). Kyseistä ilmiötä tukee myös havainto siitä, että liukoisen fosforin määrät ovat erittäin pieniä pintasedimentin alapuolisessa osassa. Aiemmin sedimenttiin varastoituneen fosforin uudelleensaostumista merkittävämpi fosforipitoisuuden kohottaja on todennäköisesti ihmistoiminta, jonka seurauksena Karhijärven tuleva ravinnekuormitus on lisääntynyt merkittävästi. Fosforin sitoutumistavassa ei ole Karhijärvessä tapahtunut yhtä selkeitä muutoksia kuin Joutsijärvessä tai Valkjärvessä. Kuroutumistapahtumaa edeltävissä näytteissä fosforin koostumus on hyvin yhteneväinen muiden tutkimusjärvien kanssa.

Karhijärven rehevyyden sekä veden korkeiden fosforipitoisuuksien perusteella Karhijärven sedimentti ei varastoi ravinteita tehokkaasti. Kohonnut kokonaisfosforipitoisuus kuvastaa pikemminkin järven kasvanutta ravinnekuormitusta ja siihen liittyvää sisäisen tuotannon kasvua kuin sedimentin parantunutta ravinteiden sitomiskykyä, sillä pintaveden fosforipitoisuus on pysynyt lähellä alkuperäistä tasoaan.

Karhijärven sedimentin sitomiskykyä vaikeuttavat lisäksi vähähappiset olot sekä resuspensio, jolloin fosforilla on sekä liukenemista että veteen kulkeutumista edistävä tekijä. Selvimmin ulkoisen kuormituksen kasvu on yleensä nähtävissä NaOH –liukoisen fosforin määrän kasvuna, sillä sitä voi hapekkaissa pohjan oloissa varastoitua sedimenttiin rauta- ja alumiinihydroksideihin huomattavia määriä. (Håkansson ja Jansson 1983). Noin 10 cm syvyydellä oleva ensimmäinen NaOH-P piikki on todennäköisesti seurausta vesistöalueella 1960–70 –lukujen aikana tehdyistä suokuivatuksista. Kokonaisfosforin määrän lähteminen jyrkkään kasvuunsa noin 30 cm syvyydellä on todennäköisesti saanut alkunsa 1860–luvulla, jolloin Karhijärven ympäristöä alettiin voimakkaasti muuttaa maanviljelyskäyttöön ja viljelysmenetelmiä tehostettiin, jolloin kasvaneen maanmuokkauksen myötä maaperän eroosioherkkyys on kasvanut.

Residuaalifosforin korkeat pitoisuudet sedimentin pintaosissa kuvastavat järven lisääntyntä sisäistä tuotantoa, jolloin hajotusprosessit eivät ole kulkeneet loppuun asti. (Håkansson ja Jansson 1983).

6.3. Valkjärvi

6.3.1. Valkjärven varhaiskehitys

Valkjärven näytesarjan alimmissa osissa esiintyi runsaasti *Epithemia* –suvun piilevälajeja. Nämä ovat van Damin (1994) mukaan suolaista tai lievästi suolaista vettä sietäviä piilevälajeja. Näitä ei kuitenkaan tavattu lainkaan enää 100 cm yläpuolella. Planktiset lajit kuten *A. ambigua*, *A. granulata* sekä *Stephanodiscus neoastrea* ovat määrällisesti suurempia näytteen alemman metrin matkalla. Nämä muutokset piilevälajistossa kuvastavat todennäköisesti Valkjärven kuroutumista omaksi pieneksi järvioltaakseen, jossa perifyyttiset lajit ovat vallitsevia.

Sedimentin silmämääräisessä tarkastelussa havaittiin vaihtuminen savesta liejuksi syvyydellä 150 cm. Tarkasteltaessa magneettisuskeptibiliteettituloksia Valkjärven osalta, huomataan että aivan pintaosia lukuun ottamatta Valkjärven suskeptibiliteetti-arvot ovat sen kehityshistorian aikana olleet positiivisia ainoastaan 140 – 200 cm välillä. Suskeptibiliteetti-arvojen muuttuminen negatiivisiksi kuvastaa sedimentin suurta orgaanisen aineksen määrää. Syvyydeltä 140 – 160 cm ylöspäin tultaessa myös vesipitoisuus ja hehikutushäviö alkaa kasvaa aikaisempaa nopeammin, kuvastaen sedimentin rakenteen muutosta savesta orgaanispitoisemmaksi järviliejuksi. Arvojen tasainen lasku sedimentissä syvemmälle mentäessä johtuu sedimentin kokoonpuristumisen ja tiivistymisen aiheuttamasta vesipitoisuuden vähenemisestä ja orgaanisen aineksen hajoamisesta (Häkanson ja Jansson 1983). Edellä mainitut muutokset johtuvat todennäköisesti Valkjärven kuroutumisesta omaksi pienehköksi järvaltaakseen, jossa orgaanista ainesta on kerrostunut aikaisempaa runsaammin esimerkiksi vesikasvillisuuden runsastuessa ja sedimentoituvan epäorgaanisten aineksen määrä puolestaan on laskenut.

