

HUGO TREFFNERI GÜMNAASIUM

PILLERIIN JUKK

12. KLASS

VEREVI JÄRVE SOOJUS- JA KEEMILINE KIHISTUS, SELLE MUUTUSED AASTAKÜMNETE JOOKSUL NING TULEVIKUPROGNOOS

JUHENDAJA: MSc TOOMAS KÕIV

KAASJUHENDAJA: HELE KIISEL

SISSEJUHATUS

Maailma järvede koguarvust moodustavad suurema osa madalad veekogud, mille sügavus on vähem kui 20 meetrit. Parasvöötmes ja Lähis-Arktikas on suure osa järvede keskmine sügavus isegi alla 1 meetri (Wetzel, 2001). Madalate järvede suuremast osakaalust hoolimata pälvisid järveteaduse kujunemisaastatel möödunud sajandi alguses tähelepanu siiski sügavad järved.

Madalatele järvedele on pärast nende taasavastamist eelmise sajandi lõpukümnenditel (Scheffer, 1998) hakatud tähelepanu pöörama nende ökosüsteemide uurimisele ja majandusvõimaluste arendamisele. Sügavad järved pole siiski järveuurijate vaateväljast täiesti kõrvale jäänud. Vee molekulaarsete omaduste tõttu ilmnevad sügavates järvedes kihistumisnähtused ehk olukorrad, kus veesambas esinevad üksteisega kohakuti paiknevad ja üksteisega mittesegunevad kihid. Kihistumise põhjuseks on veekihtide erinev temperatuur ja mineraalainete sisaldus (Dodds & Whiles, 2010). Ökosüsteemi toimimise seisukohalt on tegemist väga olulise nähtusega, sest kihistunud ja segunev järv talitlevad sootuks erinevalt ning nende ökoloogilist seisundit ei saa hinnata samal viisil. Näiteks on kihistunud järvede sügavamad veekihiid suure osa aastast atmosfäärist isoleeritud ning pindmised veekihiid ei puutu samal ajal kokku põhjasetetega (Wetzel, 2001). Stabiilne kihistumine tekitab olukorra, kus järve süvakihtidesse lukustatud toiteained ei ole kättesaadavad veetaimedele ega planktonvetikatele (Likens, 2010).

Eestis on ülekaalus madalad järved. Järvede nimestikus (Tamre, 2006) olevast 2804 järvest on vaid 46 sügavamad kui 15 meetrit. Mitmeid kihistunud Eesti järvi uuriti põhjalikumalt Põllumajandusülikooli ZBI teadusteema „Suvise temperatuurikihistuse mõju järve ökosüsteemi aineringle“ raames aastatel 1998–2002. Arvukate järvede vaatlustelt keskenduti hiljem mudeljärveks valitud Verevile, uurides selle ökosüsteemi seadistuse mehhanisme kihistuse kujunemisel. Verevi järv on suhteliselt sügav ja tuulte eest varjatud veekogu, millel on head

looduslikud eeldused kihistumiseks. Aastakümneid on järv olnud tugeva inimõju all ning selle pärandina on järve vette ja põhjasetetesse salvestunud hulgaliselt toiteaineid. Suur toiteainekoormus ja sagedased veeõitsengud on viinud olukorrani, kus soodsate ilmade korral süveneb kihistus või muutub järve segunemismuster. 2000. aastal märgati esimest korda, et järv ei segune parasvöötme veekogudele omaselt kahel korral aastas, vaid jätab tugeva kihistumise tõttu segunemiskordi vahele (Ott & Kõiv, 2005).

Kahjuks ei kuulu Verevi järv keskkonnaseire püsivaatlusjärvede hulka ning viimased seireandmed pärinevad aastast 2012. Vaatamata 17 aastat tagasi toimunud põhjalikule ökosüsteemi uurimisele, jäeti toona kõrvale veetemperatuuriandmed ning ei hinnatud kihistumise stabiilsust. Kuna järve ökoloogilise seisundi ja seeläbi puhkemajandusliku väärtuse määrab just kihistumise teke ja selle püsivus, siis on järve tulevikku prognoosides oluline teada protsesse ja tegureid, mis kihistumist mõjutavad. Lisaks tekib üleilmset soojenemist arvestades paratamatult küsimus, kas tulevikus võib Verevi järv olla veelgi tugevamalt kihistunud.

Töö põhieesmärk on uurida Verevi järve kihistuse olemust ühe aasta jooksul jäävabal perioodil. Kihistuse iseloomustamiseks ja hindamiseks on äärmiselt olulised ka järve morfomeetrilised andmed. Siiani on Eesti väikejärvede puhul kasutatud nüüdseks juba vananenud H. Riikoja (1930) koostatud sügavuskaarte ja nende põhjal arvutatud morfomeetrilisi näitajad. Seetõttu on uurimistöö üks osa ka Verevi järve sügavusmõõtmised ja digitaalse sügavuskaardi loomine. Juhuslikult tehti 2017. aastal järvel ka riiklik seire, kus neljal korral aastas võeti veest proove ning mõõdeti erinevaid hüdrokeemilisi ja elustikunäitajaid. Kihistuse kujunemise eripärade ja dünaamika hindamisel kasutati ka varasemate aastakümnete jooksul andmebaasidesse kogunenud mõõtmisi.

Uurimistöö tulemusena soovitakse leida vastust küsimustele, kas Verevi järve kihistumismuster erineb teistest Eesti väikejärvedest ja kas 2000. aastal täheldatud kevadise segunemise ära jäämine oli juhuslik nähtus või pigem reegel taolise ökosüsteemi puhul. Järve varasemate vaatluste ja ilmaandmete võrdlemisel püütakse selgitada kihistumise seost ilmastikuga ning anda tulevikuprognoos lähtuvalt kliimamuutustest.

Töö autor tänab oma juhendajaid Toomas Kõivu, kes jagas nõuandeid, materjale ja aitas suunata töö käiku, ning Hele Kiisli, kes andis koolipoolset nõu. Lisaks avaldab tänu Eesti Teadusagentuurile, kes toetas uurimistöö valmimist noore uurija stipendiumiga.

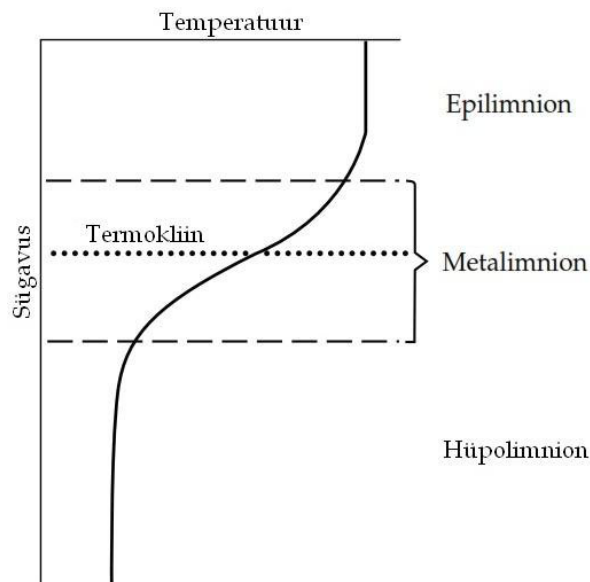
Sisukord

1. Kirjanduse ülevaade	4
1.1 Järvede kihistumine.....	4
1.2 Kihistumise peamised viisid	5
1.2.1 Soojuskihistus.....	5
1.2.2 Keemiline kihistus	8
1.3 Kihistumise iseloomustamine	8
1.3.1 Erineva tihedusega veekihtide piiritlemine.....	8
1.3.2 Kihistumise stabiilsus	9
1.4 Kihistumise mõju järve ökosüsteemile	9
1.5 Ilma mõju kihistumisele.....	10
2. Materjal ja metoodika	11
2.1 Verevi järve iseloomustus	11
2.2 Andmekogude päritolu	12
2.3 Mõõtemetoodika	13
2.3.1 Sügavuskaardi koostamine	13
2.3.2 Pidevmõõtmised.....	14
2.3.3 Limnoloogilised näitajad	15
2.4 Andmeanalüüsi metoodika.....	15
3. Tulemused	18
3.1 Verevi järve sügavuskaart ja morfomeetrilised näitajad	18
3.2 Verevi järve kihistumine ja veesamba stabiilsus varasematel aastatel.....	20
3.3 Kihistus ja selle kujunemine 2017. aastal	24
3.4 Füüsikalis-keemilised ja elustikunäitajad 2017	26
4. Arutelu	33
Kokkuvõte.....	36
Summary	37
Kasutatud kirjandus	38
Lisad	42
Lisa 1 Sügavuskaardi tegemise jaoks kasutatud vahendid. Foto: Kõiv, T.	42
Lisa 2 Verevi järve batümeetiline kaart (Riikoja, 1930).....	43

1. Kirjanduse ülevaade

1.1 Järvede kihistumine

Järve kuju ja suurus mõjutavad suurt osa füüsikalise-keemilistest ja bioloogilistest näitajatest (Wetzel, 2001). Madalate järvede vesi on tavaliselt ühtlaselt segunenud ehk homogeenne. Peamine vee segaja järvedes on seejuures tuul. Eranditena võib segunemine madalates järvedes olla takistatud jääkatte, tiheda veetaimestiku või mageda veega jõgede suubumisel soolajärvedesse (O'Sullivan & Reynolds, 2004). Sügavates järvedes seevastu on leitavad veekihi, mis erinevad oma abiootiliste (nagu temperatuur, gaaside sisaldus) ja biootiliste (planktoni biomass või arvukus) näitajate poolest (Likens, 2010). Kihistumine ehk stratifikatsioon on sügavamates järvedes võrdlemisi levinud nähtus, kus moodustuvad üksteise suhtes vertikaalselt paiknevad erineva tihedusega veekihi. Tiheduserinevused võivad olla seotud kihtide erineva temperatuuri ja/või lahustunud mineraalainete sisaldusega (Dodds & Whiles, 2010).



Joonis 1. Temperatuurijaotus suvises kihistunud järves Lamperti & Sommeri (2007) järgi

Suviste (või laiemalt jäävabade perioodide) tihedusgradientide alusel jaotatakse järve veesammas kolmeks osaks (joonis 1). Pindmine kiht, epilimnion, on võrreldes teiste kihtidega kõrgema temperatuuriga, väiksema tihedusega ja tuule või teiste ilmategurite mõjul üpris segunenud. Veesamba alumist osa, mis on võrreldes teistega kihtidega tihedam ja külmem, nimetatakse hüpolimnioniks. Kahe kihi vahele jäävat suure temperatuurilangusega ning mitmete muude gradientidega osa nimetatakse metalimnioniks. Kihistumisnähtused esinevad nõrgemal kujul ka talvel, kui järved on jäätunud. Pindmise jääga piirneva veekihi temperatuur

on ligikaudu 0 °C ning sügavuse suurenemisel kasvab temperatuur +4 °C-ni (vt ptk 1.2.1). Pööratud temperatuurijaotuse tõttu nimetatakse talvist kihistumist ka pöördkihistumiseks.

