

TARTU ÜLIKOOL
GEOGRAAFIA INSTITUUT

ANDRES TÕNISSON

TROOFSUSE KUJUNEMINE UMBJÄRVEDES
SÕLTUVALT JÄRVENÕO NING VALGALA
ISEÄRASUSTEST

(Põhja-Kõrvemaa näitel)

Magistritöö

Juhendaja: Enn Kaup,
biol. kand., vanemteadur
TA Geoloogia Instituut

Tartu, 1995

Sisukord

Sissejuhatus	3
1. Uuritud järved. Metoodika	7
2. Järvenõu roll vee segunemisel ja kihistuse väljakujunemisel	9
2.1. Termiline kihistus väikejärvedes	11
2.2. Hapnikukihistus väikejärvedes	12
2.3. Veevahetus väikejärvedes	13
2.4. Järeldused	14
3. Valgala mõju väikejärvede vee omadustele	15
3.1. Sademed ja pinnasevesi umbjärve veebilansis	18
3.2. Lahustunud soolad pinnasevees	20
3.3. Pinnasevee reaktsioon	23
3.4. Orgaanilise aine voog järvedesse	23
3.5. Järeldused praktilist järvekaitset silmas pidades	25
4. Kokkuvõte	27
Kirjandus	29
Summary	31
Lisad	

Sissejuhatus

Järvede areng holotseenis ja nende diferentseerumine troofsuse alusel on globaalsetele lisaks sõltuv ka paljudest lokaalsetest teguritest. Loodusliku suksessiooni tulemusena leiab sageli aset järvede vee rikastumine lahustunud soolade ja toitainetega, mis viib järk-järgulisele troofsuse kasvule. Ühelt poolt on järvede areng tingitud veekogu-sisestest protsessidest, milledest tähtsamad on orgaanilise aine produktsioon ja lagunemine. Teiselt poolt on areng mõjustatud aga ka järve välistest teguritest (nn. väliskoormus), mis tulenevad enamasti paik-konna maastikulisest eripärast. Olulised välistegurid järvede arengus on näiteks sademed, läbivool, põhjaveeline veevahetus, aurumise iseärasused, järvenõo morfomeetria, valgala pinnakate ja kallakus jne. Iga konkreetse järve puhul on nende tegurite osakaal erinev, nagu on erinev ka järve seisundit kujundav sise- ja väliskoormuse vahekord.

Käesolevas töös on tähelepanu pööratud kahele välistegurite rühmale, mis konkreetsete uurimisaluste järvede puhul on ka kõige olulisemad. Need on:

1. Järvenõo morfomeetrilised iseärasused, mis mõjutavad otseselt veevahetust, veetaimestiku levikut, vee segunemist ja selle kaudu ka bioloogilist aktiivsust järves.
2. Valgala pinnakatte iseärasused, mis määravad ära ainete sissekande intensiivsuse ja koostise, veevahetuse kiiruse järves, puhverdusvõime atmosfäärse saaste suhtes.

Võimaldamaks objektiivsemat võrdlust on välistegureid maailmapraktikas uuritud enamasti järverühmades, kus rida mõjureid on võimalik lugeda samaks. Järvenõo ja valgala pinnakatte erinevused on andnud põhjusi lähedaste järvede kitsamaks tüpologiseerimiseks, mida on tehtud näiteks Wisconsinis, USA-s (Juday & Meloche, 1944, Cook et al, 1987) Lake District'is, Suurbritannias (Sutcliffe & Carrick, 1988, Fryer, 1991) ja eriti happevihmade taluvuse alusel Skandinaavias (Acidification..., 1991, Nuotio et al, 1985).

Väikeste valgala uurimine veekogu aineringe kontekstis toimub üle maailma mitmetes statsionaarsetes uurimisjaamades. Euroopas on neid hiljuti arvele võetud üle 30 (Hornung et al., 1990). Pikema vaatlusperioodiga paistavad silma aga Ameerika Ühendriikide uurimisjaamad Hubbard Brook ja Walker Branch (Analysis...,1989). Enamasti fokuseeruvad väikejärve valgala-uuringud kas järvebasseini geoloogia ja vee kvaliteedi omavahelistel seostel (April & Newton,1985) või siis muldade (Nelson et al.,1993) ja orgaanilise varise läbiuhtumisel sademete poolt (Anderson & Hurt,1990).

Eestis on pikka aega olnud valdavalt teatud lihtsustatud seisukohad järvede kaitse- ja majandamise eeskirjade väljatöötamisel. Nii ühtlustatakse sageli kogu valgala mingiks homogeenseks pinnaks, mille alusel tehakse siis arvutusi äravoolumoodulite või ainete võimaliku sissekande kohta. Isegi väga väikestes valgaldes on aga piirkondi, mille tähtsus järve loodusliku koormuse kujunemisel ületab mitme suurusjärgu võrra naaberalasid. Ka põhjavee reostuskaitstus ei ole samastatav järve reostuskaitstusega. Iga järv on selleks piisavalt individuaalne, et lihtsad lahendused siin sobiksid.

Käesolevas magistritöös vaadeldakse järvede väliskoormuse kujunemist Põhja-Kõrvemaa looduskaitseala oligotroofsete ja semidüstroofsete väikejärvede näitel. Kliimaatilised, hüdroloogilised ja antropogeensed tegurid nende järvede kujunemisel on loetud analoogseteks ning peamised arengut määravad faktorid on järvenõo ning valgala pinnaseomaduste lokaalsed erisused. Alates 1991.a. on autor, töötades mitmes asutuses ning mitmete lepingute/uurimistoetuste käigus, jõudnud selgitada kõnealuste järvede toitumistingimuste kujunemist ning andnud samuti soovitusi järvede seisundi hoidmiseks. Limnoloogiline uurimistöö on olnud üheks põhjenduseks eelnimetatud looduskaitseala rajamisel 1991.a.

Käesoleva töö eesmärgid on:

1. Selgitada järve vee vertikaalse stratifikatsiooni ning järve veevahetuse kujunemist tulenevalt järvenõo iseärasustest.
2. Selgitada makroelementide ja orgaanilise aine sissekannet järve, sõltuvalt valgala omadustest.

Kaitsmisele esitatav materjal on publitseeritud 10 teadusartiklis, millest 3 olulisemat on ära toodud käesoleva magistritöö lisadena. Need oleksid:

- Tõnisson, A. (1994). The main trends of development of Jussi Lake District, Estonia. - Environmental Geochemistry. Proc. of the 3 rd Int. Conf., Krakow, Poland, Sept. 1994, p.411.
- Tõnisson, A. (1995). Water Residence Time, and Vertical Stratification, of the Metstoa Seepage Lakes (Estonia). - Limnologica, 25 (1), pp. 33-42.
- Tõnisson, A. (1995). Jussi järvestiku maastikuline iseloomustus ja arengu tendentsid. EGS-i aastaraamat. Kd. 29. Tallinn, lk. 17-33. (trükis)

Eeltoodutele lisaks on publitseeritud veel järgnevad teadusartiklid, mis kaudsemalt haakuvad magistritöö teemaga:

1. Tõnisson, A. (1988). Järved kui ressurss. Kohalike loodusvarade kasutamine ja keskkonnakaitse. Tallinn-Jõgeva, lk. 59-63.
2. Tõnisson, A. H. (1988). Gorod kak objekt melioratsii. (Tallinn). Ekologitšeskie I ekonomitšeskie aspektõ melioratsii.Kd.2, lk.141-142. (vene keeles)
3. Tõnisson, A. (1988). Changes in the landscape pattern in South-Estonian heights. - Proc. of the 8-th Int. Symp. on Problems of Landscape Ecological Research. vol. 2., Bratislava, p. 347.
4. Tõnisson, A. (1990). Maastiku muutumisest. EGS-i aastaraamat. Kd. 25. Tallinn, lk. 5-14.
5. Lukki, T., Tõnisson, A. (1991). Lahustunud soolade ringlus Kloostrimetsa vees. - Inimene ja geograafiline keskkond. Tallinn, lk. 68-71.
6. Tõnisson, A. (1991).Tallinna veekogud. - Tallinna keskkonna seisund II. Tallinn, lk. 35-38.
7. Tõnisson, A. (1993). Looduskaitseala Põhja-Kõrvemaal. - "Eesti Loodus", 1, lk. 4-6.
8. Tõnisson, A. (1995). Metstoa metsajärvede vaikelu. - "Eesti Loodus", 1, lk. 11-13.

Trükis ootab ilmumist veel EGS-ile esitatud artikkel:

- Tõnisson, A., Voll, M. Väliskoormus väikejärve troofsuse kujundajana (17 lk)
- Soome ajakirjas " Aqua Fennica " on aktsepteerimist leidnud ja ootab 1996.a. ilmumist autori artikkel :
- "Vertical stratification of the Metstoa seepage lakes " (12 lk).

Huvilistel on võimalik vastavate tööaruannetega tutvuda ka Tallinna Botaanikaaias ja TA Ökoloogia Instituudis.

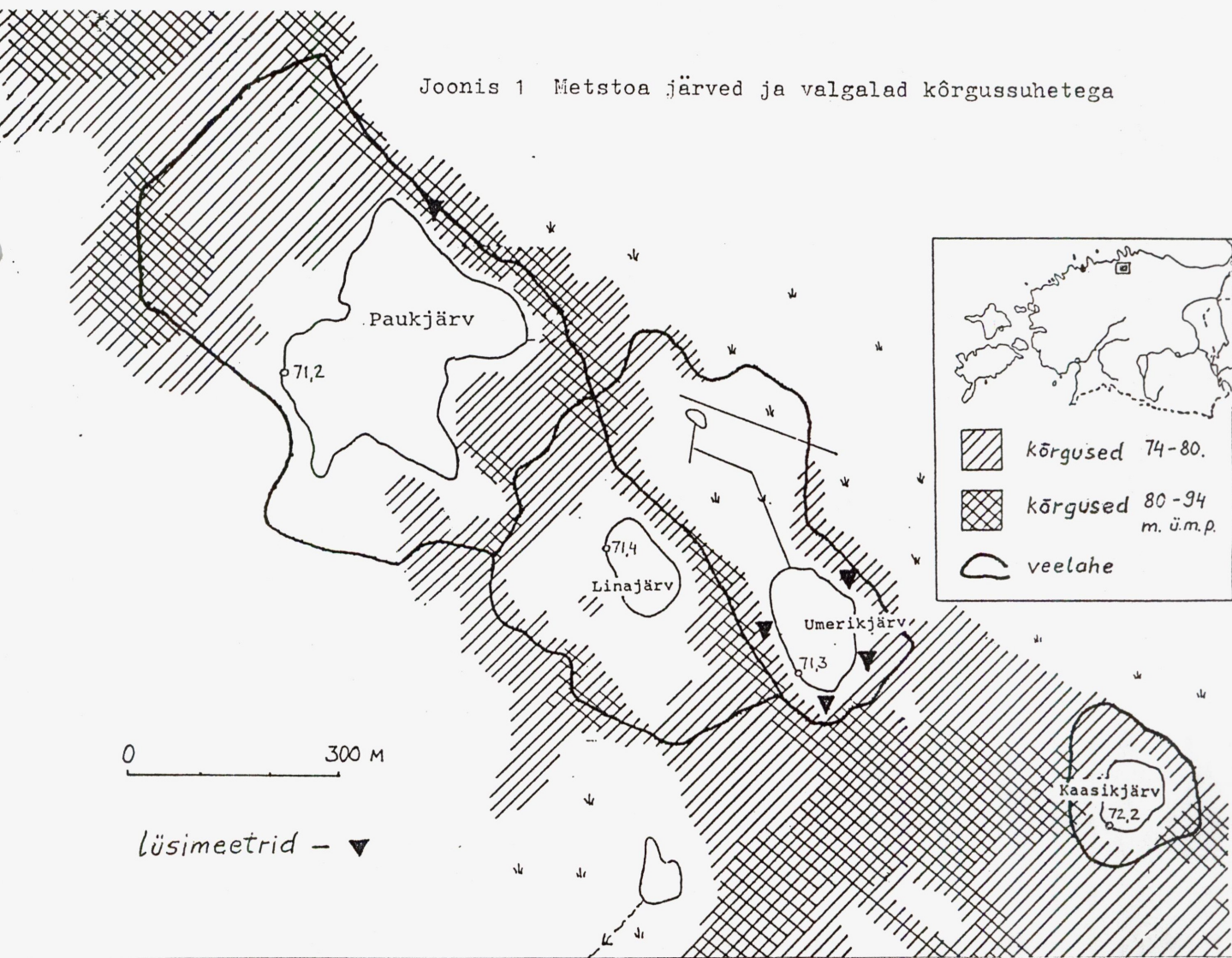
Uurimistulemusi on ette kantud vabariiklikel nõupidamistel ja konverentsidel ning 1993.a. detsembris ka loenguna Mageveeökoloogia Instituudis, Windermere, Suurbritannia.