Suskeptibiliteetti-arvoissa, sedimentin ulkonäössä ja piilevälajistossa tapahtuneet muutokset on havaittavissa myös fosforijakeissa. Koko sedimentisarjan matkalla vallitsevana fosforifraktiona on orgaaniseen ainekseen sitoutunut residuaalifosfori. Lisäksi pinta- ja keskiosissa NaOH –liukoinen fosfori sekä pohjaosissa HCl –liukoinen fosfori muodostavat suuren osan kokonaisfosforipitoisuudesta. Valkjärven kehitys Litorinameren lahdesta omaksi järvekseen näkyy sedimentin fosforipitoisuuden muuttumisena pohjaosien apatiittifosforipainotteisesta pintaosien residuaalifosforipainotteiseksi. Tämä kuvastaa sedimentin muuttumista mineraalipitoisesta savesta orgaanispitoiseksi järviliejuksi. Osaltaan HCl-P:n määrän lisääntymistä näytesarjassa syvemmälle mentäessä selittää diageeneesin myötä tapahtuva muiden fraktioiden muuttuminen apatiittifosforiksi (Häkanson ja Jansson 1983). Myös piilevälajistoa habitaattien perusteella tarkasteltaessa huomataan samaa kehityshistoriaa tukeva ilmiö. Syvyyksillä 70 – 200 cm planktiset, syvässä vedessä vapaasti elävät

piileväsuvut ovat vallitsevia. Syvimpien näytteiden lajistot muodostuivat pääasiassa Kauppilan et al. (2002) ja van Dammin (1994) mukaan korkean fosforipitoisuuden tyyppilajeista *A. ambiguusta* sekä *A. granulata*. Varsinaiseen järvivaiheeseen siirryttäessä planktisten lajien määrä vähenee merkittävästi ja piilevälajisto koostuu lähes 1:1 suhteessa plaktisista ja periphyttisistä, rantavyöhykkeellä ja kasvien pinnoilla elävistä lajeista. Sedimentin pintaosissa periphyttiset lajit kuitenkin alkavat muodostaa valtaosan piilevälajistosta. Tämä on todennäköisesti seurausta sekä järven keinotekoisesta pinnanlaskusta, jolloin litoraalialueen määrä on kasvanut, että järven lievästä rehevöitymiskehityksestä, jonka seurauksena myös vesikasvillisuuden määrä on lisääntynyt.

Valkjärven radiohiiliajoitusten epävarmoista tuloksista johtuen tarkkaa ajankohtaa kuroutumistapahtumalle on kuitenkin vaikea arvioida. Nykyisellä keskimääräisellä Satakunnassa vallitsevalla maankohoamisnopeudella (0,7 metriä 100 vuodessa) ja järven pinnan nykyisen korkeustason avulla laskettuna kuroutuminen Litorinamerestä olisi tapahtunut noin 7100 vuotta sitten. Litorinameren pinta oli korkeimmillaan vain pari metriä nykyistä korkeammalla ja laski siitä nykyiseen tasoon. Olettaessa huomioon, että isostaattinen maankohoaminen on ollut nykyistä nopeampaa heti jäätikön vetäytymisen jälkeen, voidaan arvioida kuroutumisen tapahtuneen jo hieman aiemmin, ehkä noin 6500 vuotta sitten. Valkjärven muuttuminen täysin makeavetiseksi järvioltaaksi on tapahtunut vielä jonkin aikaa tämän jälkeen, selittäen *Epithemia* -lajien määrän hitaan taantumisen ja katoamisen. Sedimentin rakenteessa tapahtuneet muutokset ovat hyvin samankaltaisia, joita on havaittu Valkjärvellä tehdyssä aiemmassa sedimenttitutkimuksessa (Salonen 1997). Sedimentin rakenteettomuus johtuu Håkansonin ja Janssonin (1983) mukaan järven alhaisesta keskisyvyydestä, joka mahdollistaa sekä tuulen aiheuttaman sedimentin resuspension että runsaan pohjaeläinaktiivisuuden aiheuttaman bioturbaation.

6.3.2. Luonnolliset sedimentaatiomuutokset

Sedimenttipatjan perusteella järvivaiheen kerrostumisnopeus on ollut vain 0,2 mm vuodessa, joka on alhainen, sillä Berglundin (1986) mukaan keskimääräinen kerrostumisnopeus järvissä on 0,5 mm vuodessa. Alhainen kerrostumisnopeus osoittaa Valkjärven olleen niukkatuottoinen, jossa ravinteiden kierrätyksen osalta merkittävässä roolissa on ollut sedimentin resuspensoituminen. Magneettisuskeptibilitetissa syvyydellä 60 – 80 cm minerogeenisen aineksen lisääntymisestä aiheutuva piikki saattaa syntyä noin 3000 – 2200 vuotta sitten, jolloin holoseenin ilmasto alkoi Birksin (1986) mukaan viilentyä noin 1 – 2 celsiusasteella, aiheuttaen voimakkaampia kevättulvia sekä viileämmästä ilmastosta johtuvaa orgaanisen aineksen tuotannon laskemista. Samalla syvyydellä tapahtunut sedimentin kokonaisfosforipitoisuuden kasvu saattaa niin ikään johtua voimistuneiden kevättulvien mukanaan tuomasta mineraaliaineksesta, jonka rautaan ja alumiiniin fosfori on ollut sitoutuneena, sillä juuri tällä syvyydellä NaOH –liukoisen fosforin osuus on suurimmillaan (> 50 %). Sekä tässä tutkimuksessa, että Salosen (1997) aiemmassa tutkimuksessa käytettyä laskennallista 0,2 mm sedimentaatiomäärää apuna käytettäessä kuroutumistapahtumasta 60 – 80 cm syvyydellä tapahtuviin muutoksiin olisi kulunut noin 3000 vuotta, eli 60 – 80 cm syvyydellä tapahtuneet muutokset olisivat tapahtuneet noin 3500 vuotta sitten.

Järvivaiheen aikana Valkjärven pintaveden fosforipitoisuus on DI-TP -tulosten perusteella ollut alle kolmasosan Litorinameren aikaiseen pitoisuuteen verrattuna, pysytellen välillä 10 – 20 µg, joka on hyvin yhteneväinen viimeisen 30 vuoden aikana vedestä mitattujen arvojen suhteen.