Veekihtide sügavus sõltub veekogu geograafilisest asendist, keskmisest ja suurimast sügavusest, tuulest (tugevus ja suund) ning järve kujust (Tundisi & Tundisi, 2011). Näiteks tuule eest varjatud järvedes võib ühtlaselt segunenud veekihi paksus olla kõigest 2 meetrit. Suuremates (> 10km²) järvedes, millele mõjuv tuule jõud on palju suurem, võib homogeenne kiht olla 15–20 meetri paksune (Likens, 2010).

Kihistumise üheks erijuhtumiks on meromiksia. See on nähtus, kus veesammas ei segune täielikult pikema ajaperioodi jooksul. Selle termini võttis esimest korda kasutusele I. Findenegg (1935). Sellistes järvedes on lahustunud ainete suurest sisaldusest põhjustatud tihedusgradient muutunud nii suureks, et tuul seda enam lõhkuda ei suuda. See osa veesambast, kus segunemine toimub, kannab miksolimnioni nime ja mittesegunevast monimolimnionist eraldab seda suure tihedusgradiendiga kiht kemokliin (Wetzel, 2001).

1.2 Kihistumise peamised viisid

1.2.1 Soojuskihistus

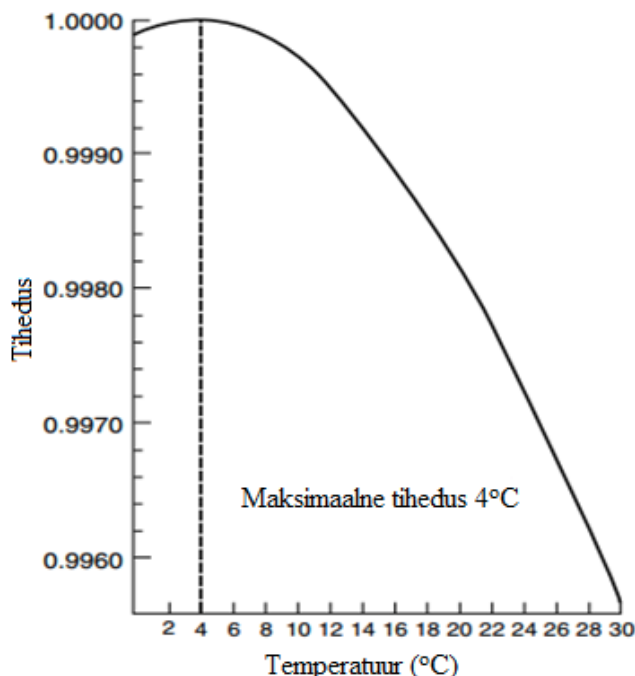
Veel on vaatamata molekulide lihtsale ehitusele mitmeid erinevaid anomaalseid omadusi nagu kõrge sulamis- ja keemistemperatuur, suur erisoojus ja võrdlemisi halb soojusjuhtivus. Anomaalsete omaduste põhjused peituvad molekulaarses struktuuris. Vedelas ja tahkes olekus ei esine vesi üksikmolekulidena, vaid on omavahel ühendatud vesiniksidemete abil. Viimane on molekulidevaheline side, mis moodustub vesiniku ja mõne suure elektronegatiivsusega elemendi vahel. Vesiniksideme lõhkumiseks kulub energiat 21 kilodžauli mooli kohta (kJ/mol) (Grabowski, 2006).

Vesiniksidemed on paljude anomaalsete omaduste otsesed põhjustajad. Jääs on kõik veemolekulid seotud naabermolekulidega, vedelas vees vaid osad ja veeaurus esinevad ainult üksikmolekulid. Siseenergia kasvamisel hakkavad veemolekulid kiiremini liikuma, vesiniksidemed katkevad ja tõuseb veetemperatuur. Siseenergia vähenemisel toimub aga vastupidine protsess.

Aine erisoojuseks nimetatakse soojushulka, mis on vajalik aine massiühiku temperatuuri tõstmiseks 1 kelvini (K) võrra. Võrreldes teiste biosfääri ainetega on vee erisoojus väga suur (4,19 J/g·K) ning omab ka suurt soojusmahtuvust.

Anomaalne on ka vee omadus saavutada normaalrõhu korral oma suurim tihedus vedelas, mitte tahkes olekus. Vee tihedus on kõige suurem 4 °C juures ning soojenedes või jahtudes ei

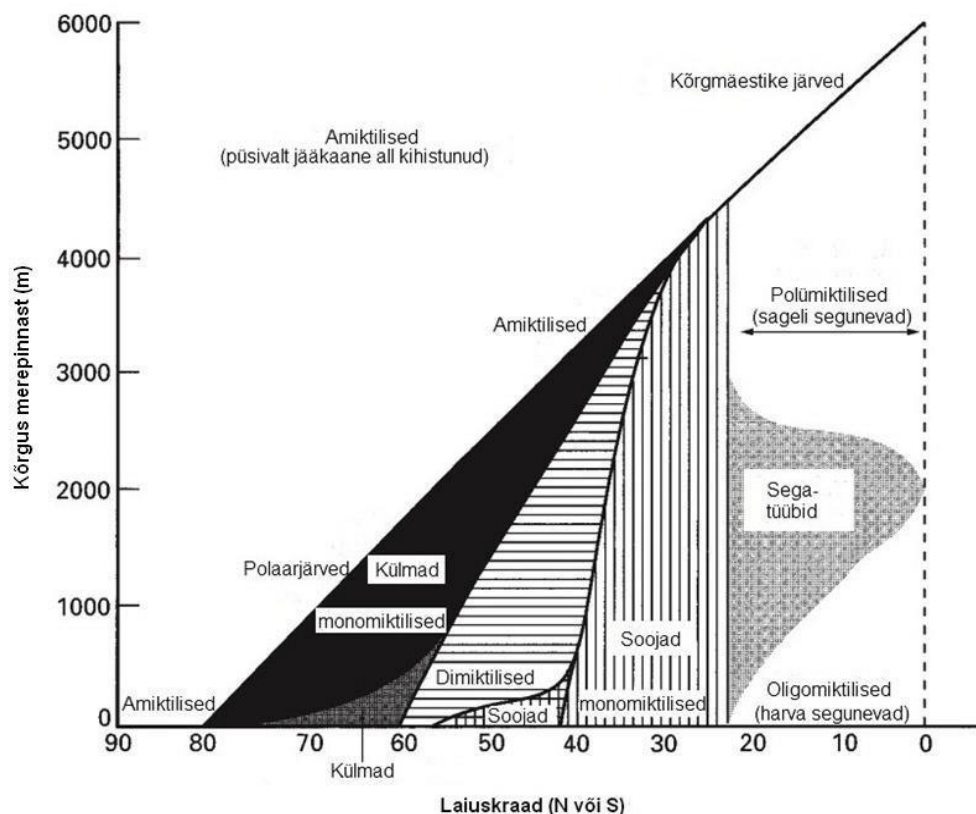
muutu tihedus mitte lineaarselt, vaid eksponentsiaalselt (joonis 2). Näiteks sulamistemperatuuril 0 °C on vee tihedus 0,9998 g/m³, aga 4 °C juures 1,000 g/m³ (Moss, 2010). Lisaks pole vee tiheduse muutus ühekraadise temperatuurimuutuse korral sama. Kõige väiksemad vee tiheduse muutused on 4 °C ehk suurima tiheduse piirkonnas. Näiteks on 5 ja 10 °C veekihi omavahel segamiseks vaja oluliselt vähem energiat kui 20 ja 25 °C vee puhul.



Joonis 2. Veetemperatuuri ja tiheduse sõltuvus (Beadle, 1981)

Veetemperatuuri erinevustest tingitud veesamba jaotumist erineva tihedusega kihtideks nimetatakse soojuskihistumiseks või temperatuurikihistumiseks. Peamine soojusallikas järvedes on vees neeldunud päikeseikiirus, kuid juba pindmises meetripaksuses veekihi muundub ligikaudu pool vette jõudnud lühilainelisest kiirgusest soojusenergiaks (Wetzel, 2001). Vee soojusjuhtivus on halb ja difusioon aeglane. Ilma täiendava segamiseta võtab soojusenergia transport ühe meetri paksuses veekihi aega ligikaudu üks kuu (Boehrer & Schultze, 2008). Erineva temperatuuri ja tihedusega veekihi moodustuvadki seetõttu, et pindmise veekihini jõuab päikeseikiirus ja toimub konvektiivne soojusvahetus atmosfääriga, kuid alumised veekihi on väliskeskkonnast tulevast soojusest isoleeritud. Looduslikes veekogudes on samas mitmeid viise soojuse ümberjaotamiseks. Neist kõige tõhusam on tuul, mis moodustab ligikaudu 90% kõikidest vee segunemises osalevate protsesside energeetilisest väärtusest (Wetzel, 2001). Pinnalainete kui tuule ühe ilmingu mõju nõrgeneb sügavuti eksponentsiaalselt ja seetõttu jäävad sügavad järved kihistunuks ka tugeva tuule korral.

Et päike on peamine järvede soojusallikaks, siis sõltuvalt järve geograafilisest asendist võib eristada mitmeid kihistumistüüpe (joonis 3). Parasvöötmes, kus paikneb suur osa maailma järvedest, on levinud peamiselt dimiktilised ehk kaks korda aastas täielikult segunevad veekogud. Suvel ning talvel on vesi kihistunud, sügisel ning kevadel toimub mingi perioodi vältel vee segunemine. Sellistes järvedes hakkab kevadel vahetult peale jääkatte lagunemist pindmine veekiht päikesekiirguse toimeel soojenema, samas kui alumine kiht säilitab segunemisaegse temperatuuri (enamasti 4 °C ringis). Sügisel just päikesekiirguse hulga vähenemise tõttu hakkabki pealmine kiht maha jahtuma, vesi ühtlustuma ning veekihtid omavahel ühtlustuma.



Joonis 3. Järvede segunemistüüpide levik sõltuvalt kõrgusest üle merepinna ja laiuskraadist (Hutchinson & Löffler, 1956)

Erinevate kihtide paksus ning asend ei ole kihistumisperioodi vältel püsiv, vaid muutub pidevalt (Wetzel, 2001). Suve jooksul kihistumise stabiilsus ehk veekogu täielikuks segunemiseks vajalik töö ja termokliini temperatuurigradient kasvavad. Lisaks laskub metalimnion pidevalt sügavamale, kuna epilimnionis toimuv segunemine haarab endaga kaasa ka osa metalimnionist (Lampert & Sommer, 2007). Sügisel, kui päevad muutuvad lühemaks ning päikesekiirguse intensiivsus väheneb, hakkab epilimnion jahtuma. Veesamba temperatuur

ühtlustub, mingil ajahetkel toimub täielik segunemine ning saabub sügisene homotermia. Edasisel jahtumisel moodustub veekogu pinnale jääkiht, mis takistab vee segunemist tuule toimel ning välja kujuneb talvine pöördkihistus (O'Sullivan & Reynolds, 2004).