Autor, olles Põhja-Kõrvemaa Looduskaitseala nõukogu liige, on osalenud ka antud piirkonna kaitse-eeskirjade väljatöötamisel ja praktilise järvekaitse suunamisel.

Järgnevas uurimistöo kokkuvõttes ei dubleerita jooniseid, mis on juba esitatud juurdelisatud artikli koopias (Tõnisson, 1995). Teised joonised on tekstis eraldi nummerdatud.

Magistritöö on lõpule viidud Eesti Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituudi Rakendus-klimatoloogia sektoris. Kasutan siin võimalust ja tänan igakülgse abi ja nõuannete eest sektori juhatajat geograafiakandidaat Jaan Jõge, samuti Riina Pärja ja Marika Grünbergi, kelle abi eriti töö vormistamisel on raske ülehinnata. Kunagiste heade kolleegidena, kellela üks või teine küsimus oleks kahtlemata lahendustes puudulikum, on autoril tänuvõlg ka Enn Kaubi, August Loopmanni ja Martin Volli ees.

Joonis 1 Metstoa järved ja valgala kõrgussuhetega



1. Uuritud järved. Metoodika.

Magistritööks vajalik materjal on kogutud Põhja-Kõrvemaa Looduskaitseala järvedel. Väikesel alal on siin esindatud mitmed järvetüübid (Mäemets, 1977), milledest osade uurimisajalugu ulatub sõjaeelsesesse perioodi (Riikoja, 1940). Et tegemist on pikka aega NL sõjaväepolügooni koosseisus olnud alaga, oli tookordne limnoloogiline uurimistöo kohati takistatud. Mitmete järvede puhul puuduvad isegi esmased morfomeetrilised andmed, rääkimata veeanalüüsides või hüdrobioloogilistest näitajatest. Autori poolt on selgitatud veetaseme kõikumise amplituudid väikejärvedes (ulatuvad vahemikku 22...35 cm). Veetasemed muutuvad sünkroonselt, nagu nähtub ka artikli koopias esitatud graafikult. Kolme järve kohta on koostatud sügavusskeemid ja arvutatud tähtsamad morfomeetrilised karakteristikud (vt. joonis 2 (Tõnisson, 1995) lisatud artikli koopias).

Enamus uuritud järvi asub Aegviidu-Paukjärve servakuhjatiste vöös, mis kujunes liustike taganemise pandivere staadiumil (12 000 aastat tagasi). Valgalade pinnakatte koostises on kombineerunud liivad-kruusad ning soosetted. Tuginedes Aare Mäemetsa (Sostojanie...1991) tüpoloogiale, on Põhja-Kõrvemaa Looduskaitsealal esindatud neli põhilist järve tüüpi: O^3 , O^4 , SD^1 , E^2 , millede arengulugu on diferentseerunud just valgala ja järvenõo alusel, mis on siin esmatahtsad tingimused järve bioloogilise reziimi kujunemisel.

Autori poolt on tehtud esmane hüdrokeemiline hinnang 17-l Põhja-Kõrvemaa järvel. Detailsema uurimise all on olnud Metstoa järverühm (4 järve), Jussi järverühm (6 järve) ning Mähuste järv. Kõigi nende järvede kohta on kogutud andmeid talvisest ja suvisest vee kihistusest, kusjuures Umerikjärve vaatlusrida hõlmas ühe aasta. Valgala iseloomustavaid pinnaseproove on kogutud Jussi ja Metstoa järvede alalt, lüsimetrid on paigaldatud ja funktsioneerivad Umerikjärve ja Paukjärve kaldal (joonis 1).

Võrreldes H.Riikoja uurimistöo andmetega 1930. aastatest on muudatused Kõrvemaa järvedes küllalt tagasihoidlikud. Enamasti on järve troofiline tüüp säilinud ja ühe järve (Paukjärv) puhul on täheldatud (A.Mäemets, 1990) isegi tendentsi troofsuse alanemisele. Suvised ühekordsed veeanalüüsid ei võimalda siiski üheselt võrrelda tookordseid andmeid tänapäevastega. Sõjajärgseil aastail on Põhja-Kõrvemaa järvi uuritud põhiliselt TA ZBI kompleksekspeditsioonide käigus.

Vees lahustunud hapnikusisalduse ja veetemperatuuri mõõtmisel on kasutatud TTÜ-s konstrueeritud portatiivset hapnikuanalüsaatorit (R.Marvet). Kogutud veeproovide reaktsioon ja elektrierijuhtivus määrati alati kohapeal, kasutades kaasaskantavat pH-meetrit *µicropHep* ja konduktomeetrit *DiST 3 ATC*. Vee makroelementide ja permanganaatse oksüdeeritavuse (PHT) analüüsid on tehtud Keskkonnauuringute Kesklaboris Tallinnas.

Pinnasevett uuriti M.Volli (Ökoloogia Instituut) poolt konstrueeritud roostevabased teras-lüsimeetreid kasutades. Nende eeliseks teiste teadaolevate lüsimeetrite ees on asjaolu, et nad koguvad pinnases vabalt liikuvat vett. Ka säilib lüsimeetri paigaldamisel pinnase looduslik struktuur ning vee liikumine selle ümbruses ei ole häiritud. Lüsimeetrid on asetatud erinevatele sügavustele kaevise vertikaalseinas, auramise vältimiseks on kaeve pealt kaetud pinnasega. Proovipudeleid vahetades tuleb kaevis osaliselt taasavada ja pärast kinni katta. Kallakpindade puhul liigub osa vett ka vertikaaltasapinna suhtes teatud nurga all, mis puhul kasutati nii vertikaal- kui ka horisontaallüsimeetreid. Viimased kogusid vett maapinnaga paralleelsest, 10...35 cm sügavusest pinnasekihist.

Kokku on autori poolt või osalusel teostatud temperatuuri ja hapniku mõõtmisi 50 korral, seda 19 Kõrvemaa järves. Talviseid mõõtmisi nende seas on 14. Tavaliselt on eelnimetatud näitajad fikseeritud meetrite vahede järel, järve ülakihi ka 0,5 m järel.

Veeproove järvedest ja nende ajutistest sissevooludest on kokku võetud ca 120, valdavalt suvisel aastaajal. Rohkem on andmeid Jussi järvedest (3-4 veeproovi) ja Metstoa järvedest (10-12 veeproovi). Enamasti on proovidest määratud kõik peamised ioonid, osades proovides ka orgaanilise aine sisaldus (PHT järgi). Et alates 1993.a. oli autoril kasutada portatiivne elektrierijuhtivuse- ja pH-meeter, on neid mõõtmisi *in situ* teostatud mõnevõrra rohkemgi. Ehkki järvevee omaduste seire ei ole olnud autori põhieesmärk, on töö käigus andmeid kogutud järgmiselt: Umerikjärv 12, Kaasikjärv 10, Paukjärv 8, Mähuste 6 ja Jussi järved 3-4 mõõtmist. Lisanduvad mõõtmised sügavamatest veekihtidest.

Lüsimeetrikatsetega seoses on 1993.a. veeproove kogutud kokku 9 punktis. Proove võeti 5 korral ja määratavaid komponente vees oli 9. Järgmisel, 1994.a. võeti 5 korral keskmiselt 10-11 veeproovi, millest laboratooriumis määrati PHT koos kuivaine sisalduse ja põletusjäädiga. Kõik lüsimeetriveed testiti ka elektrierijuhtivuse- ja pH-meetriga.

Pinnaseproove võeti 1992.a. kokku 10 punktis Jussi järvestiku piirkonnas, proovides määrati pH, Ca⁺⁺, kuumutuskadu. Veetaset on samaaegselt proovivõtmistega jälgitud 4 umbjärves, kokku 13, 10, 9, 8 korda.

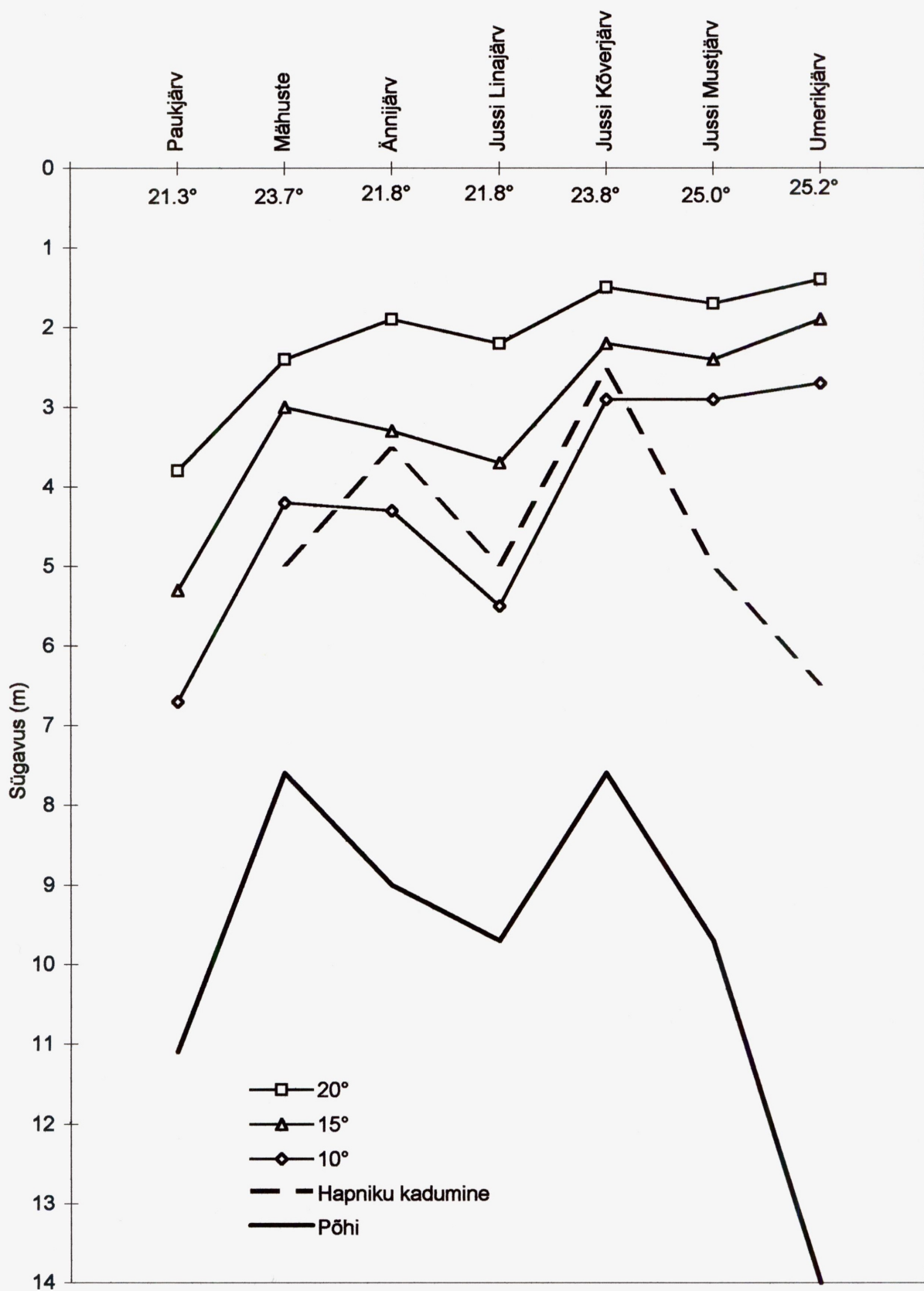
2. Järvenõo roll vee segunemisel ja kihistuse väljakujunemisel.