Kolmesta tutkimusjärvestä Valkjärven kuivasedimentin kokonaisfosforipitoisuudet olivat korkeimmat, ollen korkeimmillaan lähes 5,5 mg g⁻¹ DW. Keskimäärin järvisedimenttien kokonaisfosforipitoisuus vaihtelee välillä 0,5 – 3 mg g⁻¹ DW

(Håkanson ja Jansson 1983). Piilevälajiston avulla rekonstruoidun veden fosforipitoisuuden osalta Valkjärven arvot olivat tutkimusjärvistä pienimpiä sarjan syvimpiä näytteitä lukuun ottamatta. Tämä tarkoittaa sedimentin hyvää pidätyskykyä, jolloin se pystyy sitomaan itseensä valta-osa järveen tulevasta ravinnekuormasta. (Alhonen 1987, Pihlaja ja Paasivirta 1997). Vedestä suoritettujen kokonaisfosforipitoisuuksien tulosten perusteella Valkjärvi luokitellaan Forsbergin ja Rydingin (1980) sekä Elorannan (1991) mukaan mesotrofiseksi. DI-TP -rekonstruktion perusteella järven trofiataso olisi ollut sen koko historian ajan siten lähes samankaltainen.

Valkjärven fosforifraktioinnissa havaittiin, että orgaaniseen ainekseen sitoutunut residuaalifosfori muodostaa noin 70 – 80 % kaikesta fosforista. Residuaalifosforin osuus on suurin sedimentin pintaosissa (0 – 15 cm), jolla on suurin merkitys yläpuolisen vesikerroksen tilaan. Orgaanisesti sitoutunut fosfori on eliöiden vaikeasti käytettävissä, joten sillä ei ole suurta merkitystä järven eutrofitumiselle.

Noin 20 – 30% Valkjärven aktiivisen pintasedimentin kokonaisfosforista muodostuu metallioksideihin sitoutuneesta NaOH –liukoisesta fosforista. Vaikka NaOH -liukoisen fosforin määrät sedimentissä ovat olleet laskusuunnassa jo pitkään, tämä pelkistävässä olosuhteissa liukeneva fosforijae saattaa aiheuttaa merkittävää sisäistä kuormitusta happipitoisuuden laskiessa. NaOH –liukoisen fosforijakeen laskusuunta johtuu joko metallioksidien aikaisempaa pienemmästä määrästä sedimentissä tai olosuhteiden muuttumisesta pelkistävämpään suuntaan, jolloin fosfori ei sitoudu yhtä tehokkaasti metalleihin. Valkjärvellä ei ole toistaiseksi havaittu merkittävää veden happipitoisuuden laskemista, mutta järven roskakalapainotteisuus, altaan jyrkkäreunaisuus ja vesimassan kerrostuneisuus kesää lukuun ottamatta voivat ennen pitkää johtaa tilanteeseen, jossa alusveden happivarat käyvät vähiin. Tällöin metallioksideihin sitoutunut fosfori saattaa mobilisoitua johtaen järven voimistuvaan sisäkuormitteisuuteen. NH_4Cl –liukoista, yleensä huokosvedessä olevaa, labiilia fosforia havaittiin Valkjärven sedimentissä vain hyvin vähän.

HCl –liukoinen apatiittifosfori edustaa varsinkin sedimentin yläosissa todennäköisesti suurimmaksi osaksi normaalista luonnonvalumasta peräisin olevaa fosforikuormitusta. Sen osuus kokonaisfosforista ei ole kuitenkaan kovin merkittävä, lukuun ottamatta sedimenttisarjan alimpia näytteitä.

6.3.3. Ihmistoiminnan aiheuttamat muutokset ja nykykehitys

Ylimmän 20 cm matkalla näkyy sedimentaatiomuutoksia sekä susceptibiliteettituloksissa että vesipitoisuus- ja hehkutushäviötuloksissa. Ensimmäinen häiriö noin 17 cm syvyydellä saattaa olla 1860-luvulla suoritettuna järvenlaskun aikaansaama. Tämän perusteella Valkjärven nettosedimentaatio olisi ollut viimeisen 150 vuoden aikana noin 1,15 mm vuodessa, ollen siis huomattavasti suurempaa verrattuna ennen ihmistoiminnan aiheuttamia muutoksia vallinneeseen tilanteeseen. Radiohiiliajoituksen antama tulos samalta syvyydeltä antaa tulokseksi 295 cal BP, joka on iältään siten ympäröivää sedimenttiä vanhempaa. Koska ajoitettava materiaali oli peräisin lepän oksasta, saattaa olla, että se on kulkeutunut sedimenttiin kuivalta maalta pitkän ajan kuluessa esimerkiksi jokikuljetuksen mukana, selittäen sen lievästi korkeamman radiohiili-ian. Valkjärven ylin radiohiilinäyte syvyydellä 12 – 14 cm antoi iäksi 396 cal BP, tämä ei ole kuitenkaan kovin uskottava tulos, sillä se vaatisi yli 3 mm vuotuisen nettosedimentaation, joka Valkjärven suhteellisen vähätuottoisen luonteen ja lähivaluma-alueen vähäisen muokkauksen huomioon ottaen ei ole uskottavaa. Saatu tulos saattaa johtua käytetystä ajoitukseen käytetystä järviruo'on juuresta. Björck ja Wohlfarthin (2001) sekä Olssonin (1986) mukaan vesikasvit käyttävät yhteyttämiseensä veteen ja sedimenttiin varastoitunutta hiilidioksidia, jonka radiohiilikoostumus saattaa erota ilmakehän hiilidioksidin koostumuksesta, jota käytetään radiohiiliajoituksen perustana, aiheuttaen näin todellista suuremman radiohiili-ian. Syvyydeltä 124 – 126 cm otettu radiohiilinäyte puolestaan antoi

tulokseksi vain 463 cal BP. Näin nuoren radiohiili-ian selittää ajoitettavan materiaalin kulkeutuminen sedimentin pohjaosiin näytteenottimen mukana.