Soojuskihistumine ei pruugi alati selgepiiriline olla. Suvel võib kuumade või külma ilma kiirel vaheldumisel tekkida mitu järjestikust hüppekihti. Samasuguse tulemuseni võib viia ka tugev vihmasead või rahe (Vareschi & Vareschi, 1984). Võrreldes ühe hüppekihiga pole taoline kooslus aga väga stabiilne ning kaob suhteliselt kiirelt (Wetzel, 2001).

1.2.2 Keemiline kihistus

Lisaks veetemperatuurile võivad erineva tihedusega veekihtid kujuneda ka siis, kui neis on erineval hulgal lahustunud aineid. Taolist kihistumist kutsutakse keemiliseks kihistumiseks ning erinevalt veepinnast alguse saavast soojuskihistusest kujuneb keemiline kihistus veekogu sügavamas osas. Ained vajuvad hüpolimnioni ning nende kontsentratsioon põhjakihis hakkab tõusma.

Veekogus olevate ionide hulka ja ioonkoostist mõjutavad atmosfäär (aurumine, sademed), veevahetus jõgedega ja erinevad järvesisesed protsessid, milles on omakorda suur roll seal elavatel organismidel (Tundisi & Tundisi, 2011). Lahustunud ained on olulised orgaaniliste ja anorgaaniliste ühendite allikad bakteritele, seentele, fütoplanktonile ja makrofüütidele. Elusolendid eritavad, omastavad ja muundavad keemilisi ühendeid, mille kaudu mõjutavad lahustunud ainete kontsentratsioone. Vees olevate ionide hulk kasvab temperatuuri, vee happelisuse, vee liikumise ja lahustumata hapniku tõttu (Wetzel, 2001).

1.3 Kihistumise iseloomustamine

1.3.1 Erineva tihedusega veekihtide piiritlemine

Mõisteid termokliin ja metalimnion kasutatakse vahel sünonüümidena, kuid tegelikult on termokliin üks metalimnioni osadest. Algselt E. A. Birge (1897) loodud definitsiooni järgi paikneb termokliin sügavusel, kus ühe meetri kohta on temperatuurimuutus vähemalt 1 °C. Hiljem defineeris G. E. Hutchinson (1957) termokliini kui suurima temperatuurimuutusega osa veekogus. See jaotab veekogu sisuliselt kaheks, kuna tiheduste erinevuste tõttu on ainete liikumine ühest kihist teise raskendatud. Epilimnioni ja hüpolimnioni vahele jääv suure temperatuurilangusega vahekiht metalimnion (Brönsted & Wesenberg-Lund, 1911) pole aga nii jäiga määratlusega. See hõlmab endas erinevaid tihedusgradiiente ning suurima temperatuurilangusega piirkonda.

1.3.2 Kihistumise stabiilsus

Kihistumise stabiilsus näitab, kui palju on vaja teha tööd ühe pinnaühiku kohta, et lõhkuda kihistus ja segada veemass täielikult ilma täiendava soojuse lahkumise või lisandumiseta. Kihistumise stabiilsus on määratud järvenõo kuju, valgala iseloomu ning tuule kiiruse ja suuna poolt. Järve stabiilsuse (S) saab leida kihistumise parameetrite suurustest ja omavahelistest suhetest. Stabiilsuse arvutamiseks kasutatakse sageli Schmidti valemit (1915); (1928):

$$S = \frac{1}{A_0} \cdot \int_0^{z_m} A_z (z - z_g) (\rho_z - \rho_m) \cdot dz,$$

kus A_0 on järve pindala, z konkreetse kihi sügavus, z_m suurim sügavus, A_z pindala sügavusel z , ρ_z vee tihedus sügavusel z , ρ_m vee keskmine tihedus täielikul segunemisel ja z_g järve raskuskeskme sügavus.

Ujuvussagedus ehk Brunt-Väisälä sagedus (N^2) näitab kihistunud vertikaalsete veekihtide võnkumissagedust stabiilses veekeskkonnas. Erineva tihedusega veekihtide vahel paiknevale suvalisele objektile mõjub nii gravitatsioonijõud (g) kui ka üleslükkejõud, mille tõttu hakkab objekt üles-alla võnkuma. Suuremate tiheduserinevuste korral on võnkumissagedus suurem ja väiksemate tiheduserinevuste puhul väiksem. Ujuvussagedus sai nime Vilho Väisälä (1889–1969) ja David Brunti (1886–1965) järgi. Selle jaoks kasutatakse valemit:

$$N^2 = \frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z},$$

kus ρ on vee tihedus ja $\partial \rho / \partial z$ tihedusgradient.

1.4 Kihistumise mõju järve ökosüsteemile

Kihistumine tekitab järves vertikaalselt paiknevaid ja üksteisest suhteliselt isoleeritud piirkondi, kus temperatuuri-, tihedus- ja soolsusgradiendid määravad organismide vertikaalse jaotuse veesambas ja võimaldavad erinevate ökonišside ja mikrokoosluste teket. Epilimnioni mõjutab päikeseikiirgus ja otsene kontakt atmosfääriga. Tuule mõjul seguneb epilimnion kogu oma ulatuses. Pealmine kiht sisaldab hapnikku. Võrreldes teiste kihtidega on seal suviti kõige soojem ja ühtlasi kõige väiksema tihedusega vesi. Fotosüntees toimub tavaliselt ainult epilimnionis, hea läbipaistvusega järvedes võib fotosünteesiliselt aktiivne kiirgus jõuda ka metalimnioni (Likens, 2010).

Hüpolimnioni vähene segunemine ülemiste veekihtidega, isoleeritus atmosfäärist ja järve pinnal toimuvatest protsessidest võimaldavad erinevate lahustunud ainete ja gaaside kuhjumist. Anorgaanilised ained võivad akumulieruda ajutiselt või püsivalt hüpolimnioni, tekitades tugevaid tihedusgradiente, mis takistavad aasta läbi veekogude segunemist ja

kujundavad meromiktilisi järvi (Wetzel, 2001). Meromiktiliste veekogude mittesegunevasse süvakihti monimolimnioni võib kujuneda püsivalt vaba hapnikuta piirkond ning seal võib leiduda tavapärasest rohkem nitriteid, nitraate ja sulfaate. Hüpolimnionis võivad tekkida erinevad redutseerunud ühendid, mis pindmises läbisegunevas veekihis miksolimnionis poleks stabiilsed (ühendid) ja hapnikku sisaldavas keskkonnas oksüdeeruksid (Boehrer & Schultze, 2008).

1.5 Ilma mõju kihistumisele

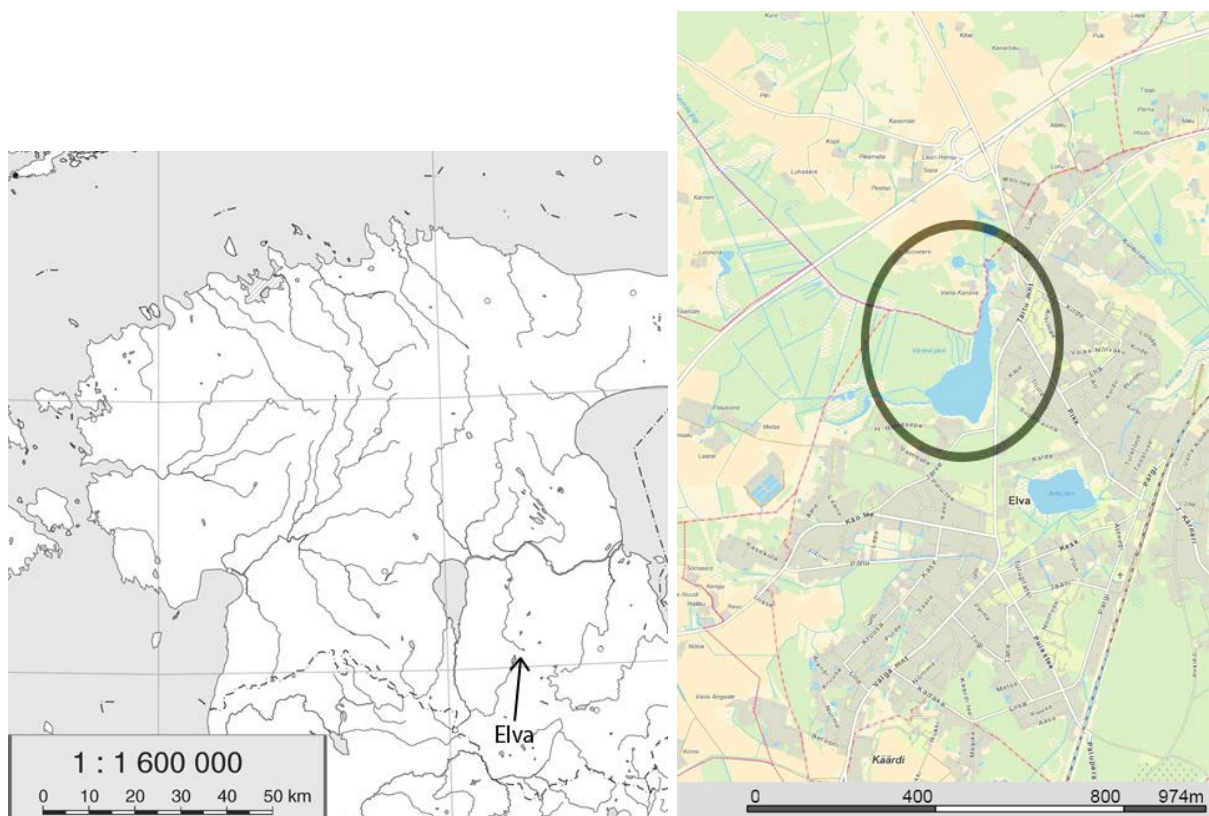
Kihistumise stabiilsust mõjutavad tegurid on ilmastikutingimused (Wetzel, 2001). Peale päikesekiirguse hulga on määraval kohal ka tuule tugevus ja suund, sademete hulk, pilvisus ning jääkatte olemasolu (Perello *et al.*, 2017). Põhja-Atlandi hoovuse mõjualasse jäävates piirkondades saab kasutada ilmastikutegurite hindamiseks Põhja-Atlandi ostsillatsiooni (NAO) indeksit. See põhineb Assooride ja Reykjaviki ning Gibraltari ja Reykjaviki õhurõhu erinevustel merepinna kõrgusel. Rõhkude erinevused mõjutavad läänetuulte tugevust ja suunda. Näiteks on tugevate läänetuulte korral Euroopa suved jahedad ja talved pehmed, nõrgemate puhul on suvel kuum ja talvel külm (Climate Prediction Center: North Atlantic Oscillation, 2012). NAO indeksi põhjal on võimalik määrata Ida-Ameerika ja Kesk-Euroopa ilmastikku.