Järvenõo käsitlemine väliskoormuse kontekstis on õigustatud asjaoluga, et nii nagu veepealne on ka veealune järvenõgu osa valgalast, mille kaudu toimub järve ainevahetus ümbrusega. Järvenõo kuju määrab suures osas ära soojuse leviku järves, mõjustades seega ka kogu elutegevust. Suure mahuga sügavates järvedes on vee segunemine inertselt tõttu aeglane ja fütoplanktonile sobivad soojus - ja valgustingimused ei pruugi ajaliselt kattuda. Väikejärvedes määrab soojuse leviku ja segunemise eelkõige järve pindala (ha) ja maksimaalse sügavuse (m) suhe. Kui see suhe on alla 1, tekivad eeldused tugevaks termiliseks ja hapnikukihistuseks ning sealt edasi poolikuks segunemiseks ehk meromiksiaks (Sostojanie..., 1991). Hapnikupuudusega (anaeroobsed, anoksilised) järvedes esineb nn. sekundaarne rikastumine fosforiga, milline nähtus on just sõltuv järvenõo morfomeetriast ning orgaanilise aine produktsioonist järves. (Talling & Heaney, 1988). Terminoloogiliselt on sekundaarset rikastumist nimetatud ka veekogu sisekoormuseks.

Kokkuvõttes näeme, et järvenõgu väliskoormuse kujundajana (mõju segunemisprotsessidele) mõjutab lõppkokkuvõttes ka sisekoormust (lahustunud ainete vabanemine põhjasetteist) ning mõlemad nähtused on vastastikku seotud.

Järvenõo morfomeetrialet lisaks mõjutab valguse ja soojuse levikut järves ka vee läbipaistvus, mis samuti on suuresti valgala maastikuliste tingimuste peegeldus ehk väliskoormuse teine aspekt.

Joonisel 2 on esitatud ühel päeval (09.07.1991) mõõdetud veetemperatuuri kihistumine mitmes Kõrvemaa järves. Mõõtmiste ajaline vahe on 4 tundi, mis võib mõnevõrra muuta temperatuuriandmeid järve pinnakihi, vähem aga süvakihtides. Erinevused on valdavalt maastikulise tagapõhjaga ning peegeldavad lokaalseid iseärasusi. Uuritud järvede täpsem põhjareljeef on esitatud juurdelisatud pikema artikli koopias (Tõnisson, 1995). Segunemise seisukohalt on tähtis ka järvenõo kõrgem, maapealne osa, mis pakub kaitset tuulte eest.



Joonis 2 Samaaegne veetemperatuuri kihistus seitsmes Kõrvemaa järves.

2.1. Termiline kihistus väikejärvedes

Väikejärvede pindala (ha) ja maksimaalse sügavuse (m) suhe võib ZBI uurimisandmete järgi Eesti tingimustes ulatuda 0,05-ni (Annejärv). Autori poolt uuritud Kõrvemaa järvedes varieerub see näitaja vahemikus 0,06 ... 0,77. Temperatuurierinevused suvel pinna- ja põhjakihtide vahel ulatub 15°C (Paukjärv) kuni 23° C-ni (Umerikjärv). Selge termokliin on välja kujunenud poolhuumustoitelistes järvedes (3-4 m sügavusel), mõnevõrra muutlikum ja ebaselgem on termokliin vähetoitelistes Paukjärves ja Mähustes (vt. joonised artikli koopias (Tõnisson, 1995)). Erinevusi põhjustavad vee läbipaistvus ja ilmastik. Väikesed erinevused sarnase morfomeetriaga ja vee omadustega järvede puhul on tingitud kaldavööndi iseärasustest, eriti järve veepeegli avatusest ja kättesaadavusest valitsevatele tuultele. Pinnakihi veetemperatuur võib samaaegselt tehtud mõõtmiste kohaselt erineda kuni 4° C, seda just tingituna valguse kättesaadavusest järvele.

Suvised ja talvised temperatuurikihistuse kujunemist uuriti kokku 8 järvel, neist ühel aastaringiselt. Ilmnes, et nii Umerikjärves kui ka Kaasikjärves leiab aset vaid piiratud vee segunemine, ehk teisisõnu öeldes: tegu on meromiktsete järvedega. Suvine soojenemine jõuab neis 5-6 m sügavuseni, millest allpool on veetemperatuur aastaringi stabiilne: 4-5° C. Ka oktoobris mõõdetud vee elektrierijuhtivus oli Umerikjärve pinna- ja põhjakihtis erinev, vastavalt 15 ja 30 $\mu\text{S cm}^{-1}$, mis viitab kihistuse püsimisele järves veel ajal, mil sügisene vee segunemine on juba toimunud. Südasuvine minimaalne soojenemine järvede põhjas võib olla seotud orgaanilise aine lagunemisega. Meromiktseid järvi on teada rohkem Lõuna-Eestis (Mäemets, 1977), kus sügavamad järvenõod loovad paremad eeldused piiratud segunemiseks.

Vähetoitelised Paukjärv ja Mähuste järv on põhjani segunevad veekogud. Järvenõo morfomeetria järgi võiks Paukjärv seda ka mitte olla, ent vee hea läbipaistvus (kuni 6 m) lubab soojusel levida kogu järve ulatuses. Pinna ja põhjakihtide segunemine kevadeti ja sügiseti vähendab kõikide makroelementide ja toiteainete gradiente nende järvede veesambas.

Suurtele järvedele omane komplitseeritud horisontaalne soojusmuster (George, 1993) esineb ka väikejärvedel, kus jää sulamine varjulistes soppides võib viibida nädalaid. Makrofüütide esinemine ja levik väikejärvedes tuleneb otseselt valguse-varju vahekorra, juhul kui muud tingimused on samad.

2.2.Hapnikukihistus väikejärvedes.

Metstoa järvede suhteliselt suur sügavus teevad järvede hüpolimnioni tundlikuks hapniku puuduse suhtes. Vees lahustunud hapniku kontsentratsioon on suuresti sõltuv just järve sügavusest, järvenõo kujust ja veesamba stabiilsusest, hapnikusisalduse algpõhjus on aga bioloogiline. O₂ üleküllastumine pindmises veekihis on alati tingitud veekogu suvisest soojenemisest ja intensiivsest fotosünteesist selles. Metstoa järvedes leiab hapnikuga üleküllastumine aset maist juulini, kusjuures lahustunud hapniku kontsentratsioon võib ulatuda kuni 149% -ni Umerikjärves ja 140% - ni Kaasikjärves (vt. joonised 8 ja 9 lisatud artikli koopias (Tõnisson,1995)). Veekiht kahe ja kolme meetri sügavuse vahemikus on kogu suve vältel hapnikuga üleküllastunud.

Järve süvakihtides - hüpolimnionis - seevastu on lahustunud hapniku kontsentratsioon väga väike ja veekogus domineerivad anaeroobsed tingimused, mis võivad ulatuda isegi kõrgele metalimnioni. Suvine hapnikuvaegus on tingitud suuresti fosfori vabanemisest põhjasetetest samuti ka epilimnioni pH tõusust (Talling & Heaney, 1988).

Lahustunud hapniku gradient on Metstoa järvedes eriti järsk, näiteks langes Kaasikjärve vee suvine hapnikukontsentratsioon 13,4 mg l⁻¹ nullini ühe meetri sügavusvahemikus. Hapniku levik alumistesse veekihtidesse on väga aeglane kogu aasta jooksul. Vaid sügisene vee segunemine kannab veidi hapnikku allapoole, sedagi aga mõne meetri ulatuses, kuna järvede vee segunemine on ebatäielik. Veekogu põhjas valdavad anaeroobsed tingimused aastaringselt.

Järvenõo kaju ühelt poolt ja veesamba segunemistingimused (hapniku allakanne) teiselt poolt on mõlemad valgalast tulenevad mõjurid, mis lõppkokkuvõttes määravad ära hapniku leviku veekogus.

2.3. Veevahetus väikejärvedes.

Omamata täpseid mõõtmisandmeid, on suletud või väikese läbivooluga järvede veevahetuse arvutamine komplitseeritud. Eksimisvõimalused aasta - kahega on siin paratamatud, eriti sügavate järvede puhul. Maastikulistest (kliima, hüdrogeoloogia jne.) teguritest tulenev veevahetuse kiirus on oluline näitaja veekogu isepuhastusvõime selgitamisel.

Aurumisest tingitud ja raskesti fikseerivate kadude tõttu on isotoopmeetodite rakendamine veevahetuse uurimisel piiratud (Nyström, 1985). Pinnasevee liikumise ja järelkult ka võimaliku auramise kiirus varieerub valgala eri osades oluliselt ning kunstliku trasserite lisamisega valgalsse saaks iseloomustada väga piiratud alasid.

Eestis rakendatud jõgede veemõõduposti äravoolumooduli kasutamine järve veevahetuse kiiruse hindamisel (Loopmann, 1984) viib olulistele vigadele liivapinnaste puhul, eriti siis, kui võrreldavad valgala paiknevad eraldi. Asi on selles, et ainult liivapinnasel paiknevat jõevalgala, millest äravoolu oleks mõõdetud, Eestis ei ole. Valdavalt liivapinnasel paikneva valgala järvi on seevastu mitmeid. Heade filtratsioonitingimuste olemasolu korral ei too valgala suurenemine endaga kaasa järve sissevalguva vee hulga suurenemist. Veetaseme muutus Kõrvemaa järvedel toimub küllalgi sarnaselt ja see ei sõltu valgala suurusest (vt. joonis 5 artikli koopias).

Umbjärvede puhul on selge, et nende veebilansis domineerib filtratsioon pinnase- ja põhjavee sissevalgumise ees. Aastakeskmise sademete ja auramise vahena peavad umbjärved loovutama keskmiselt 20 cm paksuse veekihi. Tegelik loovutamine on mõnevõrra suurem, kuna lisaks otsestele sademetele leiab aset ka pinnase- ja põhjavee sissevalgumine. Glatsiaalreljeefi järvedes on sissevalgumist järvedesse fikseeritud, kasutades temperatuuri ja elektrijuhtivuse ülitäpseid mõõteriistu, keskmiselt 1 m sügavusel veepeeglist (Johansson & Nilsson, 1985). Veelahkmealadel asuvad järved on tavaliselt infiltratsiooni alad vaid lähimbruse jaoks, laiemalt vaadates on tegu nn. nõgudes fokuseeruva filtratsioonialaga, mida soodustab pinnase väike veepidavus (Freeze & Cherry, 1979).