Aivan näytesarjan pintaosissa, noin 3 – 5 cm syvyydellä, susceptibiliteettiarvojen nopea muutos positiiviseksi sekä hehikutushäviöarvojen lasku samalla syvyydellä johtuu hyvin todennäköisesti 1960- ja -70 -luvulla suoritetuista suo- ja metsäojituksista, jotka ovat kuljettaneet järveen mukanaan aiempaa runsaammin epäorgaanista ainesta. Valuma-alueella harjoitettavan maanviljelyksen vaikutus saattaa myös näkyä susceptibiliteettiarvoja korottavana tekijänä, vaikka maanviljelyksen osuus onkin Valkjärven valuma-alueella erittäin pieni.

Valkjärvellä mittaustuloksien havaittu veden pH:n aleneminen suomaiden ojitusvesien johdosta on havaittavissa myös piilevälajistossa etenkin ylimmän 4 cm näytteissä, joissa asidofiilisten lajien osuus on yli kaksinkertainen alempiin näytteisiin verrattuna.

Valkjärvellä vesistön tilaan on puututtu vasta niin hiljattain, että näiden toimien vaikutuksia on vaikea erottaa luonnollisesta vaihtelusta. Lisäksi suoritettujen laadunparannustoimenpiteiden havaitseminen vaatisi tarkemmalla resoluutiolla tehdyn sedimenttitutkimuksen, kuin tässä käytetty 2 cm. Toisaalta ajallisesti erittäin tarkkojen tuloksien saaminen tämän tutkimuksen kaltaisista järvistä on mahdotonta pohjaeläinten, kaasukuplien ja tuulen aiheuttaman pohjasedimentin sekoittumisen vuoksi.

Vaikka Valkjärven seurantatutkimuksissa ei ole havaittu pohjaveden hapettomuutta, sedimentistä 4 – 10 cm välillä löydetty surviaissääsken toukat ilmentäisivät ainakin ajoittaista heikkoa happipitoisuutta sedimentin läheisyydessä, joskin niitä saattaa esiintyä myös happikadosta huolimatta.

6.4. Tutkimusjärvien yhteispiirteitä

Kaikkien järvien vesipitoisuus ja hehikutushäviötuloksissa tapahtunut pieni notkahdus syvyyksillä 20 - 40 cm johtunee muutoksesta alueen ilmastossa, jolloin esimerkiksi talvet ovat muuttuneet pidemmiksi ja kylmemmiksi, jolloin kevättulvat ovat olleet suurempia ja kuljettaneet tavallista runsaammin mineraaliainesta kaikkiin tutkimusjärviin. Vastaavanlainen muutos voisi olla peräisin myös ihmisperäisestä toiminnasta vesistöalueen yläpuolisella osalla, mutta koska sama ilmiö on havaittavissa kaikissa tutkimusjärvissä ja ne sijaitsevat kahdella eri vesistöalueella, on se kuitenkin epätodennäköistä. Joutsijärven radiohiiliajoitustulosten perusteella tämä olisi tapahtunut noin vuonna 1500 BP.

Kaikkien tutkimusjärvien kehityshistoria näkyy suurilta osin samankaltaisina muutoksina eri analyysituloksissa. Antropogeeniset vaikutukset ovat kuitenkin erityyppisiä ja vaikutuksiltaan poikkeavia eri järvien kohdalla, jolloin tuloksissa esiintyy herkästi eroavaisuuksia vaikka globaaleilla ja alueellisilla muutoksilla olisikin vastaavanlainen vaikutus kaikkiin järviin. Näin ollen vain muutaman järven tutkimusta ei voida luotettavasti soveltaa muiden alueen järvien tilan tai kehityksen arviointiin vaan jokainen järvi tarvitsee omakohtaisen sedimenttitutkimuksensa kattaen ainakin ylimmän 70 cm sedimentin pinnasta, jolloin havaitaan ihmistoiminnan vaikutukset ja mahdollisesti näytteen alaosaan havaitaan luonnolliset tausta-arvot, jotka korreloivat keskenään muiden alueen samantyyppisten järvien kanssa.

Ennen ihmistoimintaa aiheutuneet muutokset järvien kehityksessä johtuvat pääosin maankohoamisesta johtuvista järvien kallistuksista ja niistä aiheutuvista lasku- ja tulo-uomien muutoksista, jotka voivat muuttaa järven koostumuksen ja toiminnan täysin erilaiseksi. Toisena merkittävänä muutosten aiheuttajana ovat holoseenin aikaiset ihmistoiminnasta riippumat ilmastonmuutokset, jotka vaikuttavat etenkin järvien

valuma-alueen eroosioon, kasvillisuuteen ja ravinteikkuuteen mutta myös itse järviökosysteemiin. Holoseenin aikana ilmasto on pääpiirteittäin muuttunut kuivan ja lämpimän ilmaston vaiheesta vaihtelevan ilmaston keskivaiheeseen ja noin 2500 cal. BP on alkanut nykyinen kylmempi ja kosteampi ilmastovaihe. (mm. Hyvärinen ja Alhonen 1994, Donner 1995, Heikkilä ja Seppä 2003).