2. Materjal ja metoodika

2.1 Verevi järve iseloomustus

Verevi järv paikneb Lõuna-Eestis Ugandi lavamaal Tartust 25 km kaugusel Elva linnas keeruka reljeefiga alal (joonis 4). Ümbruskonna pinnakate koosneb peamiselt punakaspruunist saviliiv- või liivsavimoreenist (Raukas & Rõuk, 1995), mis pärineb põhiliselt viimase jääaja lõpul liustikust väljasulanud ja sulamisvee ümberpaigutatud moreenist.

Kunagises sõllis paiknev järv on kujult põhja-lõuna suunas piklik. Põhjaosa on kitsas ja madal, lõunaosa on laiem ning seal paikneb ka järve kõige sügavam koht (tabel 1). Lõuna ja kagupoolsetest külgedest ümbritseb järve luidestunud mõhnastik. Läänes on laiem soine ala, millest saab alguse Soova (Kavilda) ürgorg. Veekogu kallas on selles piirkonnas valdavalt soostunud, mudane ja turbane, idakallas on aga kõvem ja liivasem (Mäemets, 1977). Läänest ja lõunast on järv ümbritsetud männi-kuuse-kase segametsaga, ida pool on aga elamud (Mäemets, 1991).



Joonis 4. Verevi järve paiknemine. Fotod: Regio: Kaardid: Kontuurkaardid: Eesti füüsiline; Maa-amet: Geoportaal: Kaardiserver

Tabel 1. Verevi järve peamised morfomeetrilised näitajad (Ott & Kõiv, 2005)

Näitaja	Väärtus
Pikkus (m)	950
Suurim laius (m)	320
Kaldajoone pikkus (m)	2150
Pindala (ha)	12,6
Suurim sügavus (m)	11,0
Keskmine sügavus (m)	3,6
Suhteline sügavus (%)	2,7
Valgala pindala (km ²)	1,1
Veevahetus (aastat)	0,63
Veemaht (10 ⁶ m ³)	453,6

Alates 1929. aastast on Verevi järvel tehtud limnoloogilisi vaatlusi (Ott & Kõiv, 2005). See linnas paiknev veekogu on olnud pikka aega inimõju all. Esiteks toimus 1978–2002 ebaregulaarne vee äravool biotiikidest kuni nende eraldamiseni tammidega. Biotiigid asusid järve läänepoolsel küljel, kus asub ka veekogu märgala. Veerikkal ajal hakkasid vanad biotiigid üle ajama, mille tulemusena imbus reovesi järve (Ott & Kõiv, 2005). Teiseks teguriks on toiteainete sissekanne ümbritsevatelt põllumaadelt. Kolmandaks on koos sajuvetega Elva linna tänavatelt ja Tartu-Valga maanteelt jõudvad erinevad ained. Sellisel viisil on järve jõudnud kaalium- ja naatriumkloriid, bens(a)püreen ja plii- ja väävliühendid (Saia, 2011).

Lisaks väliskoormusele on järve toiteainebilansis olulisel kohal enesereostus põhjasetete kaudu. Aastakümnete jooksul järve settesse kogunenud fosforiühendid muutuvad hapnikupuuduse tõttu lahustuvaks ja rikastavad omakorda hüpolimnioni. Kevadisel või sügisel segunemisperioodil jõuavad toiteained ka pindmisesse valgustatud veekihti ja on fütoplanktoni ja suurtaimede vohamise põhjuseks. Kihistumisperioodil on järve epilimnion toiteainete poolest üsna vaene ja seetõttu on järve ökoloogiline seisund Euroopa Liidu Vee Raamidirektiivi (EU Framework Directive) alusel kihiti erinev. Pindmise kihi seisund on „hea“, aga põhjakihi tase on „halb“, kuna viimases on toiteainete kontsentratsioonid suured (Ott & Kõiv, 2005).

2.2 Andmekogude päritolu

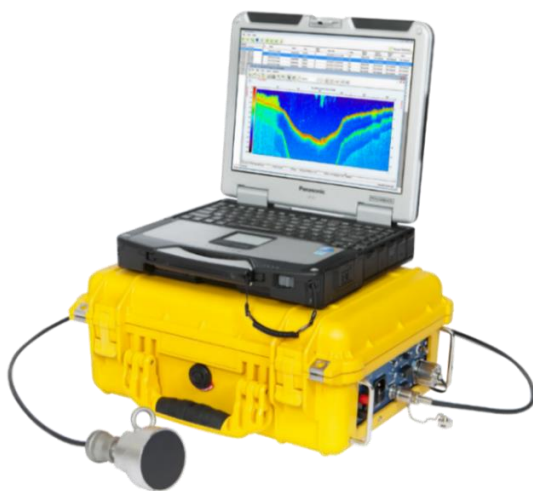
Töös kasutatud varasemad limnoloogilised andmed on kas Eesti Maaülikooli Võrtsjärve Limnoloogiakeskuse (ja selle asutuse eelkäijate) töötajate kogutud või pärinevad riikliku

keskkonnaseire väikejärvede alamprogrammist. Ilmastikuandmete hankimisel on kasutatud Riigi Ilmateenistuse andmebaasi, mida omakorda täiendati Statistikaameti keskkonnaseire andmebaasiga. Sobiva vaatluspunkti puudumise tõttu on kasutatud Verevi järve kõige lähemal asuva Tartu mõõtejaama temperatuuriandmeid. Põhja-Atlandi ostsillatsiooni (NAO) indeksid on arvutanud Jim Hurrell (Hurrell & National Center for Atmospheric Research Staff, 2017).

2.3 Mõõtemetoodika

2.3.1 Sügavuskaardi koostamine

Erineva tihedusega veekihtide mahu leidmiseks koostati Verevi järve sügavuskaart, mis iseloomustab sügavuse muutumist järve erinevates piirkondades ja mille alusel on võimalik arvutada erinevaid morfomeetrilisi näitajaid. Kaardi koostamiseks mõõdeti vee sügavust avavee erinevates punktides, määraes samal ajal ka punkti koordinaadid. Sügavust mõõdeti kajaloodi Biosonic MX Aquatic Habitat Echosounder abil (joonis 5). Seadmesse integreeritud GPS seadme abil määrati automaatselt iga mõõtepunkti koordinaadid ning tulemused salvestati sülearvutisse. Mõõtmised tehti elektrimootori jõul liikuvast paadist (lisa 1). Paadi liikumiskiirus oli ligikaudu 1 m/s ja esialgne liikumistee määrati aerofotole kantud transektide alusel, et võimalikke morfomeetrilisi iseärasusi (näiteks kaldajoone keerukus, kiirelt muutuv sügavus) täpsemini iseloomustada. Sügavuskaart koostati ning erinevate veekihtide pindalad ja veemahud arvutati programmi Surfer 13.2 (Golden Software: Products, 2016) abil. Järve kaldajoon määrati Maa-ameti geoportaalil olevatelt aerofotodelt.



Joonis 5. Kajalood Biosonic MX Aquatic Habitat Echosounder. Foto: Biosonics: Products

2.3.2 Pidevmõõtmised

2017. aasta soojuskihistuse võimalikult täpseks kirjeldamiseks ja dünaamika hindamiseks tehti kasvuperioodil lühikese intervalliga veetemperatuuri mõõtmisi kogu veesamba ulatuses. Selleks konstrueeriti spetsiaalne mõõteseadmestik, mis koosnes 18st andmesalvestiga temperatuuri- ja valgusandurist HOBO Pendant® Temperature/Light 64K Data Logger (joonis 6). Andurid kinnitati ujuvale nõõrile 0,5 m intervalliga (joonis 7). Nõõri ülemises osas oli ujuk anduriketi kindla vertikaalasendi säilitamiseks ja asukoha tähistamiseks. Mõõteseadmestik paigutati järve sügavaimasse kohta (58°13'53.0", 26°24'18.3"). Andurite salvestusintervall oli 10 minutit.



Joonis 6. HOBO Pendant® Temperature/Light 64K Data Logger. Foto: Onset Computer Corporation



Joonis 7. Verevi järve paigutatud mõõteseadmestik. Foto: Kõiv, T.

2.3.3 Limnoloogilised näitajad

Füüsikalise-keemiliste näitajate mõõtmisel kasutati levinuimaid limnoloogilisi meetodeid. Mõõtmised tehti harilikult järve sügavates punktides ja sealt koguti ka veeproovid. Kuni sajandivahetuseni mõõdeti järve sügavust (Z ; Z_{max}) mehaanilise loodiga, hiljem on kasutatud peamiselt elektroonilist kajaloodi. Veetemperatuuri mõõdeti varasematel aastatel elavhõbe-termomeetriga ja hiljem termistoridel põhinevate temperatuurianduritega. Hapnikusisaldust mõõdeti elektrokeemiliselt galvaanilise või optilise anduriga varustatud hapnikumõõtjaga. Temperatuuri- ja hapnikumõõtmiste sügavusintervall on harilikult olnud 1 meetri, kuid 2000. ja 2017. aastal mõõdeti neid näitajaid 0,5 meetrise intervalliga. 2017. aastal määrati üldlämmastik (üld-N) ja üldfosfor (üld-P) OÜ Eesti Keskkonnauuringute Keskuse Tartu osakonna laboris vastavalt rahvusvahelistele standarditele ISO 29441 ja ISO 15681-2. Varasematel aastatel on üldfosfor määratud kolorimeetriselt askorbiinhappe ja molübdaatreaktiiviga F. Koroleffi meetodil (Grasshoff, Kremling & Erhardt, 1977); (Grasshoff, Ehrhardt, & Kremling, 1981). Üldlämmastiku määramisel aga mineraliseeriti proov enne kaaliumperoksodisulfaadiga ja tekkivad nitraadid määrati spektrofotomeetriselt. Hüpolimnioni veeproovid on kogutud veekogu põhjast 1 meetri kõrguselt.

Morfomeetrisel näitajate arvutamisel on kasutatud sügavuskaartidelt saadud andmeid. Järve suurim pikkus (L_{max}) on kahe teineteisest kõige kaugemal asetseva kaldajoone punkti vahekaugus mõõdetuna mööda järve pinda. Suurim laius (b) on suurim kaugus kallaste vahel, mis on mõõdetud risti järve suurimat pikkust tähistava sirgega. Kaldajoone pikkus (L) on lineaarne järve ümbermõõt konkreetse veetaseme juures. Kaldajoone liigendatus (D_s) arvutati kaldajoone pikkust ja pindala (A) kasutades järgnevalt:

$$D_s = \frac{L}{2\sqrt{\pi A}}$$

Keskmine sügavus leiti kui pindala ja mahu suhe (A/V). Suhteline sügavus (Z_r) arvutati pindala (A) ja suurima sügavuse (Z_{max}) kaudu:

$$Z_r = \frac{50 \cdot Z_{max} \cdot \sqrt{\pi}}{\sqrt{A}}$$

2.4 Andmeanalüüsi metoodika

Järvevee tihedus (ρ) mingil konkreetsetel temperatuuril ($T, ^\circ\text{C}$) arvutati Martin & McCutchen (1999) järgi:

$$\rho = \left[1 - \frac{T + 288,9414}{508929,2 \cdot (T + 68,12963)} (T - 3,9863)^2 \right] \cdot 1000$$

Et Verevi järve vee mineraalainete sisaldus on suhteliselt madal ja vee tihedusele märkimisväärsed mõju ei avalda, jäeti soolsus tihedusarvutustest välja.