Autor ei loe liivadel paiknevaid umbjärvi saastetundlikeks põhjavee suhtes. Kui, siis vaid otseste sademete suhtes. Kuna nendest järvedest siiski toimub vee väljaimbumine, siis hüdrogeoloogiliselt on nad vett loovutavad, mitte koguvad. Pigem on aeglane veevahetus põhjuseks, miks umbjärved on saasteõrnad. Põhjavesi võib küll liivade alal olla vähekaitstud,

kuna kõik sademed või ka hajureostus jõuavad kiiresti põhjavette. Järve aga, vastupidi, jõuavad liivaalade pinnaseveed väga pika perioodi jooksul, järelkult ka tuntavalt puhtamana.

Veevahetuse kiiruse seisukohalt on oluline sissevalguva vee hulga määramine, mis on aga paratamatult küllalt ligikaudne. Lüsimeetrikatsetega hõlmasime Umerikjärve puhul valgala sügavuseni kuni 60 cm. Et keskmiselt 20 % suvistest sademetest valgub vertikaalsuunas sügavamale, siis võib esialgseid järeldusi teha vaid nimetatud pindmise kihi kaudu aset leidva horisontaalse sissevalgumise kohta. Viimane moodustab aga kõigest 10 % pindmises kihis vabalt liikuvast veest, seega on infiltratsioon järve küllalt tühine. Detailsemalt mõõdetud perioodil (august - oktoober) valgus horisontaallüsimeetrite kaudu järve oosilt 10 % sademetest ja liivikult 1 % sademetest.

Eeltoodust ilmneb, et pinnasevee osatähtsus on sügavate umbjärvede veevahetuses väike. Järvepinnale arvestatult lisab infiltratsioon järvedesse vaid 5...10 cm veekihi aastas, seega 6...7 korda vähem kui sademed. Mida suurema veemahuga on järvi, seda ebaolulisem on pindmise infiltratsiooni osa veevahetuses. Tuletades nüüd veevahetuse kiiruse vaid järve keskmisest sügavusest võime väita, et Kõrvemaa umbjärvedes ulatub täieliku veevahetuse periood 5...10 aastani. Kui on tegu aga meromiktse e. poolikult seguneva järvega, pikeneb periood veelgi.

2.4. Järeldused

1. Termilise kihistuse umbjärves määravad: järve pindala ja maksimaalse sügavuse suhe, järve avatus tuultele, vee läbipaistvus järves, mis omakorda sõltub suurel määral huumusainete sisaldusest vees.
2. Lahustunud hapniku sisaldus umbjärves on suuresti põhjustatud vee termilisest kihistusest, lisaks veel fotosünteesi intensiivsusest ja orgaanilise aine lagunemisprotsessidest järvepõhjas.
3. Veevahetus umbjärves sõltub eelkõige järvenõo maksimaalsest ja keskmisest sügavusest ning vee segunemisest. Kui segunemine on poolik, on veevahetuse kiirus otseselt tuletatav järve sügavusest. Valgala osatähtsus umbjärvede veevahetuses on teisejärguline, piirdudes üldjuhul minimaalse pinnase- ja põhjaveelise veevahetusega.

3. Valgala mõju väikejärvede vee omadustele.

Eriti pehmeveelised umbjärved on valgala maastikuliste tingimuste heaks indikaatoriks, kuna peegeldavad otseselt lähiümbruse pinna- ja põhjavee seisundit. Üldreeglina on suuremate järverühmade puhul kõrgemal asuvad järved mineraal- ja muude ainete vaesemad, kui madalamal asuvad järved (Wetzel, 1983). Läbivool vaid kiirendab eutrofeerumist, sõltuvalt muidugi valgala pinnasest ja selle osakeste lahustuvusest vees.

Kõige suuremad erinevused järvede vee omadustes esinevad aladel, kus pinnakatte varieeruvus on suur ja üleminekud järsud. Valgala pinnakatte mõjul kujunenud erisusi lähedalasuvate järvede puhul on eriti detailselt uuritud USA-s Wisconsinis (Cook et al., 1987, Stauffer, 1993). Maapinnalähedane pealiskord on oluliselt diferentseerinud Lake Districti järvi Inglismaal (Sutcliffe & Carrick, 1988, Fryer, 1991).

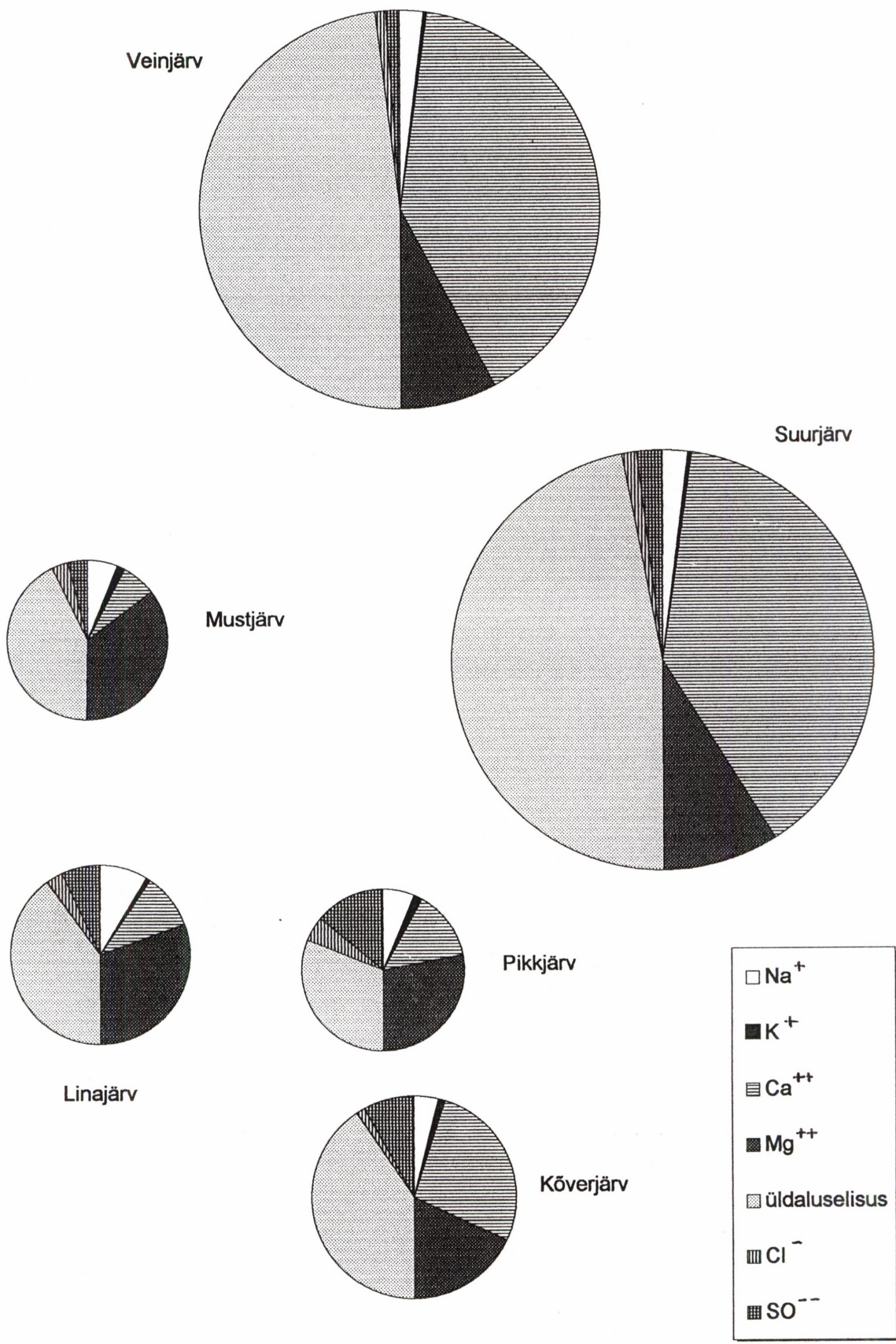
Eesti glatsiaalreljeefiga aladel on tavaline kolme põhilise valgalatüübi vaheldumine. Need on toiteainerikas mineraalmaa (vallseljak, moreenküngas), toitainevaene mineraalmaa (liivikud), toitainevaene märgala (sood ja rabad). Vaid ühe valgalatüübi piires asuvad järved on enamasti määratletavad kindla troofilise tüübiga. Looduses on sellist olukorda siiski harva ja järv on suktsessiooni käigus alalises arengus.

Põhja-Kõrvemaa järvi ja nende valgalasid iseloomustab küllaltki suur varieeruvus. Jussi järverühmas on soode osa valgalas näiteks: 4, 6, 18, 32, 50 ja 54%. Sood ja tasased liivikud ei ole aga järve toitelisuse seisukohalt enamasti nii olulised, kui seda osutab nende osatähtsus valgalas. Ulatuslikud, järvest kaugemal asuvad, valgala osad mõjutavad järve kaudselt ja vee väga pika viibeajaga. Teisisõnu: topograafiline valgala, selle suurus, kallakus jne., ei ole ammendav järve arenguloo selgitamisel. Ilmneb, et esmatähtis on siiski vahetu kaldavööndi iseloom ja pinnasevee liikumine selles. Lüsimeetrikatsed näitavad, et liivapinnaste puhul ei mõjuta järve otseselt ulatuslikud valgala osad, mis jäävad veekogust kaugemale. Võib küll väita, et liivapinnased vett hästi läbilaskvatena on põhilised põhjavee toitealad ja selle kaudu ka järve ilme määravad, eriti läbivoolujärvedel. Umbjärvede veebilanss põhjavee suhtes on aga Eesti tingimustes positiivne, s.t. järved loovutavad põhjavette rohkem vett kui saavad sealt tagasi.

Vahetult järve kaldavööndis on üheks valgala piiriks sageli vallseljakud. Nende osatähtsus järve toitumisele on märksa suurem, kui osatähtsus valgala üldpindalas. See on tingitud vee kiiremast liikumisest järve suunas (nõlvakalle sageli 20° kuni 30°) aga samuti ka rohke orgaanilise ja mineraalne kättesaadavusest pinnasevetele. Muldadest valdavad vallseljakuil õhukesed rähk- ja leetjad mullad, milledest viimaste aastane fütoproduktiivsus on Eesti metsamuldadest suurim (Kõlli, 1988). Järelikult peab olema suur ka ainete väljapesemine, mis kokkuvõttes võivad jõuda naabruses asuvasse veekogusse.

Pinnasevee kihi kallakus ja üldine voolusuund vallseljakutes tingib sageli suuri erinevusi naabruses asuvate järvede vahel. Jussi Pikk- ja Suurjärv on eraldatud üksteisest katkematu, kuni 21 m kõrguse vallseljakuga. Veetaseme vahe järvedes on märgatav ($\approx 1\text{m}$), siit tuleneb ka vee nõrgumine läbi vallseljaku madalamal paiknevasse Suurjärve. Pikkjärv on tüüpiline pehmeveeline järv ($\text{HCO}_3^- - 18 \text{ mg l}^{-1}$), Suurjärv juba kalgiveeline järv ($\text{HCO}_3^- - 98 \text{ mg l}^{-1}$). Joonisel 3 on esitatud Jussi järvede ioonkoostis segmentidena. Vallseljak eraldab selgelt kaks kalgiveelist järve neljast pehmeveelisest. Vallseljakuga piiratud Väike-Sillaotsa järv (pH 8,0) suudab oma väikesele mahule vaatamata neutraliseerida happelise (pH 4,3) sissevoolu lähedalasuvast rabast. Arvatavasti avanevad järve vallseljaku allosas väljakiilduvad karbonaadirikka veega allikad. Sarnane erinevus on jälgitav ka Nõmmoja järvedes, kus elektrierijuhtivus muutub 15...105 $\mu\text{S cm}^{-1}$ -ni, seda esmapilgul analoogse valgala tingimustes.