7. Yhteenveto

Kaikkien tutkimusjärvien osalta havaittiin tuloksissa selkeitä yhteispiirteitä sedimentin alimman 50 cm matkalla. Lisäksi niiden kehityshistorian aikana tapahtuneet muutokset olivat hyvin samankaltaisia. Vaikka tähän tutkimukseen valituilla järvillä luonnollinen kehityshistoria näyttää tulosten osalta hyvin yhteneväiseltä, kaikki alueen järvet eivät varmastikaan ole seuranneet samankaltaista kehityspolkua. Ympäristöä merkittävästi muokkaavan ihmistoiminnan, kuten maanviljelyksen, kaskeamisen yms. alkaessa tuloksissa alkoi tapahtua merkittäviäkin poikkeavuuksia riippuen valuma-alueella tapahtuvan ihmistoiminnan luonteesta riippuen. Näin ollen koko maakunnan kattavan vedenlaadun ennustusmallin luominen on erittäin vaikeaa, ellei jopa mahdotonta, sillä jo järven ulkoisten tekijöiden eroavaisuuksien lisäksi järvet reagoivat kasvaneeseen kuormitukseen eri tavoin. Esimerkiksi sisäisen kuormituksen riskiä tai ravinteiden pidätyskykyä on mahdotonta ennustaa ilman paleolimnologisia tutkimuksia. Jokaisen tutkimusjärven kohdalla ihmistoiminnan vaikutukset ovat kuitenkin selvästi havaittavissa fosforipitoisuuksien kasvuna, sekä vesien pH:n laskuna. Karhijärven tapauksessa ihmistoiminnan vaikutus järven tilaan on selvästi merkittävin.

Suurimpana järvien tilaa muuttaneena ihmistoiminnasta peräisin olevana tekijänä ovat olleet todennäköisesti valuma-alueilla suoritettut suo- ja metsäojitukset, jotka ovat rehevöittäneet järviä. Karhijärvellä lisäksi maatalouden ravinnepäästöt ovat järveä kuormittava tekijä. Karhijärvellä sisäinen kuormitus on lisäksi merkittävää sedimentin

suuresta resuspensiosta, pohjanläheisestä hapettomuudesta ja suuresta metalleihin sitoutuneen fosforin määrästä johtuen. Tällöin pelkkä ulkoisen kuormituksen vähentäminen ei yksistään auta järveä saavuttamaan nykyistä parempaa tilaa. Lisäksi DI-TP rekonstruktion perusteella Karhijärvi on aina ollut Joutsijärveä ja Valkjärveä huomattavasti rehevämpi.

Epäonnistuneesta radiohiiliajoituksesta johtuen pintasedimentin ajoittaminen esimerkiksi nokipartikkelimenetelmällä (esim. Rose 1990) olisi tuonut runsaasti lisätietoa sedimentaationopeuden viimeaikaisista vaihteluista sekä lisäksi helpottanut selvän aikajanan luomista.

8. Kiitokset

Kiitokset työn ohjaajina toimineille sekä myös näytteenotossa mukana olleille FT Timo Saariselle ja FT Eila Varjolle. Kiitos myös Hannu Wenholle avusta näytteenotossa ja laboratoriotöissä. Tutkimuksen järjestämisestä ja rahoituksesta kiitos Satavesi – hankkeen ihmisille.

Erityiskiitos vaimolle ja lapsille, jotka ovat toimineet henkisenä kannustimena lopputyön suorittamisessa.

9. Lähdeluettelo

Aaby, B. ja Digerfeldt, G. 1986: Sampling Techniques for Lakes and Bogs. Teoksessa: Berglund, B. (toim.): Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology. John Wiley ja Sons Ltd.: 181 - 194.

Aitken, M. 1990: Science-based Dating in Archaeology. Longman Archaeology Series. Singapore. 274 s.

Alhonen, P. 1987: Chemostratigraphy of the Holocene Sediments of Lake Työtjärvi and its Limnological Significance. Bulletin of the Geological Society of Finland 59:2.: 97 - 107.

Battarbee, R. 1986: Diatom analysis. Teoksessa: Berglund, B. (toim.): Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology. John Wiley ja Sons Ltd.: 527 - 570.

Battarbee R. 1991. Recent Palaeolimnology and Diatom-based Environmental Reconstruction. Teoksessa: Shane, L. ja Cushing E. (toim.): Quaternary Landscapes. Belhaven Press. London: 129 - 174.

Battarbee R., Flower R., Juggins S., Patrick S. ja Stevenson A. 1997: The Relationship Between Diatoms and Surface Water Quality in The Hoeylandet Area of Nord-Troendelag, Norway. Hydrobiologia 348: 69 - 80.

Battarbee, R., Jones, V., Flower, R., Cameron, N. ja Bennion, H. 2001: Diatoms. Teoksessa: Smol, J., Birks, H. ja Last, W. (toim.): Tracking Environmental Change Using Lake Sediments Vol. 3: Terrestrial, Algal and Siliceous Indicators. Kluwer Academic Publishers. The Netherlands: 155 - 202.

Bengtsson, L. ja Enell, M. 1986: Chemical analysis. Teoksessa: Berglund, B. (toim.): Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology. John Wiley ja Sons Ltd.: 423 - 451.

Berglund, B. 1986: Palaeoecological Reference Areas And Reference Sites. Teoksessa: Berglund, B. (toim.). Handbook of Holocene Palaeoecology And Palaeohydrology. John Wiley & Sons Ltd. s. 119.

Birks, H. 1986: Late-Quaternary Biotic Changes In Terrestrial and Lacustrine Environments, With Particular Reference to North-West Europe. Teoksessa: Berglund, B. (toim.). Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology. J. Wiley ja Sons Ltd.: 3 - 65.