Termokliini sügavus (z_T) on leitud järgmiselt:

$$z_T \approx z_{\xi+1} \left(\frac{\Delta\rho_{+1}}{\Delta\rho_{-1} + \Delta\rho_{+1}} \right) + z_{\xi} \left(\frac{\Delta\rho_{-1}}{\Delta\rho_{-1} + \Delta\rho_{+1}} \right),$$

kus $\Delta\rho_{+1}$ ja $\Delta\rho_{-1}$ on vastavalt

$$(z_{\xi\Delta+1} - z_{\xi\Delta}) / (\partial\rho/\partial z_{\xi\Delta} - \partial\rho/\partial z_{\xi\Delta+1})$$

ja

$$(z_{\xi\Delta} - z_{\xi\Delta-1}) / (\partial\rho/\partial z_{\xi\Delta} - \partial\rho/\partial z_{\xi\Delta-1})$$

lähendused.

Metalimnioni ulatus (paksus) leiti hüpolimnioni ülempiiri ja läbiseguneva veekihi (epilimnioni alampiir ehk metalimnioni ülempiir) ulatuse kaudu, neist viimane arvutati järgmiselt:

$$z_e = z_{i\Delta} + \left(\delta_{min} - \frac{\partial\rho}{\partial z_{i\Delta}} \right) \frac{z_{i\Delta} - z_{i\Delta+1}}{\frac{\partial\rho}{\partial z_{i\Delta}} - \frac{\partial\rho}{\partial z_{i\Delta+1}}}$$

Hüpolimnioni ülempiir (piir meta- ja hüpolimnioni vahel) arvutati järgmiselt:

$$z_h = z_{i\Delta-1} + \left(\delta_{min} - \frac{\partial\rho}{\partial z_{i\Delta-1}} \right) \frac{z_{i\Delta} - z_{i\Delta-1}}{\frac{\partial\rho}{\partial z_{i\Delta}} - \frac{\partial\rho}{\partial z_{i\Delta-1}}}$$

Kihistuse stabiilsuse (S_T) arvutamisel kasutati vaid kasvuperioodi (mai kuni september) andmeid. Arvutused tehti Schmidt'i (1915); (1928) järgi:

$$S_T = \frac{g}{A_S} \int_0^{z_D} (z - z_v) \rho_z A_z \partial z,$$

kus A_S on järve pindala, z_D järve suurim sügavus, A_z järve pindala sügavusel z ja z_v on järve mahukeskme sügavus, mis omakorda leitakse viisil:

$$z_v = \int_0^{z_D} z A_z \partial z / \int_0^{z_D} A_z \partial z$$

Stabiilsuse arvutamisel lähtuti vaid veetemperatuurist, sest varasemate aastate andmete vähesuse tõttu polnud võimalik vee tiheduse arvutamisel kasutada elektrijuhtivust või

lahustunud ainete üldhulka. Siiski jääks Verevi järve puhul lahustunud ainete mõju vee tihedusele võrdlemisi marginaalseks.

Brunt-Väisälä sagedus (N^2) leiti kujul:

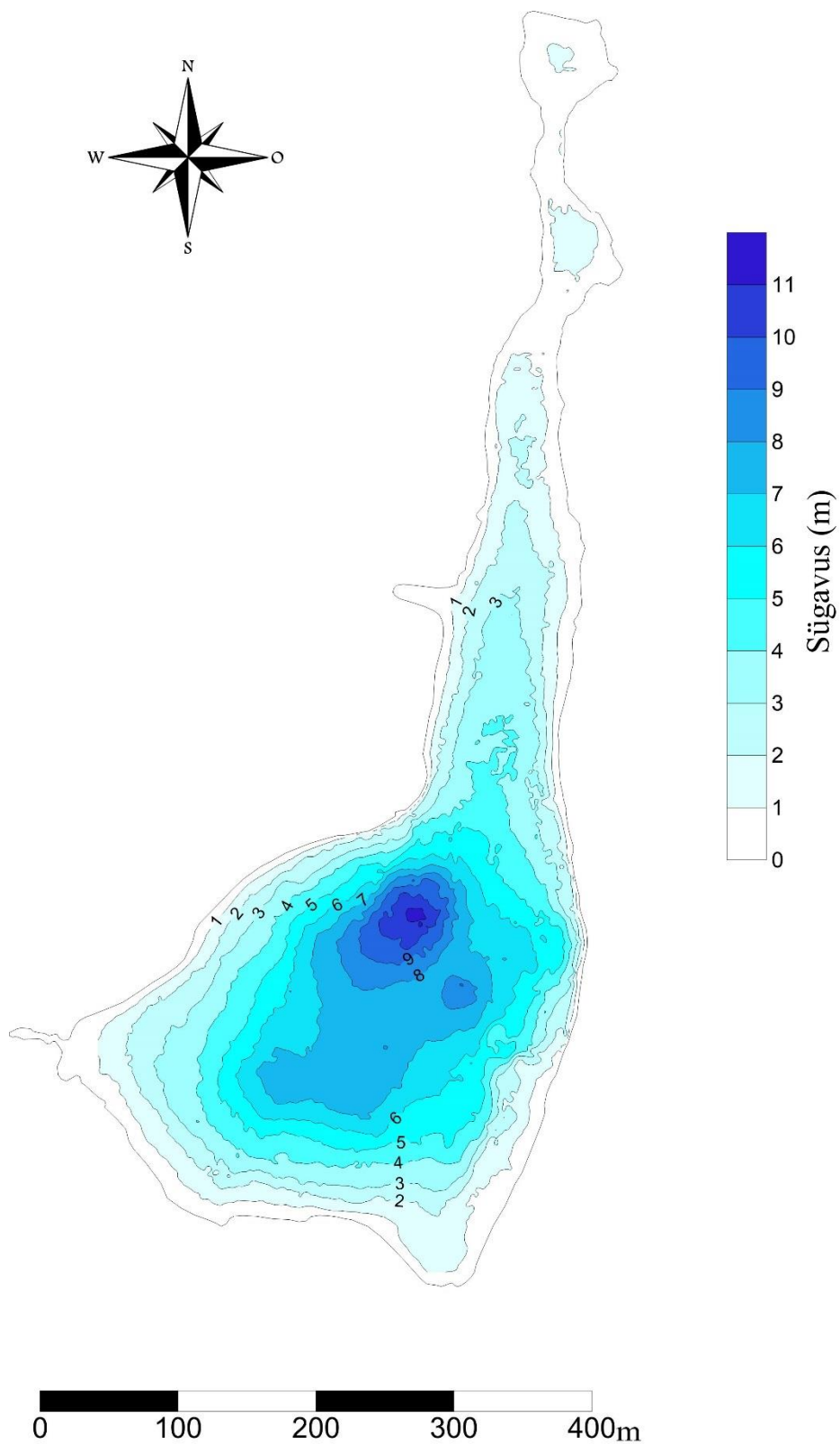
$$N^2 = \frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z},$$

kus $\partial \rho / \partial z$ on tihedusgradient.

Kõikide ülaltoodud arvutuste tegemiseks kasutati programmi R (R Core Team, 2017) lisapaketti rLakeAnalyzer (Read *et al.*, 2011). Sama paketi abil moodustati veetemperatuuri sügavusjaotust kajastavad joonised. Ülejäänud jooniste ning andmete ettevalmistamiseks kasutati tabelarvutusprogrammi MS Excel ja pilditöötlustarkvara Adobe Photoshop.

3. Tulemused

3.1 Verevi järve sügavuskaart ja morfomeetrilised näitajad



Joonis 8. Verevi järve sügavuskaart 2017. aasta mõõtmiste alusel

71 265 sügavusmõõtmise alusel koostati Verevi järve uus ja täpsem sügavuskaart (joonis 8). Kaardiandmete alusel arvutati uuesti iga veekihi pindala ja maht (tabel 2) ning teised morfomeetrilised näitajad. Võrreldes H. Riikoja sügavuskaardi (lisa 2) andmetega on märkimisväärselt kahanenud Verevi järve üldpindala ja muutunud veemaht. Mõneti on muutunud ka sügavamate veekihtide pindalad ja mahud.

Tabel 2. Verevi järve batümeetria

Sügavus (m)	Kihi pindala (m ²)	% kogupindalast	Kumulatiivne maht (m ³)	% kogumahust
0	117353	100,00	446747	100,00
1	100150	85,34	335497	75,10
2	80823	68,87	246049	55,08
3	65746	56,02	173422	38,82
4	49681	42,33	115674	25,89
5	37855	32,26	72308	16,19
6	27221	23,20	40029	8,96
7	17410	14,84	17700	3,96
8	5561	4,74	6333	1,42
9	2757	2,75	2460	0,73
10	1090	1,35	601	0,24
11	122	0,19	9,6	0,01