Kokkuvõttes tundub, et järve lähema kaldavööndi (kuni 50 m) iseloom on toitelisuse seisukohalt sageli olulisem, kui abstraktne valgala kogupindala. Samamoodi abstraktne on ka kindla kaitsevööndi (näiteks 200 m) kehtestamine järvedele, kui tegelikult mõjutab veekogu põhiliselt näiteks kaugusvahemik 0...30 m.



Joonis 3 Jussi järvede peamised ioonid.
 Diameeter vastab ionide üldkontsentratsioonile,
 segmendid näitavad üksikioonide osakaalu (ekv-%).

3.1. Sademed ja pinnasevesi umbjärve veebilansis.

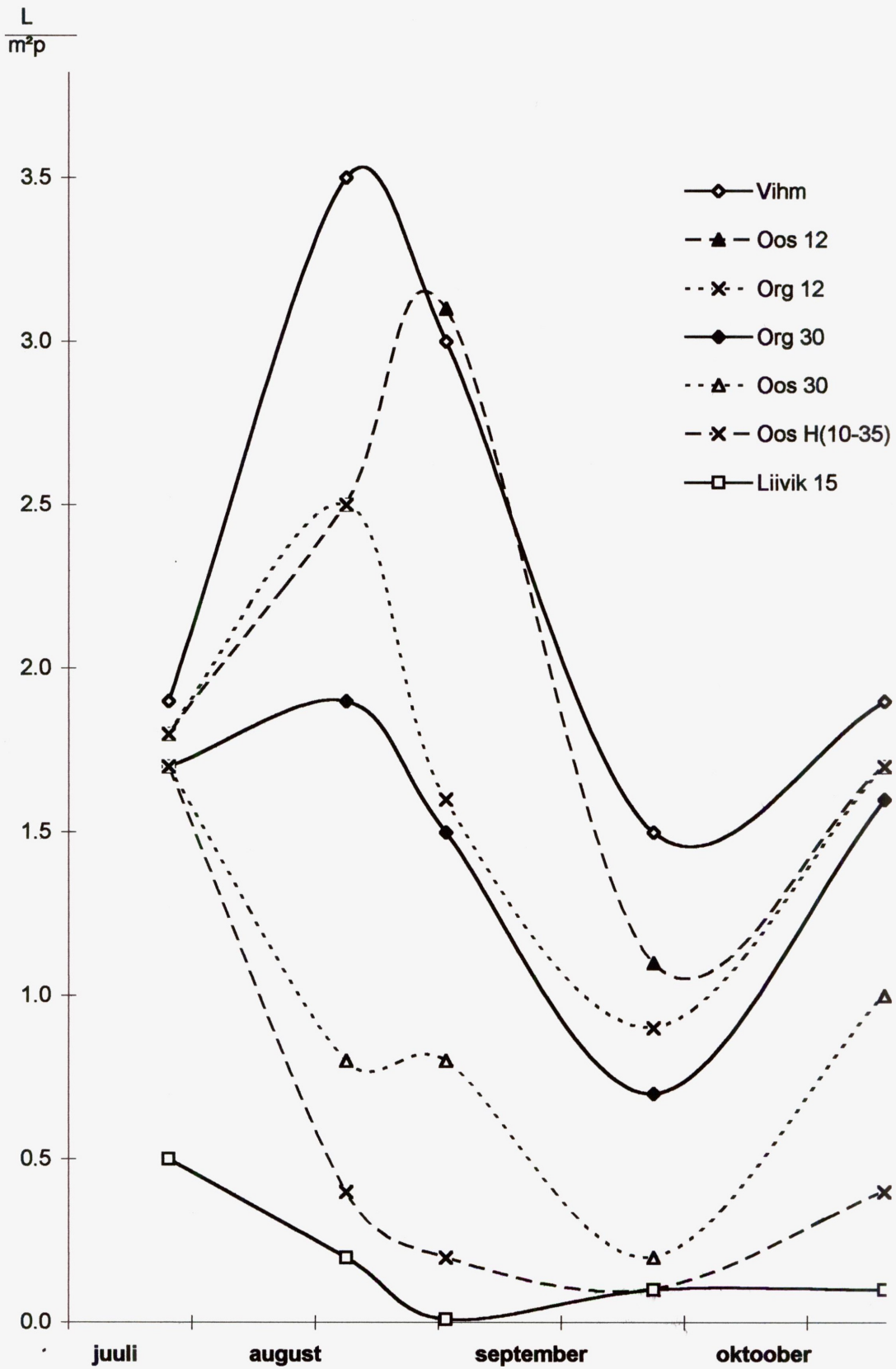
Sademe hooajaline käik kajastub otseselt ka pinnasevee taseme hooajalises käigus, seda välja arvatud külmunud maa puhul. Lüsimeetrikatsete põhjal võib esile tuua siiski väga suuri erinevusi järvede eri kallaste veeringluses (vt. joonis 4). Suures osas on need seletatavad transpiratsioonitingimuste varieeruvusega. Need omakorda tulenevad nõlva ekspositsioonist, tuultele ja päikesele avatusest, taimkattest, pinnase vettpidavusest jm. (Anderson & Hurt, 1990).

Võrreldes nüüd Umerikjärve kahel eri kaldal paiknevaid proovialasid võib väita järgmist: Metstoa järvede veebilansi tuluosasse annab sademetevesi suurema lisa, kui pinnasevee sissevalgumine vallseljakult.

Suvisel ajal ei jõua sademed liivasel laugkalda alal sügavamale kui 30 cm. Vesi tõmmatakse juurte transpiratsiooni ja kapillaarjõudude toimele tagasi üles ning aurustatakse. Vallseljakul filtreerus aga 30 cm sügavamale keskmiselt 40% langenud sademetest, vihmade intensiivsusest olenevalt täpsemalt 15% ... 100%. Järelikult võib järve pinnaveeline toitumine suvel aset leida vaid vallseljaku ala kaudu. Võrreldud Paukjärve ja Umerikjärve puhul on lauge liivakalda osatähtsus vastavalt 80 % ja 45 % kogu kaldajoonest. Siin on kahtlemata üks põhjus, miks Paukjärv on sedavõrd toitainevaene võrreldes Umerikjärvega.

Otsese sissekande uurimise seisukohalt järve on vertikaallüsimeetritest kindlasti olulisemad horisontaallüsimeetrid. Sügisel (august - oktoober) valgus nende kaudu vallseljakult järve ca 10 % sademetest ehk ca 1...2 cm veekiht järvepinna kohta. Liivaselt laugkaldalt järve pinnasevett samal ajal ei jõudnud. Mõlemas kaldatüübis valdab soojal aastaajal seega vee vertikaalne nõrgumine, moodustades üle 90 % liikuva pinnasevee koguhulgast.

Metstoa järvede veebilansis on pinnasevee osa ülaltoodust tulenevalt küllalt väike, keskmiselt suurusjärgu võrra väiksem sademete osast. Transpiratsioon laugelt liivakaldalt on omakorda kuni suurusjärgu võrra intensiivsem transpiratsioonist vallseljakul. Arvestades aga ka külma aastaajaga (aurumine puudub), võib infiltratsioon järve laugkaldalt aastakeskmiselt moodustada 20 ... 30 % vallseljaku sissevoolust. Eksperimentaalkatsed Rootsi vallseljakutel osutavad aasta keskmise evapotranspiratsiooni ja infiltratsiooni suhtele 1,8 ... 2,8 (Dressie, 1987). Sama suhe kehtib tõenäoliselt ka Eestis.



Joonis 4 Vihmavee ja pinnasevee liikumise intensiivsus (L/m^2p) 1993.a. nelja kuu jooksul. Numbrid näitavad lüsimeterite lasumissügavust (cm), H - horisontaallüsimeteer.

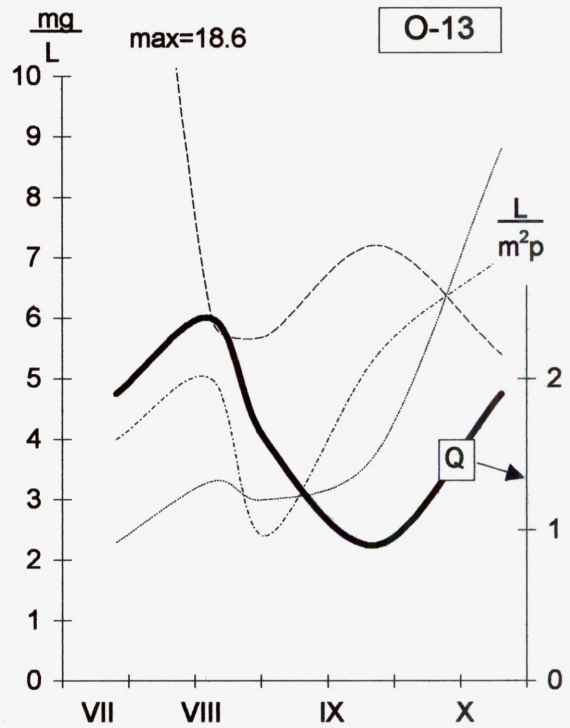
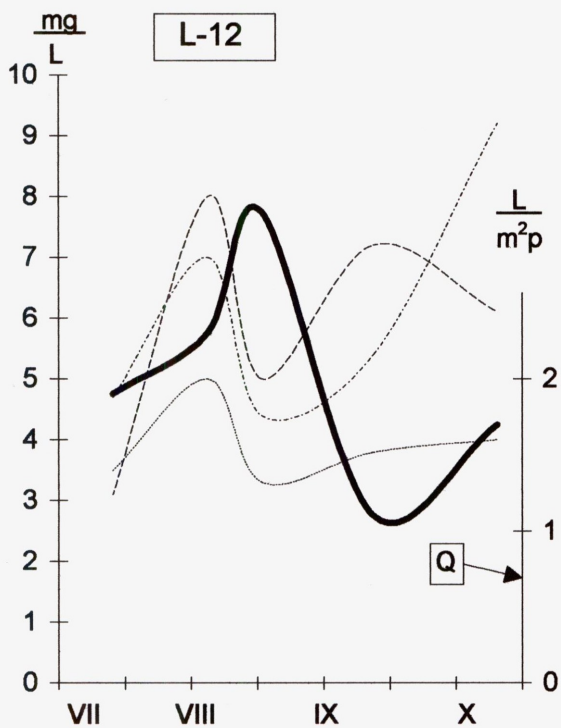
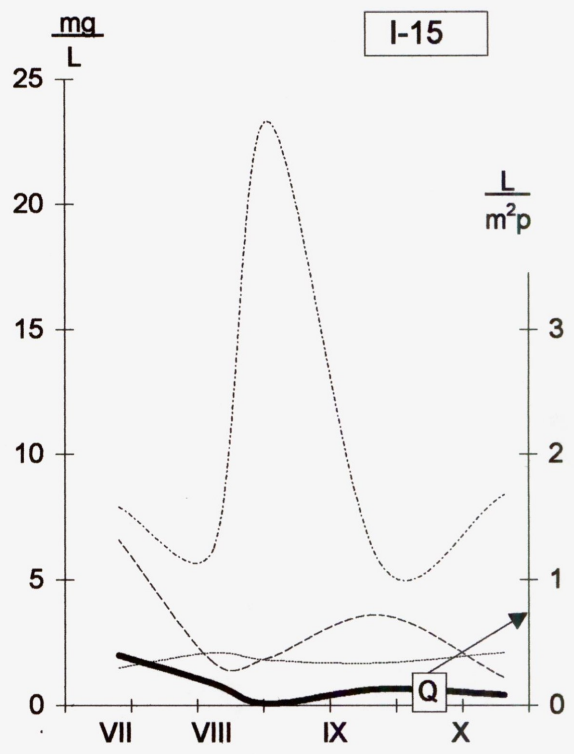
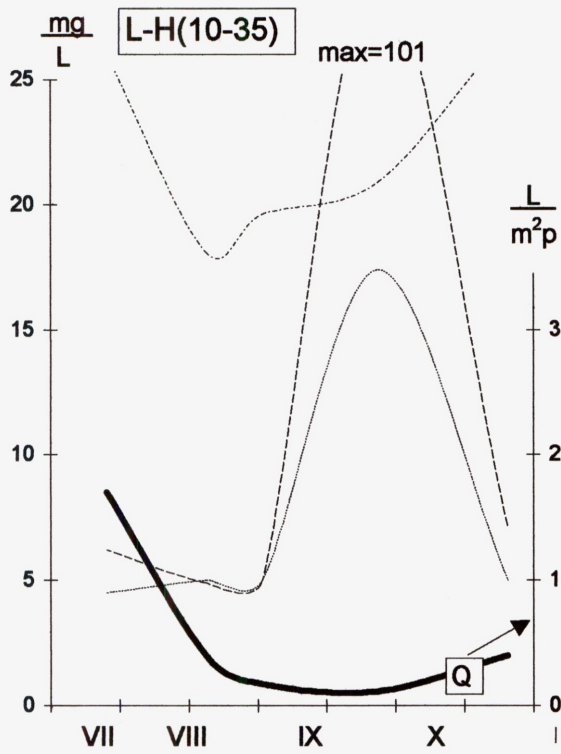
3.2. Lahustunud soolad pinnasevees.