Björck, S. ja Wohlfarth, B. 2001: ¹⁴C Chronostratigraphic Techniques In Paleolimnology. Teoksessa: Last, W. ja Smol. J. (toim.): Tracking Environmental Change Using Lake Sediments Vol 1. Basin Analysis, Coring and Chronological Techniques. Kluwer Academic Publishers, The Netherlands: 205 - 245.

Boström, B., Andersen, J., Fleischer, S. ja Jansson, M. 1988: Exchange of Phosphorus Across The Sediment-Water Interface. *Hydrobiologia* 170: 229 – 244.

Carignan, R. ja Flett, R. 1981: Postdepositional Mobility of Phosphorous in Lake Sediments. *Limnology and Oceanography*, 26: 361 - 366.

van Dam, H., Mertens, A. ja Sinkeldam, J. 1994: A Coded Checklist and Ecological Indicator Values of Freshwater Diatoms from the Netherlands. *Netherlands Journal of Aquatic Ecology* 28: 117 - 133.

Dearing, J. 1994: Environmental Magnetic Susceptibility. Using the Bartington MS2 System. Bartington Instruments Ltd. England. 93 s.

Donner, J. 1995: The Quaternary History of Scandinavia. Cambridge University Press, Cambridge. 200 s.

Ekholm, M. 1993: Suomen Vesistöalueet. Vesi- ja ympäristöhallinnon julkaisuja. Sarja A 126. 166 s.

Eloranta, P. 1991: Limnologian perusteet. Luentorunko. Helsingin yliopisto. Limnologian laitos. 184 s.

Eloranta, P. 2005. Järvien kunnostuksen limnologiset perusteet. Teoksessa: Ulvi, T. ja Lakso, E. (toim.): Järvien kunnostus. Suomen ympäristökeskus. Edita Prima Oy. Helsinki. Ympäristöopas 114: 13 - 27.

Euroopan unionin vesipuitedirektiivi 2000/60/EC

Forsberg, C., Ryding, S.-O., Claesson, A. ja Forsberg, A. 1978: Water Chemical Analyses and/or Algal Assay? Sewage Effluent and Polluted Lake Water Studies. Mitt. Int. Vehr. Limnol. 21: 263 - 352.

Forsberg, C. ja Ryding, S.-O. 1980: Eutrophication Parameters and Trophic State Indices in 30 Swedish Waste-receiving Lakes. Arch. Hydrobiol. 89: 189 - 207.

Glew, J., Smol, J. ja Last, W. 2001: Sediment Core Collection and Extrusion. Teoksessa: Last, W. ja Smol, J. (toim.): Tracking Environmental Change Using Lake Sediments, Vol 1. Basin Analyses, Coring and Chronological Techniques. Kluwer Academic Publishers. The Netherlands: 73 - 105.

GTK 1999: Lehdistöiedote, Maankäyttöä ja sen suunnittelua tehostetaan Satageo-hankkeella. Espoo, 29.9.1999

Hartikainen, J. 1979: Phosphorus And Its Reactions in Terrestrial Soils And Lake Sediments. Journal of Scientific Agricultural Society of Finland. Vol. 51: 537 – 624.

Heikkilä, M. ja Seppä, H. 2003: A 11 000 yr Paleotemperature Reconstruction From The Southern Boreal Zone in Finland. Quaternary Science Reviews 22: 541 - 554.

Heikkinen, Titta 1995: Lavian Kunnan Muinaisjäännöksiä. Satakunnan museo, Pori.

Heiri, O., Lotter, A. ja Lemcke, G. 2001: Loss on Ignition as a Method for Estimating Organic and Carbonate Content in Sediments: Reproducibility and Comparability of Results. Journal of Paleolimnology 25: 101 – 110.

Hieltjes, A. ja Lijklema, L. 1980: Fractionation of Inorganic Phosphates in Calcareous Sediments. Journal of Environmental Quality 9: 405-407.

Hyvärinen, H. ja Alhonen, P. 1994: Holocene Lake Level Changes in The Fennoscandian Tree-line Region, Western Finnish Lapland: Diatom and Cladoceran Evidence. The Holocene 4: 251 – 258.

Håkanson, L. ja Jansson, M. 1983: Principles of Lake Sedimentology. Springer-Verlag. Berlin Heidelberg. New York, Tokyo. 316 s.

Ihalainen, E. (toim.) 1998: Karvianjoen Vesistön Kehittämisen ja Kunnostusprojekti. Toimenpideohjelma. Lounais-Suomen ympäristökeskuksen moniste 4/98.

Ilmavirta, V. (toim.): 1990: Järvien Kunnostuksen ja Hoidon Perusteet. Helsinki, yliopistopaino. 479 s.

Kaufman, D., Hu, F., Briner, J., Werner, A., Finney, B. ja Gregory-Eaves, I. 2003: A ~33,000 Year Record of Environmental Change from Arolik Lake, Ahklun Mountains, Alaska, USA. *Journal of Paleolimnology* 30: 343 – 362.

Kauppila, T. 2002: Lake Eutrophication Studies in Southern Finland Employing Diatom-based Total Phosphorus Fractionation. *Annales Universitatis Turkuensis, Biologica-Geographica-Geologica*. Sarja A II, osa 156. Turun yliopisto, Turku.

Kauppila, T., Moisio, T. ja Salonen, V.-P. 2002: A Diatom-based Inference Model for Autumn Epilimnetic Total Phosphorus Concentration and its Application to A Presently Eutrophic Boreal Lake. *Journal of Paleolimnology* 27: 261 - 273.

Kauppila, T. 2003: Katumajärven ja Liesjärven Sedimentin Piikuoristen Levien Tutkimukset. Geologian tutkimuskeskus, Espoon yksikkö. Raportti 22.12.2003.