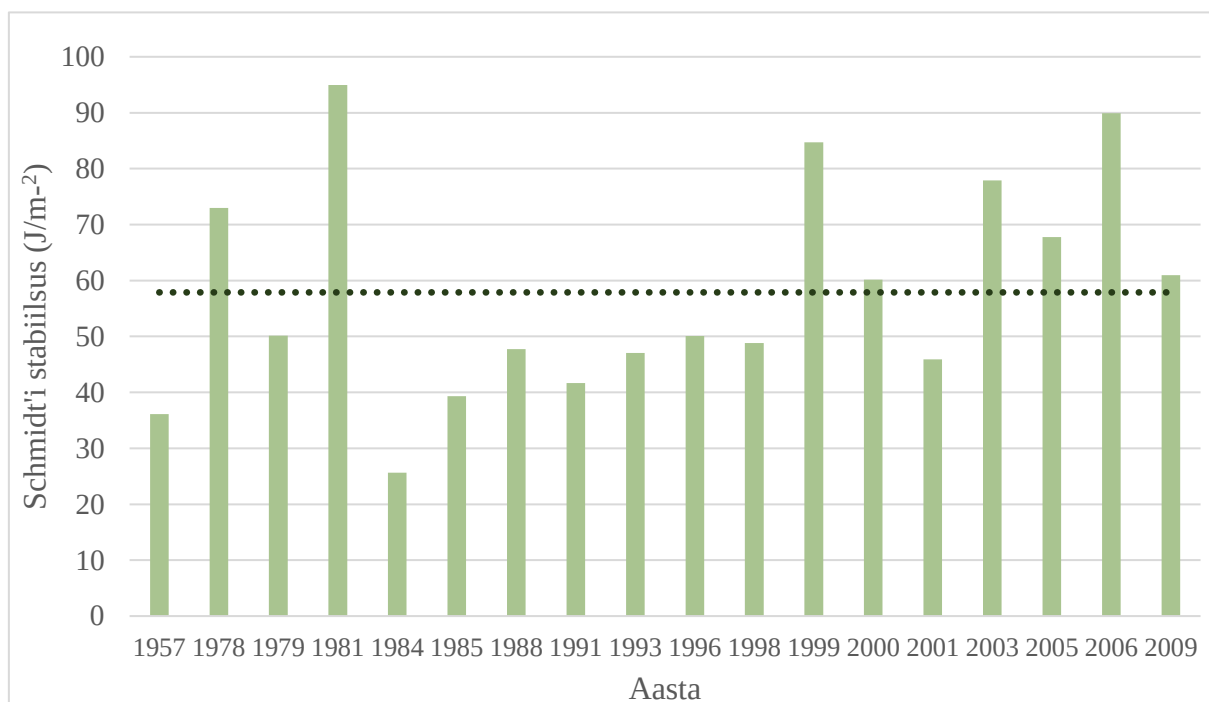
Sügavusmõõtmiste ja sügavuskaardi abil leitud morfomeetrilised näitajad on nüüdseks samuti muutunud (tabel 3). Põhikaardi aerofotode abil täpsustatud kaldajoon on senisest pikem ja liigendatum (keerukus 2,1). Suurim sügavus muutus küll vähe, kuid sügavusmõõtmiste mõõtepunktide suurem tihedus võimaldas ka 11 meetri sügavuse veekihi pindala ja veemahu arvutamist. Eelkõige pindala vähenemise tulemusena kasvas järve keskmine sügavus.

Tabel 3. Verevi järve morfomeetrilised näitajad

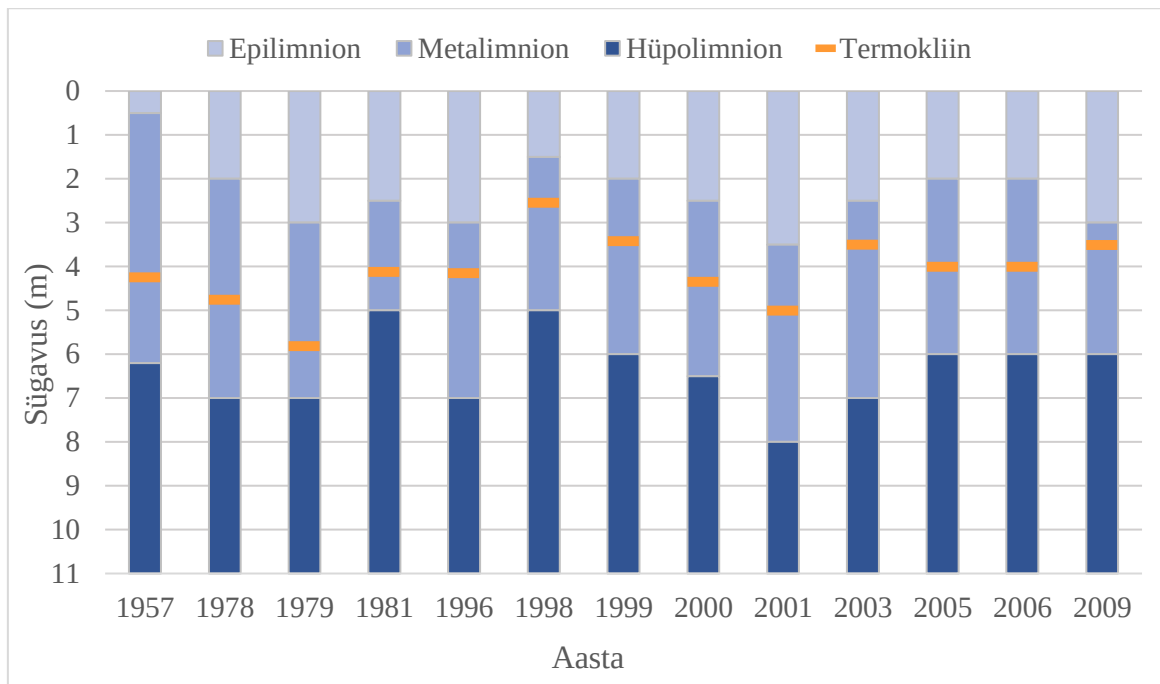
Näitaja	Riikoja 1930	2017
Suurim pikkus (m)	920	917
Suurim laius (m)	350	344
Suurim sügavus (m)	11	11,3
Keskmine sügavus (m)	3,57	3,81
Suhteline sügavus	2,71	2,92
Pindala (ha)	12,98	11,74
Maht (m ³)	462900	446747
Kaldajoone pikkus (m)	2340	2557
Kaldajoone keerukus	1,83	2,1

3.2 Verevi järve kihistumine ja veesamba stabiilsus varasematel aastatel

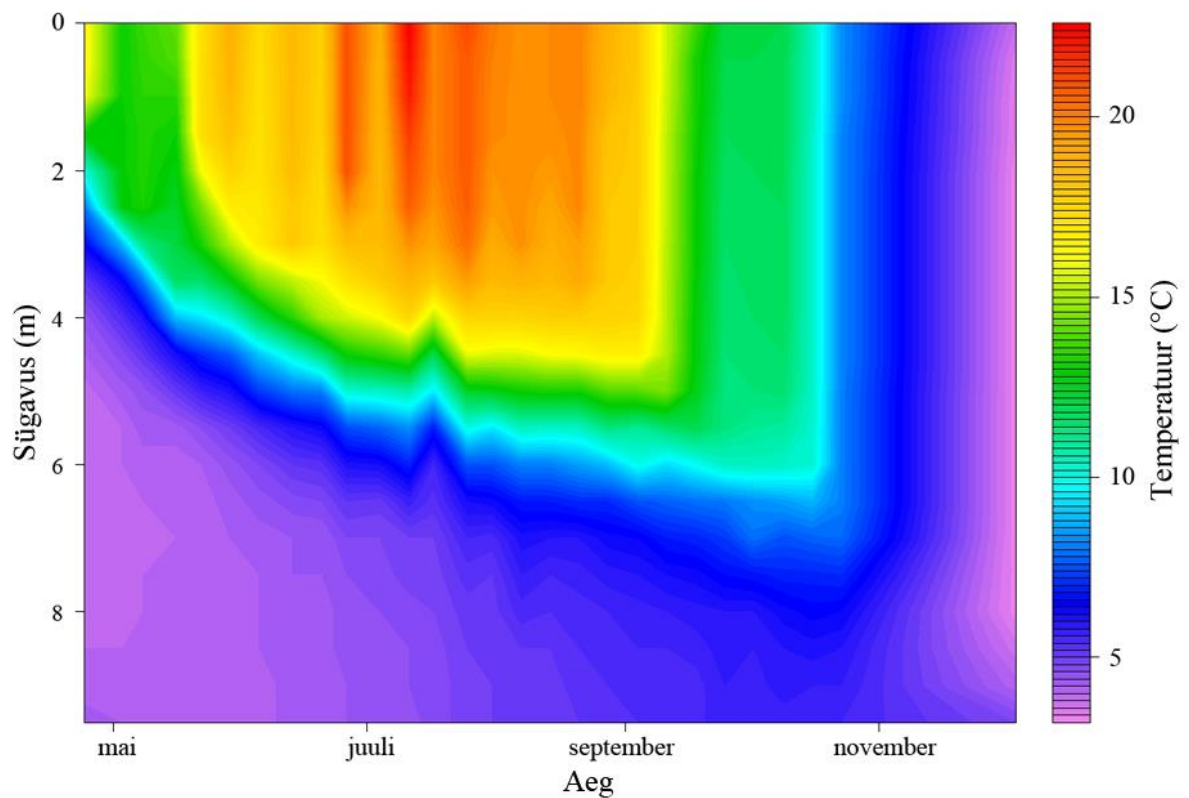
Kõige varasemad andmed Verevi järve veetemperatuuri kohta pärinevad 1957. aastast ja mõõtmisi on juhusliku intervalliga tehtud kuni 2009. aastani. Paraku pole kõik mõõtmised sobilikud soojuskihistuse hindamiseks, sest säilinud on vaid pinna- ja põhjakihtide temperatuuriandmed. Arvutuskõlbulikke seeriat leiti eelmainitud perioodil seitsmeteistkümnel korral. Nende põhjal arvutati kihistumise stabiilsus (joonis 9) ja kihtide paksused (joonis 10). 1978., 1981., 1999. ja 2003.–2006. aastatel oli väga terav kihistumine, 1957., 1984.–1998. ning 2001. aastal oli kihistumise stabiilsus aga keskmisest väiksem.



Joonis 9. Verevi järve kihistumise kasvuperioodi suurim stabiilsus ajavahemikul 1957–2009 ning punktiirjoonega kogu perioodi keskmine kihistumise stabiilsus



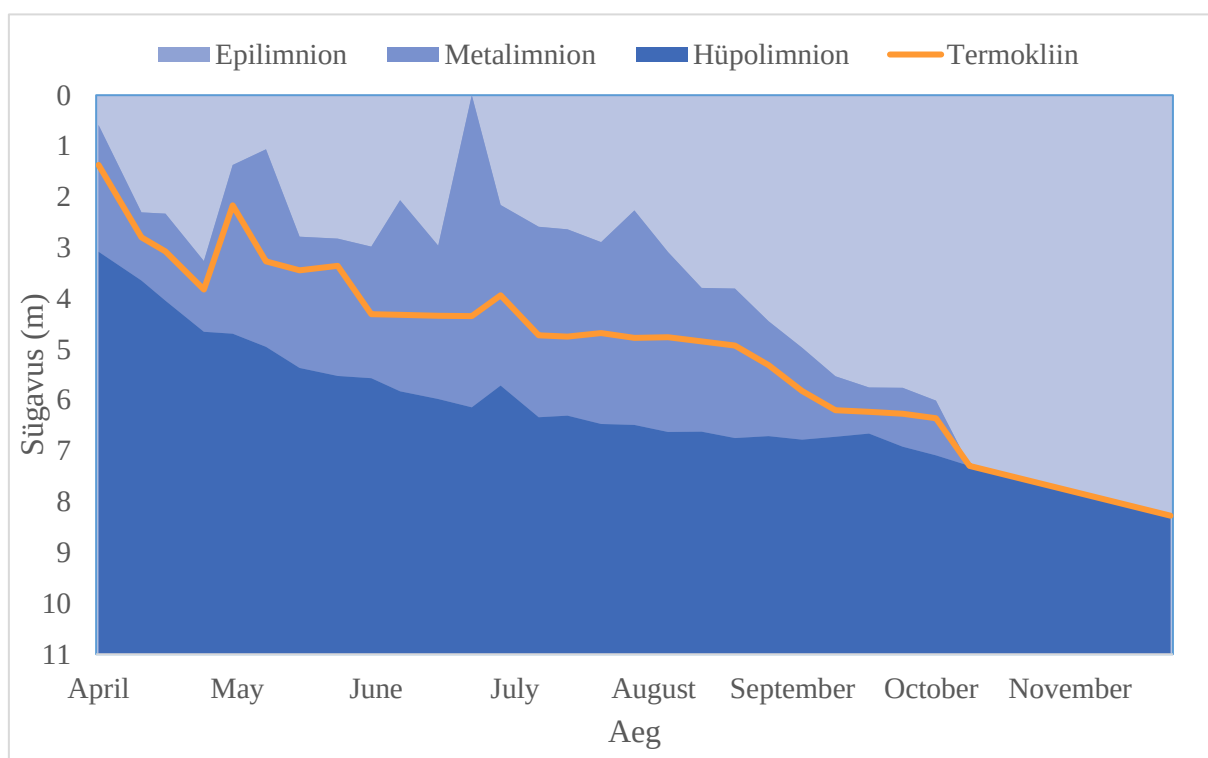
Joonis 10. Verevi järve veekihtide vertikaalne jaotus ning termokliini asend ajavahemikul 1957–2009. Andmed pärinevad hetkest, kui saavutati kasvuperioodi suurim stabiilsus