Toitained uhutakse välja igas olukorras, kui sademed ületavad mulla väliveemahutavuse. Metsavalgaladel paikneb hulgaliselt statsionaarseid uurimisjaamu, kus koostatakse valgala ainebilansse (Blackie, 1993, Johnson & Hook, 1989, Boch & Hewlett, 1982). Teadaolevalt on kõik need seotud kas oja või siis läbivoolujärve valgalaga. Umbjärve jaoks ei ole ainebilansi koostamine nii hõlbus ja on seetõttu vähe levinud. Pinnasevee kaudu lisanduvate ainete määramisel ei ole põhimõtteliselt vahet umb- või läbivoolujärvel, väljakande fikseerimatus ei luba aga bilanssi otseselt siduda.

Umbjärvede mineraalainete sisaldus on Kõrvemaal üldjuhul madalam, kui valgala pinnasevee mineraalainete sisaldus. Vaid allikad järvepõhjas võivad seda olukorda muuta (näit. Nõmmoja Kalajärv). Uuritud järvede mineraalainete sisaldus vee elektririjuhtivuse kaudu hinnates kõigub vahemikus $10\text{--}40 \mu\text{S cm}^{-1}$. Et elektrijuhtivus vees korreleerub otseselt ionide summaga (Carrick & Sutcliffe, 1982), mahub viimane vahemikku $50 \dots 400 \mu\text{E l}^{-1}$.

Pinnasevees varieerub elektrijuhtivus vahemikus $20 \dots 110 \mu\text{S cm}^{-1}$. Enamasti rikastuvad sademed pinnases mineraalainetega küllalt ühtlaselt, seda kuni maksimaalse uuritud sügavuseni (35 cm). Kaldatüüpidel ei ole olulist vahet, küll aga rikastub enam - eriti sulfaatidega - horisontaallüsimeetritest kogutud veekiht (joonised 5 ja 6). Kohalike sademete sulfaadisaldus ei ületanud kunagi 3 mg l^{-1} , pinnasevees (koos eelneva puukrooni läbimisega) kasvas sisaldus kohati kümnekordseks. Sama on märgitud katsetes Okaa terrasside piirkonnas (Utšvatov & Glazovski, 1982). Pinnasevee mineraalainetega rikastumise hooajaline muutus oli ebaselge. Sügavuse kasvades muutub enamike ionide kontsentratsioon pinnasevees väiksemaks. Esineb aga üksikuid vastupidiseid olukordi kus vähene vihmavesi on ulatunud piiratud sügavuseni ja alles kestvad sajud tõstavad kontsentratsioone järsult ka 30 cm sügavusel. Seekord juba rohkemgi, kui ülalasuvates kihtides.

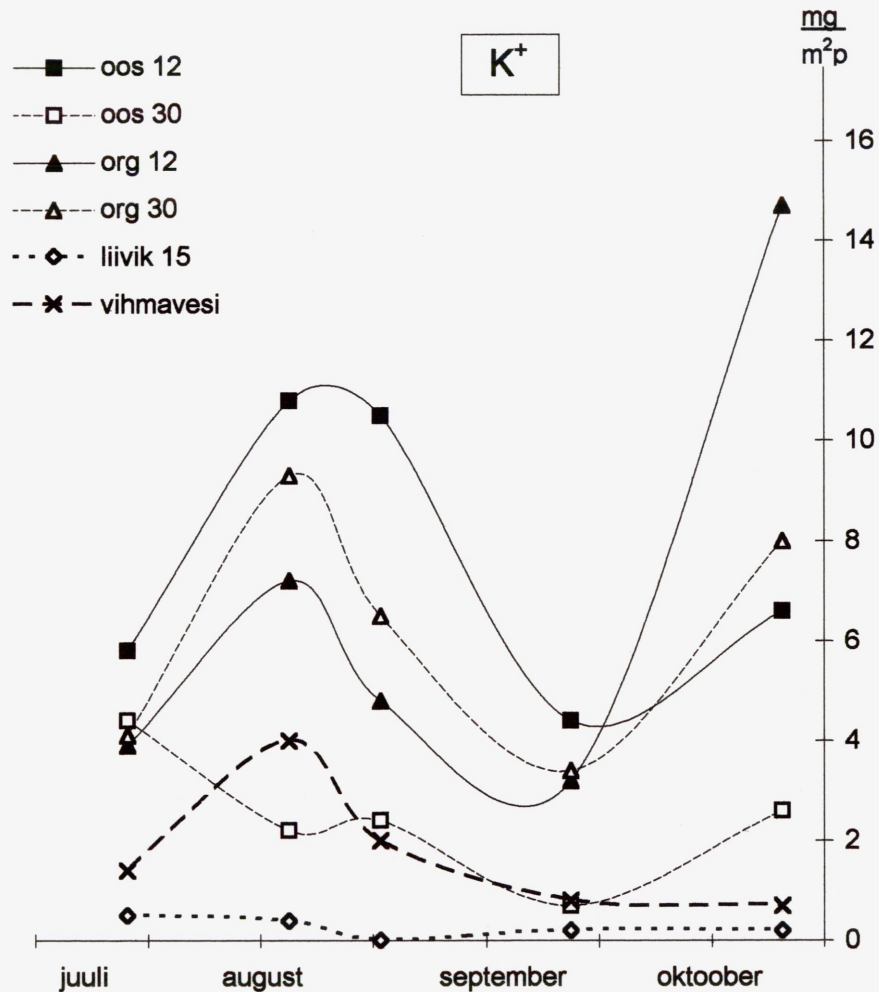
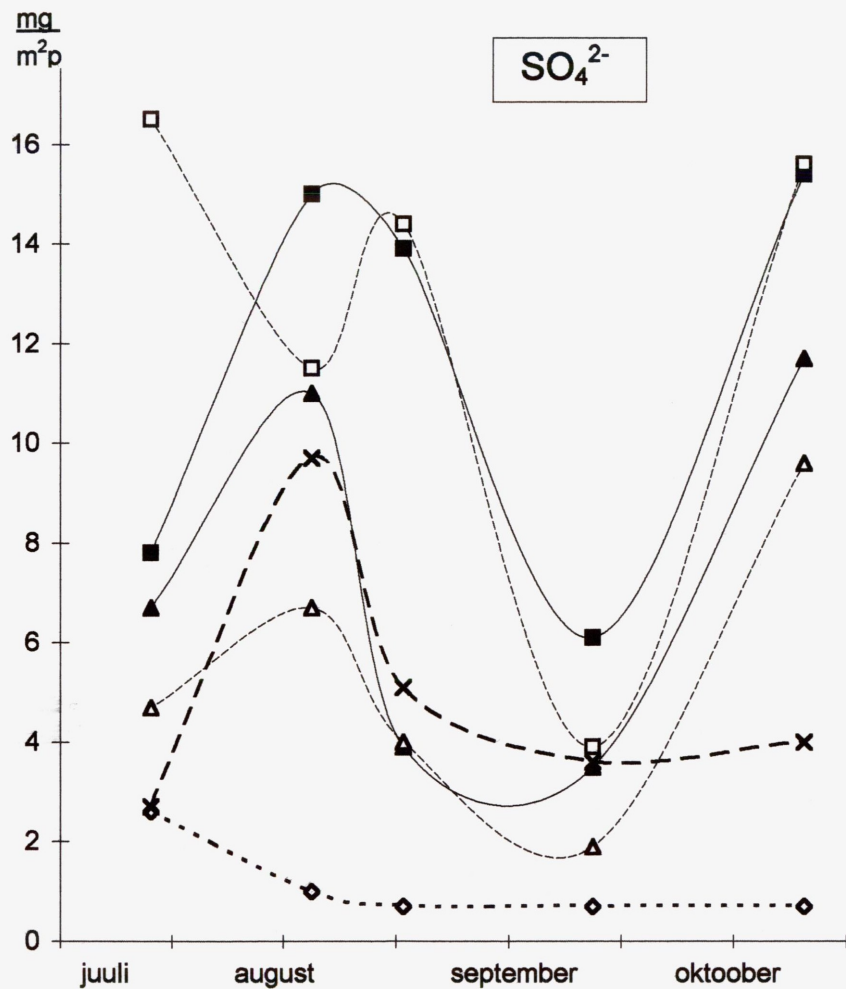
Pinnasevee ioonkoostise kõrvalekalle sademete ioonkoostisest tuleb just vihmade muutlikkusest, mis põhjustab osade ionide kogunemist ülakihtidesse ja hilisemat kiiret väljapesemist paduvihmade tagajärjel. Vihmaveest veel madalam ainete koormus (arvestatuna pindala kohta) on liiviku pinnasevees, kuhu vett infiltreerub suvel minimaalselt.



L - oos
 I - liivik
 O - org

— K⁺
 - - - Ca²⁺
 ···· SO₄²⁻

Joonis 5 Pinnasevee liikumine (Q) ja mõnede ionide kontsentratsiooni muutumine 1993.a. juulist oktoobrini neljas erinevalt paigutatud lüsimetris. Vasakul püstteljel kontsentratsioonid, paremal pinnasevee liikumise intensiivsus.



Joonis 6 Sulfaat- ja kaaliumiooni koormuse dünaamika eri alade lüsimeetrites.
Võrdluseks vihmavee koormused.