Koivunen, S., Nukki, H. ja Salokangas, S. 2006: Satakunnan vesistöt: Käyttö ja kunnostustarpeet. Pyhäjärvi-instituutin julkaisuja Sarja B nro 12. Eura.

Krammer, K. ja Lange-Bertalot, H. 1986: Süßwasserflora von Mitteleuropa: Bacillariophyceae 1. Teil: Naviculaceae. Gustav Fischer Verlag. Stuttgart, New York. 876 s.

Krammer, K. ja Lange-Bertalot, H. 1991a: Süßwasserflora von Mitteleuropa: Bacillariophyceae 3. Teil: Centrales, Fragilariaceae, Eunotiaceae. Gustav Fischer Verlag. Stuttgart, New York. 576 s.

Krammer, K. ja Lange-Bertalot, H. 1991b: Süßwasserflora von Mitteleuropa: Bacillariophyceae 4. Teil: Achnantaceae, Kritische Ergänzungen zu Navicula (Linolateae) und Gomphonema Gesamtliteraturverzeichnis Teil 1-4. Gustav Fischer Verlag. Stuttgart, New York. 437 s.

Krammer, K. ja Lange-Bertalot, H. 1997: Süßwasserflora von Mitteleuropa: Bacillariophyceae 2. Teil: Bacillariaceae, Epithemiaceae, Surirellaceae. Gustav Fischer Verlag. Stuttgart, New York. 610 s.

Krogerus K. ja Ekholm P. 2003: Phosphorus in Settling Matter and Bottom Sediments in Lakes Loaded by Agriculture. *Hydrobiologia* 429: 15 - 28.

Lahermo P., Väänänen, P., Tarvainen, T. ja Salminen, R. 1996: Suomen Geokemian Atlas, Osa 3. Ympäristögeokemia – Purovedet ja Sedimentit. Geologian tutkimuskeskus. Espoo. 149 s.

Lappalainen, K. ja Lakso, E. 2005. Järven hapetus. Teoksessa: Ulvi, T. ja Lakso, E. (toim.): Järvien kunnostus. Suomen ympäristökeskus. Ympäristöopas 114: 151 – 169.

Liimatainen, J., Uusiniitty-Kivimäki, M. ja Valpasvuo-Jaatinen, P. 2007: Turvetuotanto Satakunnassa. Luonnos.

Lounais-Suomen ympäristökeskus 2005: Lounais-Suomen ja Ahvenanmaan Vesien Tila 2000-luvun alussa. Kirjapaino Astro. Turku. 5 s.

Lowe, R. 1974: Environmental Requirements and Pollution Tolerance of Freshwater Diatoms. National Environmental Research Center. Office of Research and Development. U.S. Environmental Protection Agency (EPA) Cincinnati, Ohio. 333 s.

Mackereth, F. 1966: Some Chemical Observations on Post-glacial Sediments. *Philosophical Transactions of the Royal Society B* 250: 165 – 213.

Madekivi, O. 2000: Karvianjoen Vesistöalueen Turvetuotannon Vesiensuojelun Toimenpideohjelma. Lounais-Suomen ympäristökeskuksen moniste 12/2000.

Mattila, H. 2005: Ulkoisen Kuormituksen Vähentäminen. Teoksessa: Ulvi, T ja Lakso, E. (toim.): Järvien kunnostus. Suomen ympäristökeskus. *Ympäristöopas* 114: 137 – 151.

Meriluoto, E. 2004: Karvianjoen Vesistöalueen Kuntien Jätevedenpuhdistamoiden Vesistötarkkailu Vuonna 2003. Kokemäenjoen vesistön vesiensuojeluyhdistys ry.

Murphy, J. ja Riley, J. 1962: A Modified Single Solution Method for The Determination of Phosphate in Natural Waters. *Analytica Chimica Acta* 27: 31 - 36.

Mäenpää, M. 1999: Kultalevä- ja Piileväpreparaattien Valmistaminen Valomikroskoopille. Opintomoniste. Turun Yliopisto.

Mölder, K. ja Tynni, R. 1967: Über Finnlands rezente und subfossile diatomeen I. *Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande* N:o XXXIX. Geologische Forschungsantalt in Finnland. Otaniemi: 199 – 217.

Mölder, K. ja Tynni, R. 1968: Über Finnlands rezente und subfossile diatomeen II. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 40. Geologische Forschungsantalt in Finnland. Otaniemi: 151 – 170.

Mölder, K. ja Tynni, R. 1969: Über Finnlands rezente und subfossile diatomeen III. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 41. Geologische Forschungsantalt in Finnland. Otaniemi: 235 – 251.

Mölder, K. ja Tynni, R. 1970: Über Finnlands rezente und subfossile diatomeen IV. Bulletin of the Geological Society of Finland 42. Geologische Forschungsantalt in Finnland. Otaniemi: 129 – 144.

Mölder, K. ja Tynni, R. 1971: Über Finnlands rezente und subfossile diatomeen V. Bulletin of the Geological Society of Finland 43. Geologische Forschungsantalt in Finnland. Otaniemi: 202 – 220.

Mölder, K. ja Tynni, R. 1972: Über Finnlands rezente und subfossile diatomeen VI. Bulletin of the Geological Society of Finland 44. Geologische Forschungsantalt in Finnland. Otaniemi: 141 – 149.

Mölder, K. ja Tynni, R. 1973: Über Finnlands rezente und subfossile diatomeen VII. Bulletin of the Geological Society of Finland 45. Geologische Forschungsantalt in Finnland. Otaniemi: 159 – 179.