Joonis 11. Verevi järve temperatuurijaotus aastal 2000

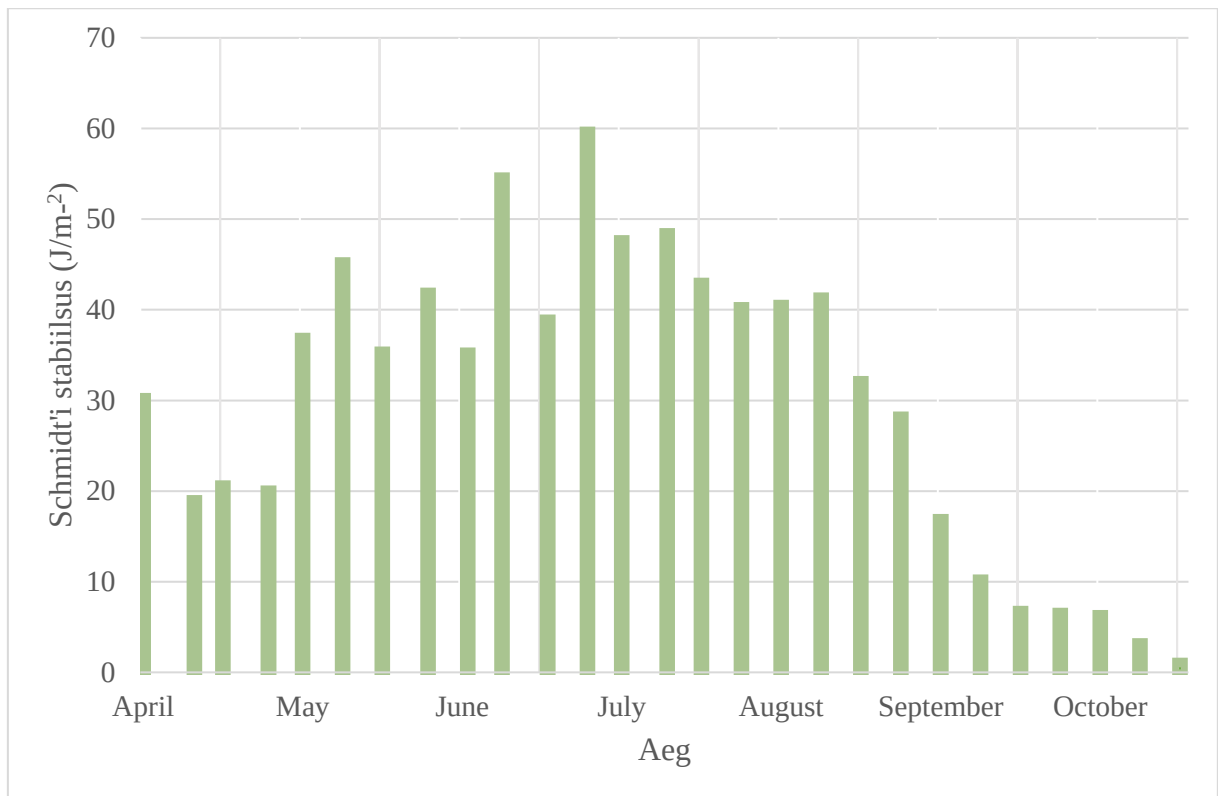
2000. aastal tehti Verevi järves perioodil 24. aprill kuni 23. oktoober 27 mõõtmist. Jääkate kadus 15. aprillil. Veekogu pindmise ja alumise kihi temperatuuride vahe oli juba olemas mõõtmisperioodi alguses ning veesambas oli toimunud kihistumine (joonis 11). Seejärel toimus eelkõige pealmise veekihi pidev soojenemine kuni augusti keskpaigani, mil pinnavesi hakkas järk-järgult maha jahtuma. Samuti soojenes tasapisi põhjalähedase veekihi temperatuur kuni septembri lõpuni ja oktoobri lõpuks oli kogu veesamba temperatuur ühtlustunud.

2000. aasta suve jooksul suurenes Verevi järves epilimnioni kiht ja vähenes hüpolimnioni maht (joonis 12). Metalimnion oli maist augustini 3–4 meetri paksune, septembrikuus aga hakkas kihi maht vähenema ning oktoobri lõpus toimus veekihtide ühtlustumine.

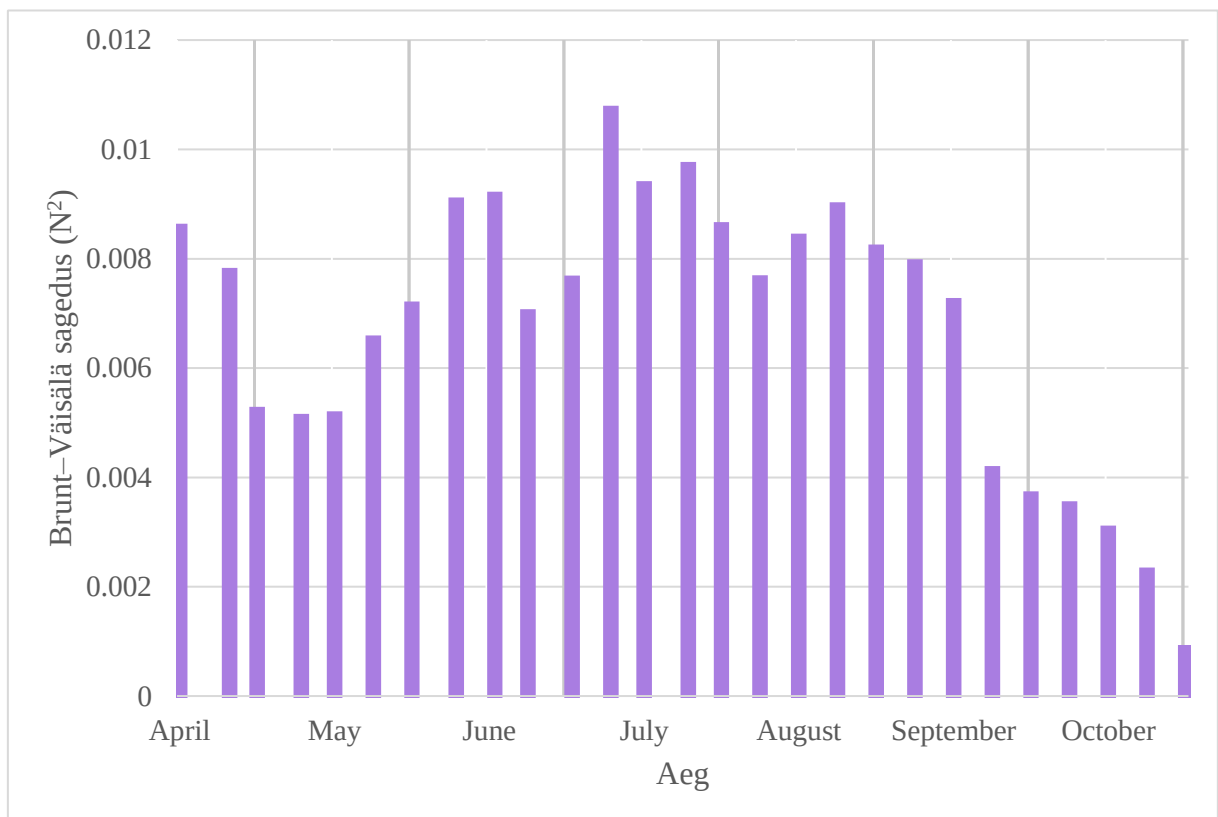


Joonis 12. Verevi järve veekihtide paksus 2000. aastal

2000. aasta maikuus tekkis terav kihistumine, mis oli suvekuudel püsiv, kuid samas hüplik nähtus (joonis 13). Kuna kihistumise stabiilsus oli kogu kevade vältel piisavalt tugev, siis jäi tollel aastal ära kevadine homotermia ehk veekogu täielik ühtlustumine. Mai keskpaigast augusti lõpuni olid nii kihistumise stabiilsus kui ka ujuvussagedus kõrged (joonis 13, 14). Augusti lõpus hakkasid mõlemad järsult langema ning oktoobris ühtlustus veekogu täielikult ja toimus sügisene homotermia.