3.3. Pinnasevee reaktsioon.

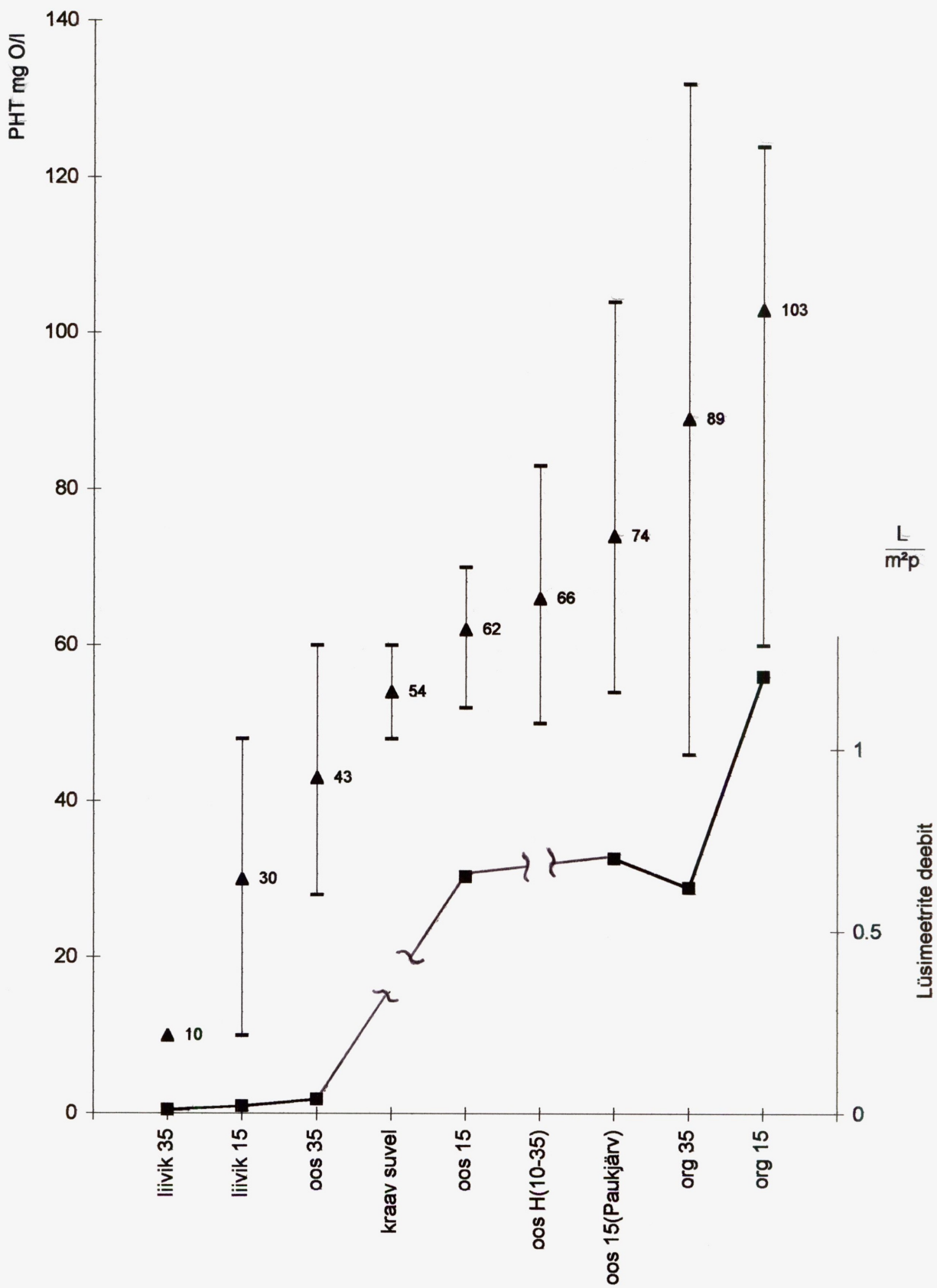
Sademetega võrreldes on 30 cm sügavusel liikuva pinnasevee pH keskmiselt ühe ühiku võrra happelisem. Põhjuseks võib olla ka puukrooni mõju (Utšvatov & Glazovski, 1982). Sügavusvahemikus 10 ... 30 cm muutub vesi vaid õige pisut happelisemaks. Pinnasevee keskmine pH 15 cm ja 30 cm sügavusel oli vastavalt 3,9 ja 4,0. Need väärtused on võrreldavad järveveega semidüstroofsetes väikejärvedes. Vähetoitelises Paukjärves on neutraalsem (pH 4,9 ... 7,6) keskkond tingitud eelkõige paremast avatusest sademetele, suuremast vee-massist ja veealusest kontaktist lubjarikka vallseljakuga. Üldiselt selgus tehtud uurimistes, et pH mõõtmistulemused pehmevelistes järvedes on suuresti sõltuvad hooajalistest ise-ärasustest. Väga suur suvine pH amplituud järve pinnakihis (n. Mähuste järves 3,8 ... 8,7) sunnib kriitiliselt suhtuma kõigisse seni tehtud nõ. üksikmõõtmistesse. Pinnasevee reaktsioon ei ole nii muutlik nagu pH muutus järveves, püüdes hooajaringelt happeline.

3.4. Orgaanilise aine voog järvedesse.

Rohkem kui mineraalainete sisaldus varieerub pinnasevees orgaanilise aine sisaldus. Viimase koosseisu kuuluvate huumusainete suure osatähtsuse tõttu ongi enamuse Metstoa järvi poolhuumustoitelised ehk SD^2 järvetüüpi kuuluvad (Sostojanie..., 1991). Orgaanilise aine väljapesemine varieerub oluliselt ka väikese valgala piires, kus reljeef, muldkate ja taimestik määravad ära aktiivsemad ja vähemaktiivsed piirkonnad (joonis 7).

Järvedes, mille valgala hõlmavad kvaternaariilivade alasid, on vee lahustunud vähesed orgaanilised ained moodustunud lagunenuid veetaimedest (Simm, 1975). Kindlasti on ka Metstoa järvedes orgaaniline aine valdavalt autohtoonse iseloomuga. Käesoleva töö raames on proovitud hinnata allohtoonse elemendi osa ehk sissekannet väljaspoolt.

Juba ammu on tõestatud, et orgaanilise aine väljakanne metsavalgalalt korreleerub selgelt sademete intensiivsusega (Kauppi, 1975). Eestis on välja selgitatud, et orgaanilise aine sisalduse pikaajaline trend järveves on olnud aeglase tõusuga, sõltudes samuti veerikaste ja veevaeste perioodide vaheldumisest (Lindpere jt., 1994). Sama kehtib ka üldfosfori ja klorofüllil sisalduse kohta järveves (Milius et al., 1992). Kihistunud väikejärve tingimustes on kõik need näitajad aga vee-samba lõikes ülimalt diferentseeritud, nagu näitas ka bakterite



Joonis 7 Orgaanilise aine (PHT järgi) keskmised kontsentratsioonid ja nende mõõtmistulemuste amplituud erinevates lüsimetrites 1994.a. suvel. Parempoolsel püstteljel lüsimetrite deebit Q.

jaotuse fikseerimine Metstoa järvedes (Künnis, 1994). Sademete vee, kui loodusliku fooni orgaanilise aine sisaldus (PHT järgi) ulatub Metstoa piirkonnas 3...5 mg O l⁻¹. Järvedes on vee PHT sisaldus aastaringi küllalt stabiilne: vähetoitelistes 5...6, poolhuumustoitelistes 8...12 mg O l⁻¹.

Kaldavööndis liikuva pinnasevee PHT muutub aga suurtes piirides. Orgaanilise aine sisaldus lüsimetriives (ja veidi ka järvedes) kasvab eriti sügisel, mil lõpeb aktiivne taimekasvu periood ja algavad sajud.

Koos sügavusega väheneb orgaanilise aine sisaldus vabalt filtreerivas pinnasevees-üleminekul 15 cm-lt 35 cm-ni keskmiselt 14 ...30 %. See võib olla seotud juurte aktiivse, toitaineid omastava tegevusega. Horisontaallüsimetrite andmed ei erine PHT sisalduse alusel vertikaallüsimetritest. Kvantitatiivselt on vertikaallüsimetrid suurusjärgu võrra veerikkamad.

Üldiselt on vallseljakult (rähk- ja leetjad mullad) pärinevad pinnaseveed 2 ... 2,5 korda orgaanilise aine rikkamad kui liiviku pinnaseveed. Ligi kümnekordne erinevus läbinõrguva veehulga alusel tähendab aga, et potentsiaalselt saavad järved soojal aastaajal vallseljaku poolsest kaldalt 20 ... 25 korda rohkem orgaanilist ainet, kui leedemuldadega liivakaldalt. Kõrgeimad PHT väärtused on fikseeritud vallseljakuga külgnevas orus, kuhu varise näol on aja jooksul akumulierenud tusedam huumushorisont.

3.5. Järeldused praktilist järvekaitset silmas pidades.

1. Arvamus, et huumustoitelised järved peavad olema seotud rabadega ei pea Metstoa järvede puhul paika. Metsajärvede valgala liiguvad oluliselt orgaanikarikkamad pinnaseveed, kui seda näiteks rabakraavis.
2. Väikejärvede toitelisuse kujunemine sõltub paljudest valgala füüsilis-geograafilistest teguritest. Ilmneb, et järve piiravad toitelisuse seisukohalt olulised ja vähemolulised kaldalõigud. Seda asjaolu peab arvestama ka järvekaitsekoostamise ja valgala majandamisele. On ilmne lihtsustus lugeda kogu valgala või abstraktne 100 meetrine kaldavöönd kogu ulatuses tähtsusest võrdseks ja järvekaitse (majandamise) seisukohalt homogeenseks.

3. Mida väiksema mahuga ja püsivama veestratifikatsiooniga järv on, seda enam on tal kalduvus muutuda orgaanilise aine teatavaks reservuaariks, kus akumuleeruvad lagu-
produktid.
4. Valgala muldade läbipesemise intensiivsus on peamine orgaanilise aine voogu deter-
mineeriv välistegur.
5. Järvede madala toitelisuse säilitamiseks tuleb eelkõige hoida (suurendada) transpiratsiooni
valgalal ehk vähendada pinnase läbipesemist sademetega. Teatud kaldalõikudes on oluline
ka metsavarise eemaldamine, erosiooni vältimine, hooldusraided ja õige puuliigi
kultiveerimine.
6. Kliima võimalik soojenemine ja pehmed talved kiirendavad järvede rikastumist valgalalt
pärit orgaanilise ja anorgaanilise ainesega - seega kiireneb ka eutrofeerumisprotsess
järvedes.

4. Kokkuvõte.

Läbivooluta väikejärved on keerulised süsteemid, mis arenevad sisemiste- ja välimiste tegurite koosmõjul. Enamasti ongi nende omavaheline tasakaal ebakindel. Välismõjurid on aktiivsemad sadude perioodil (sissekanne), samuti tuulte mõjul veemassi segades ning sellega kihistust lõhkudes. Järvesisesed tegurid on prevaleerivamad talvel ning ka suvise kihistumise tingimustes. Pikemas perspektiivis peaks järvesiseste mõjurite kumuleerumisel nende osakaal kasvama. Vähetoiteliste järvede näol on meil alus selle nõ. järvesuktsessiooni algjärgu selgitamiseks.

Kahtlemata on väljastpoolt lähtuvaid tegureid järve ökosüsteemi arengu kujundamisel tunduvalt rohkem, kui käesolevas töös käsitletud. Need tegurid mõjuvad enamasti kombineeritult ja ka siin väljatoodud järvenõo kuju ning valgalalt pärit sissekanne on seotud paljude teiste mõjuritega. Väikejärvede puhul on kahtlemata huvipakkuv näiteks varise sisse-langemine (lehed, vanad puud), aurumise pinnaline jaotus olukorras, kus ka veemassi horisontaalne ebahühtlus on suur, varjulisuse roll kaldataimestiku kujunemisel ja sealtkaudu järve laguproduktidega rikastamisel.

Omaette valdkond on muidugi saasteainete kauglevi küsimused ja nende järve jõudnud hulk. Suhteliselt looduslikus seisundis olevad Põhja-Kõrvemaa järved pakuvad head näidet sellest, kuidas järved, olles küll maastiku peeglik, võivad ometi erineda märksa enam, kui lihtne peegel seda välja kannataks. Ei piisa glatsiaalreljeefi ala järvede kitsamast tüpiseerimisest valgala pinnakatte või mulla alusel, ammugi mitte suuruse, metsasuse või siis reljeefi alusel. Raskesti parametrizeeritavad on järve tuultele kättesaadavus, varjulisus, põhjaveeline veevahetus jpt. faktorid. Oma korrektiive teeb kahtlemata järvenõo iseloom, mis keskmiste parameetritega kirjeldades võib jääda siiski väheinformatiivseks.