Mölder, K. ja Tynni, R. 1975: Über Finnlands rezente und subfossile diatomeen VIII. Bulletin 247. Geologinen tutkimuslaitos. Espoo. 55 s.

Mölder, K. ja Tynni, R. 1976: Über Finnlands rezente und subfossile diatomeen IX. Bulletin 284. Geologinen tutkimuslaitos. Espoo. 54 s.

Mölder, K. ja Tynni, R. 1978: Über Finnlands rezente und subfossile diatomeen X. Bulletin 296. Geologinen tutkimuslaitos. Espoo. 573 s.

Mölder, K. ja Tynni, R. 1980: Über Finnlands rezente und subfossile diatomeen XI. Bulletin 312. Geologinen tutkimuslaitos. Espoo. 53 s.

Ojala, E., Salokangas, S. ja Ojanen, M. 2002: Joutsijärven ja Tuurujärven Vesiensuojelusuunnitelma. Turun Yliopisto. Satakunnan ympäristötutkimuslaitos. Lounais-Suomen ympäristökeskus ja Porin Vesi.

Olsson, I. 1986: Radiometric Dating. Teoksessa: Berglund, B. (toim.): Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology. John Wiley ja Sons Ltd.: 273 – 312.

Oravainen, R. ja Sokero, M. 1999: Vuosiyhteenveto Kullaanjoen Järjestelyyn Liittyvästä Veden Laadun Tarkkailusta Vuodelta 1999. Kokemäenjoen Vesistön Vesiensuojeluyhdistyksen kirje no 1372/MS. Tampere. 9 s.

Peltoniemi, M. 1988: Maa- ja Kallioperän Geofysikaaliset Tutkimusmenetelmät. Otakustantamo. Espoo. 411 s.

Pietiläinen, O.-P. ja Räike, A. 1999: Typpi ja Fosfori Suomen Sisävesien Minimiravinteina. Suomen ympäristökeskus. Suomen ympäristö 313. 64 s.

Pihlaja, K. ja Paasivirta, J. 2004: Ympäristökemia. Opintomoniste. Turun yliopisto. 204 s.

Reimer, P., Baillie, M., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J., Bertrand, C., Blackwell, P., Buck, C., Burr, G., Cutler, K., Damon, P., Edwards, R., Fairbanks, R., Friedrich, M., Guilderson, T., Hogg, A., Hughen, K., Kromer, B., McCormac, F., Manning, S., Ramsey, C., Reimer, R., Remmele, S., Southon, J., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F. W., van der Plicht, J. ja Weyhenmeyer, C. 2004: IntCal04 Terrestrial Radiocarbon Age Calibration, 26 - 0 ka BP. Radiocarbon 46: 1029-1058.

Rose, N. 1990: A Method For The Extraction of Carbonaceous Particles From Lake Sediment. Journal of Paleolimnology 3: 45 - 53.

Räsänen, J., Kauppila, T. ja Salonen, V-P. 2005: Sediment-based Investigation of Naturally or Historically Eutrophic Lakes - Implications for Lake Management. *Journal of Environmental Management* 79: 253 – 265.

Salonen, V-P. 1997: Lausunto Valkjärven Pohjasedimentistä 26.3.1997 Otetun Sedimenttinäytteen Perusteella. Turun yliopisto. Moniste 2 s.

Salonen, S., Hellsten, P., Saarikari, V. ja Vuorio, K. 2000: Joutsijärven ja Tuurujärven Vesiekologinen Tutkimus. Satakunnan ympäristöntutkimuskeskus. Turun yliopisto. 62 s.

Sandgren, P. ja Snowball, I. 2001: Application of Mineral Magnetic Techniques to Paleolimnology. Teoksessa: Last, W. ja Smol, J. (toim.): Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Vol 2.: Physical and Geochemical Methods. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht. The Netherlands: 217 – 237.

Sarvala, J. ja työryhmä 1995: Särkikalojen Poistopyynnin Merkitys Rehevöityneen Järven Kunnostamisessa. Suomen Akatemian tutkimushanke 1071292, Loppuraportti 31.3.1995. Turun yliopiston biologian laitos, 50 s.

Seppänen, H. 1984: Sovellettu limnologia 1. Otakustantamo. Helsinki. 239 s.

Stuiver, M., ja Reimer, P., 1993: Extended 14C Database and Revised CALIB Radiocarbon Calibration Program, *Radiocarbon* 35: 215 - 230.

Turkki, H., Joensuu, E., Kirkkala, T., Lavinto, A., Mäkinen, S. ja Siitonen, M. 1998: Järviluonnon vaaliminen. Pomarkun/Siikaisten Valkjärven esimerkki. Osa I: Vesi. Osa II: Kasvillisuus, linnusto ja maisema. - Suomen ympäristö 247. Lounais-Suomen ympäristökeskus. Turku. 107 s.

Törnqvist, P., De Jong, A., Oosterbaan, W. ja Van der Borg, K. 1992: Accurate Dating of Organic Deposits by AMS ^{14}C Measurements of Macrofossils. *Radiocarbon* 34: 566 – 577.

Uusitalo, R., Turtola, E., Kauppila, T. ja Lilja, T. 2001: Particulate Phosphorus and Sediment in Surface Runoff and Drainflow from Clayey Soils. *Journal of Environmental Quality* 30: 589 – 595.

Whiteside, M. 1983: The Mythical Concept of Eutrophication. *Hydrobiol.* 103: 107 – 111.

Ympäristökeskuksen HERTTA-tietokanta. Tiedot haettu lokakuussa 2006.

Äystö, V. 1997: Rehevien järvien kunnostusten arviointi. *Suomen ympäristö* 115. Helsinki, 167 s.