Nii on käesoleva töö väärtuseks autori arvates eelkõige teatud välisfaktoritele osutamine ja nende mõju kaudne hindamine. On ju järveuurimist traditsiooniliselt peetud hüdrobioloogide erialaks ning vesikeskkonnast väljapoole jäävat ei ole piisavalt arvestatud. Paljude nn. integreeritud monitooringu jaamade rajamine Euroopas viitab siiski arusaamisele, et järvede vaatlemine komplekselt koos valgalaga on pikaajaliste muutuste prognoosimisel hädavajalik. Mõõndes, et väljavooluga väikejärvi, nagu integreeritud monitooring soovitab, Eestis napib, on Põhja-Kõrvemaa järvede ala siiski kõige perspektiivsem paik sellise uurimisjaama

loomiseks. Teostatavuse uuring on autori poolt TA Ökoloogia Instituudis valminud ja Keskkonnaministeeriumile esitatud 1994.a. Küllap on ka magistritöös kogutud, ka paljud negatiivsed kogemused, pagasiks, millele saab valgala uuringuid edaspidigi kavandada.

Kasutatud kirjandus.

1. Acidification and liming of Swedish freshwaters. (1991). Monitor 12. 144 p.
2. Analyses of biogeochemical cycling processes in Walker Branch watershed. (1989). Edited by D.W.Johnson and R.I.Van Hook. 401 p.
3. Anderson, M.G., Hurt, T.P. (1990). Process Studies in Hillslope Hydrology. Wiley and Sons. 539 p.
4. April, R., Newton, R. (1985). Influence of geology on lake acidification in the Ilwas watersheds. Water, Air, and Soil Pollution 26: pp. 373-386.
5. Blackie, J.R. (1993). The water balance of the Balquhadder catchments. Journal of Hydrology, 145, pp. 239-257.
6. Bosch, J.M., Hewlett, J. D. (1982). A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. Journal of Hydrology, 55, pp. 3-23.
7. Cook, R.B., Kelly, C.A., Kingston, J.C., Kreis, R. G. (1987). Chemical limnology of soft water lakes in the Upper Midwest. Biogeochemistry 4: pp. 97-117.
8. Dressie, Z. (1987). Recharge and soil water studies using different models and measurement methods. Report series A Nos 1984: 2 and 1987: 39. 232 pp. Uppsala.
9. Freeze, R. A., Cherry, J. A. (1979) Groundwater. 604 p.
10. Fryer, G. (1991). A natural history of the lakes, tarns and streams of the English Lake District. 369p.
11. George, D. G. (1993). Physical and chemical scales of patterns in freshwater lakes and reservoirs. The Science of the Total Environment, 135, pp. 1-15.
12. Hornung, M., Roda, F., Langan, S.J. (1990). A Review of small catchment studies in Western Europe producing hydrochemical budgets. 136 p.
13. Johansson, S., Nilsson, T. (1985). Hydrology of the Lake Gårdsjön area. Lake Gårdsjön. An acid forest lake and its catchment. Ecol. Bull. 37. pp. 86-96.
14. Juday, C., Meloche, V.W. (1944) Physical and chemical evidence relating to the lake basin seal in certain areas of the Trout Lake Region of Wisconsin. Transactions of the Wisconsin Academy of Sciences, Arts and Letters, 35, pp. 157-174.
15. Kauppi, L. (1975), Orgaanisen aineen huuhtoutuminen ja siihen vaikuttavat tekijät. Helsinki, 72 s.
16. Kõlli, R. (1988). Orgaanilise aine voog mulda ja selle mineralisatsioon põllu- ja metsamuldades. Eesti maastike geokeemia küsimusi., lk. 40-52.
17. Künnis, K. (1994). Mikrobioloogiline üllatus Metstoa järvedes. Kaasaegse ökoloogia probleemid., lk. 155-157.
18. Lindpere, A., Möls, T., Starast, H., Milius, A. (1994). Orgaanilise aine pikaajaline dünaamika Eesti väikejärvedes. Kaasaegse ökoloogia probleemid., lk. 149-152.
19. Loopmann, A. (1984). Suuremate Eesti järvede morfomeetrilised andmed ja veevahetus. Tallinn, 152 lk.

20. Milius, A., Saan, T., Lindpere, A., Starast, H. (1992). Yearly changes in total phosphorus and chlorophyll concentrations in Estonian lakes. Proceedings of the Estonian Academy of Sciences. Ecology 2,3, pp. 103-109.
21. Mäemets, A. (1977). Eesti NSV järved ja nende kaitse. Tallinn, 263 lk.
22. Mäemets, A. (1990). Harju maakonna järvede seisund. Lepingulise töö aruanne Harjumaa Looduskaitseametis.
23. Nelson, P.N., Baldock, J.A., Dades, J.M. (1993). Concentration and composition of dissolved organic carbon in streams in relation to catchment soil properties. Biogeochemistry 19, pp.27-50.
24. Nuotio, T., Hyypä, J., Kämäri, J. (1985). Buffering properties of Soils in 53 forested catchments in Southern Finland. Aqua Fennica, 15, 1, pp. 35-40.
25. Nyström, U. (1985). Transit time distribution of water in two small forested catchments. An acid forest lake and its catchment. pp.97-100.
26. Riikoja, H. (1940). Zur Kenntnis einiger Seen Ost-Eestis, Insbesondere ihrer Wasserchemie. Tartu Ülikooli juures oleva LUS-i aruanded. K.46, lk.168-328.
27. Simm, H. (1975). Eesti pinnavete hüdrokeemia. Tallinn, 200 lk.
28. Stauffer, R.E. (1993). Chemistry of soft-water seepage lakes in the Upper Midwest: lacustrine alkalinity production in summer. Water, Air, and Soil Pollution 71: pp. 1-12.
29. Sutcliffe, D.W., Carrick, T.R. (1988). Alkalinity and pH of tarns and streams in the English Lake District (Cumbria). Freshwater Biology, 19, pp. 179-189.
30. Talling, J.F., Heaney, S.I. (1988). Long-term changes in some English (Cumbrian) lakes subjected to increased nutrient inputs. Algae and the aquatic environment. Bristol, pp. 1-29.
31. Wetzel, R.G. (1983). Limnology. 763 p.
32. Utšvatov, V. P., Glazovski, N. F. (1982). Ekologo-geohimitcheskie prirodohrannõje aspektõ transformatsii prirodnoõh vod v lesnoõh ekosistemah. Vzaimodeistvie lesnoõh ekosistem i atmosfernoõh zagrjaznitelei. Kd. II. Tallinn, lk.137-162.(vene keeles)
33. Sostojanie mjahkovodnoõh ozjor Estonii. (1991). Monograafia. Koostaja T. Timm. Tartu, 308 lk. (vene keeles)

Formation of trophic state in seepage lakes depending upon basin morphometry and catchment peculiarities

A.Tõnisson

Water is clearly the most competent medium for transporting nutrients from one place to another. It is tempting to ascribe the lion's share of their import and export to moving water, so that the amount of nutrient available depends on the water budget. In small seepage lakelets the external loading is highly dependent on local conditions, being as a mirror of surrounding landscape.

A general physical, chemical and hydrological survey of some 20 lakelets situated in the North Kõrvemaa lake district was made between 1991-1995. All of the lakes in this district occupy basins in glacial deposits. The large number of landlocked lakes indicates that the drainage system is still in a youthful stage of development.

The various bodies of water that have been studied range in size from lakelets less than a hectare in area to water bodies with an area of 20 ha. Particular attention was given to the seepage lakes because their waters are usually soft and thus offer a good means of determining the relation of the lake water to the surrounding groundwaters and subsurface waters. The watersheds of these lakes are comparatively small so that correspondingly small amounts of water are derived from this source. This leaves mainly the rain and snow precipitated on their surface as the chief source of their water supply and this rainwater holds only small amounts of inorganic materials in solution. These seepage lakes lose water mostly by evaporation and by seepage through the ground and the softness of their waters suggested that this characteristic might serve as a good indicator for the determination of the rate of water exchange between the lake and basin.

Present survey gives a data about the water retention time, vertical stratification and wash-out rate of catchment what are altogether considered to be responsible in formation of the trophic state of lakes. No internal factors were taken in account.

Three soft-water seepage lakes were sampled ten times throughout a year. Data are given about the mean morphometric characteristics of the lakes (areas range from 0.69 ha to 1.6 ha)

as well as the water exchange rates, which can vary 5 fold. The average specific runoff (ASR) and calculations using balance methods were applied for the determination of the water residence time. Water circulation is strongly affected by the great infiltration capacity of the drainage area. The volume of water in the lakes depends almost directly on precipitation. Indirect estimates confirm the low water exchange ranging from 1 to 5 years. The lakes are strongly stratified and they have a significant deficiency of oxygen even in the upper strata. A major part of the water of the lakes (more than 85 % of total volume) is stable throughout the year, having temperatures below 5 °C. Such meromixis is a result of decomposition processes which are essential in Metstoa Lakes. The temperature and dissolved oxygen (DO) gradients are steep. Within one metre temperature can fall up to 10 °C and DO content can fall from 13 mg l⁻¹ to zero. The trend to more pronounced summer anoxia has probably favoured phosphorus mobilization from the sediments. Concentrations of DO above air saturation extend up to 149 % in Lake Umerikjärv. Major consumption from the lake is associated with bacterial decomposition of sedimenting organic matter. Diffusion of oxygen into this depleted zone from overlying strata occurs slowly. Only the autumnal overturn carries a slight store of oxygen downwards and replenishes the upper strata with nutrients. Both spring and autumnal overturn and reaeration are not complete.

The same group of lakes, underlain by similar glacial deposits and receiving similar levels of deposition, were found to have very different contents of organic matter (after COD-Mn) and consequently trophic states. Lakes and subsurface waters were sampled five times in summer 1993 and 1994. The hydrologic budgets of these lakes are overwhelmingly - 90 %- dominated by direct precipitation on the surface. Percolation of surface water into these lakes is highly seasonal, occurring mainly in spring and fall. The calculated annual seepage inflow was small: 5 cm. Examination of the catchments revealed that while all other circumstances were similar, the soils were different. Soil profiles are typically developed on fluvio-glacial gravel (rendzinas) and limnoglacial sand (podzols), having humic layer less than 20 cm in depth. Last mentioned soils had lower adsorption capacities for dissolved organic matter. The Lake Paukjärv around which these soils can be found is therefore more oligotrophic than its neighbours. Differences in lakewater COD depend upon the inflows of easily oxidizable organic substances into lake as well on the stratification, volume and water retention features of the lakes.

Examination of the catchments revealed also that overall evapotranspiration ranged from 60 to 100 % from total summer rainfall. The infiltration of the surface water in sandy shore was four times lower than that in esker shore.

The changes of pH and conductivity in subsurface water were minor while the certain ions (esp. SO_4) demonstrated great fluctuations, depending upon the rainfall intensity and composition.

The concentration of dissolved organic matter (in a form of COD-Mn) was 2...2,5 times higher on the esker surface waters. Taking into account the higher wash-out rate of esker shore, the total emission of organic matter could be higher up to 25 times compared with sandy shore.

If we wish to alter an aquatic ecosystem, the most effective way to do this is to control the materials that enter the lake from outside. As becomes clear from this survey there are no homogenous catchments. Certain parts of catchments i.e. certain sections of shores are responsible on differentiating the trophic status of these lakes.