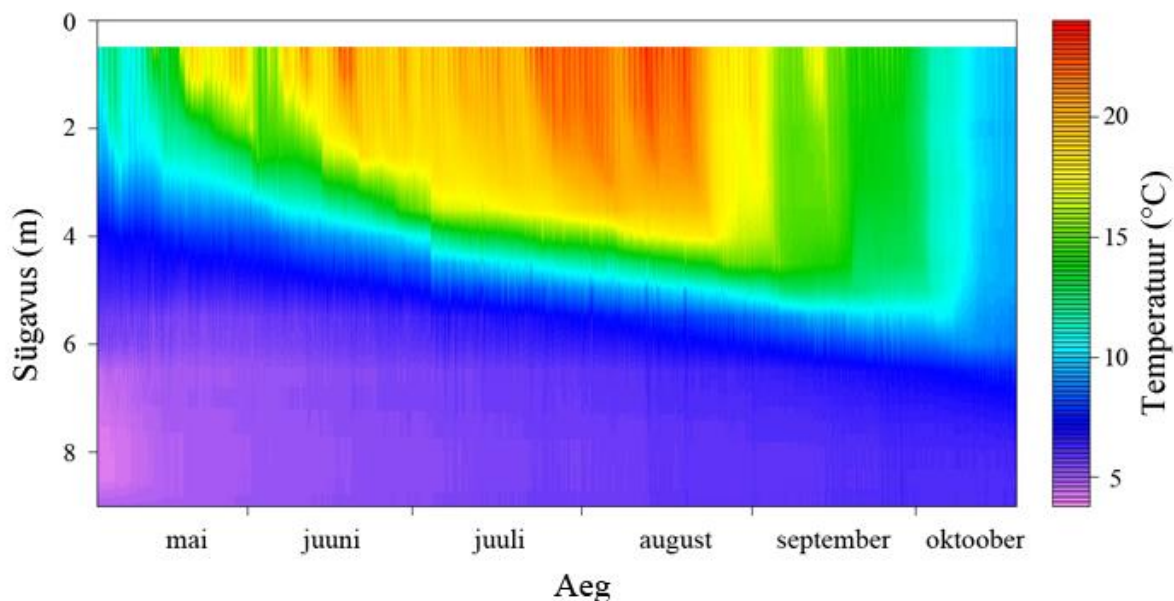
Joonis 13. Verevi järve kihistumise stabiilsus 2000. aastal



Joonis 14. Verevi järve Brunt-Väisälä sagedus 2000. aastal

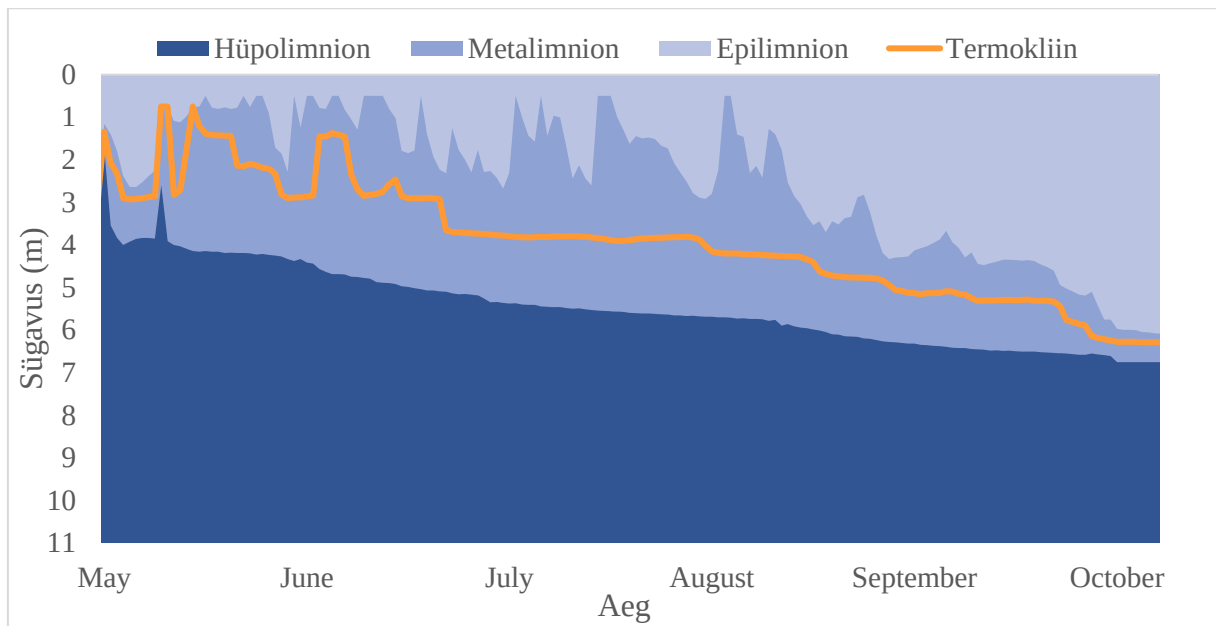
3.3 Kihistus ja selle kujunemine 2017. aastal

2017. aasta pidevmõõtmiste käigus (4. maist 19. oktoobrini) õnnestus Verevi järves edukalt jälgida soojuskihistuse kujunemist ja kadumist. Mõõtmisperioodi alguses (4. mail) oli pindmine veekiht võrreldes põhjalähedasega veidi kõrgema temperatuuriga, kuid veesammas ise oli suhteliselt homogeenne (joonis 15). Pindmise veekihi temperatuur kasvas järk-järgult ja saavutas oma suurima väärtuse (23,5 °C) võrdlemisi hilja, augusti teises pooles. Ka põhjalähedase veekihi temperatuur tõusis uurimisperioodi jooksul (4,8–6,2 °C).



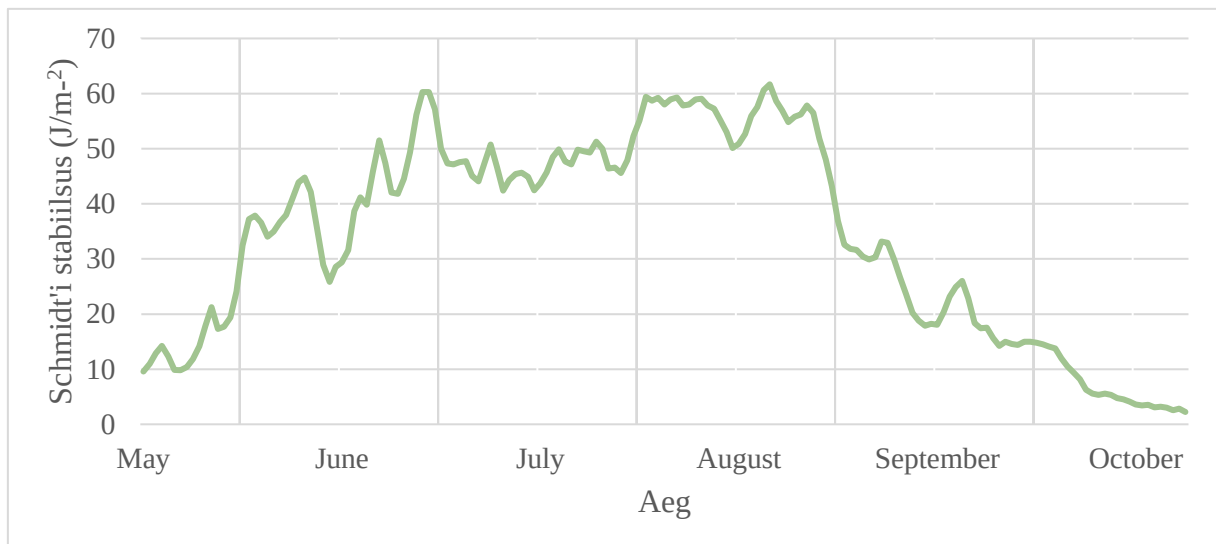
Joonis 15. Veetemperatuuri sügavusjaotuse dünaamika Verevi järves 2017. aastal

Termokliini asukoht muutus kevadel lühikese ajavahemiku jooksul rohkem kui 2 meetri ulatuses (joonis 16) ja ka epilimnioni paksus oli mai lõpust juuli alguseni väga muutlik (1–3 meetrit). Varieeruv oli samuti metalimnioni paksus: suvekuudel paiknes see 2–4 meetrise kihina pigem veesamba ülemises osas, sügiseks kahanes paksus 1–2 meetrile ja kiht nihkus järjest sügavamale. Hüpolimnioni osakaal veesambas vähenes uurimisperioodi jooksul märkimisväärselt. Kui kevadel ulatus hüpolimnioni ülempiir veel 4 meetrini, siis sügise segunemisperioodi ajaks oli see taandunud 7 meetri sügavusele.

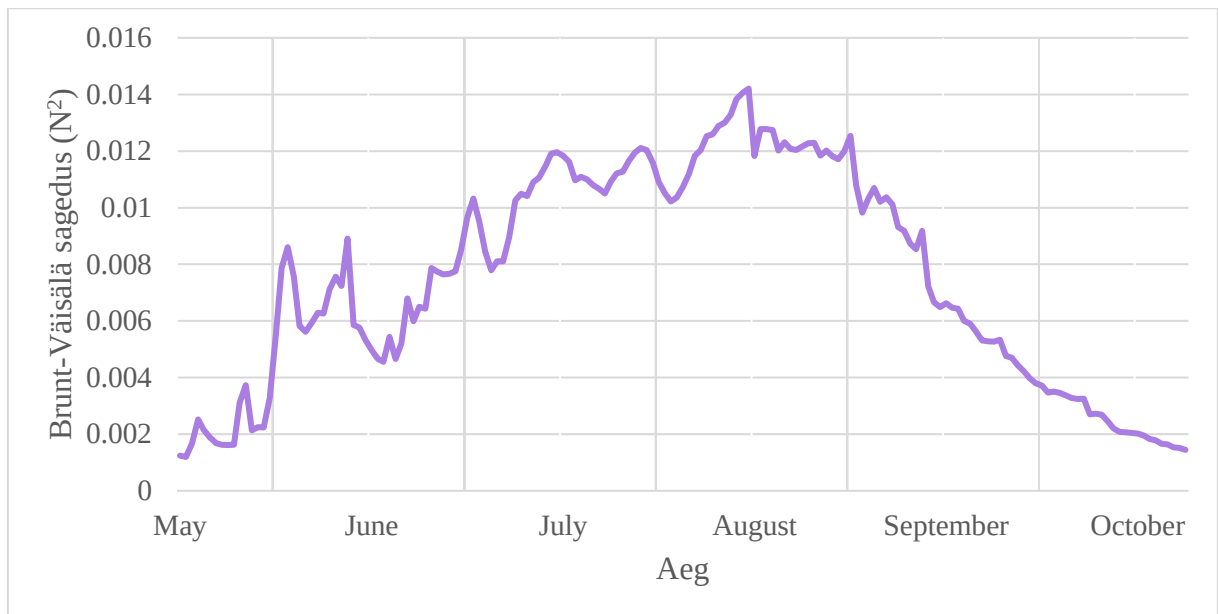


Joonis 16. Epi-, meta-, hüpolimnioni ning termokliini sügavusjaotus Verevi järves 2017. aastal

Kuigi kihistumisperioodi algus langes kokku pidevmõõtmiste algusega, oli kihistuse stabiilsus kuni juuni keskpaigani võrdlemisi heitlik (joonis 17) ja terve kasvuperioodi kihistumise stabiilsuse suurim väärtus ($61,6 \text{ J/m}^2$) tunduvat nõrgem võrreldes varasemate aastatega (joonis 9). Ühtlaste väärtusteni jõudsid kihistumisinäitajad (joonis 17, 18) alles juuni keskel. See kestis kuni augusti viimase dekaadini, mil järv hakkas kiirelt jahtuma ning veekihtide temperatuurid ühtlustuma. Oktoobri keskpaigaks oli järv praktiliselt homogeenne ning algas sügisene segunemine.



Joonis 17. Kihistumise stabiilsuse muutumine Verevi järves 2017. aastal



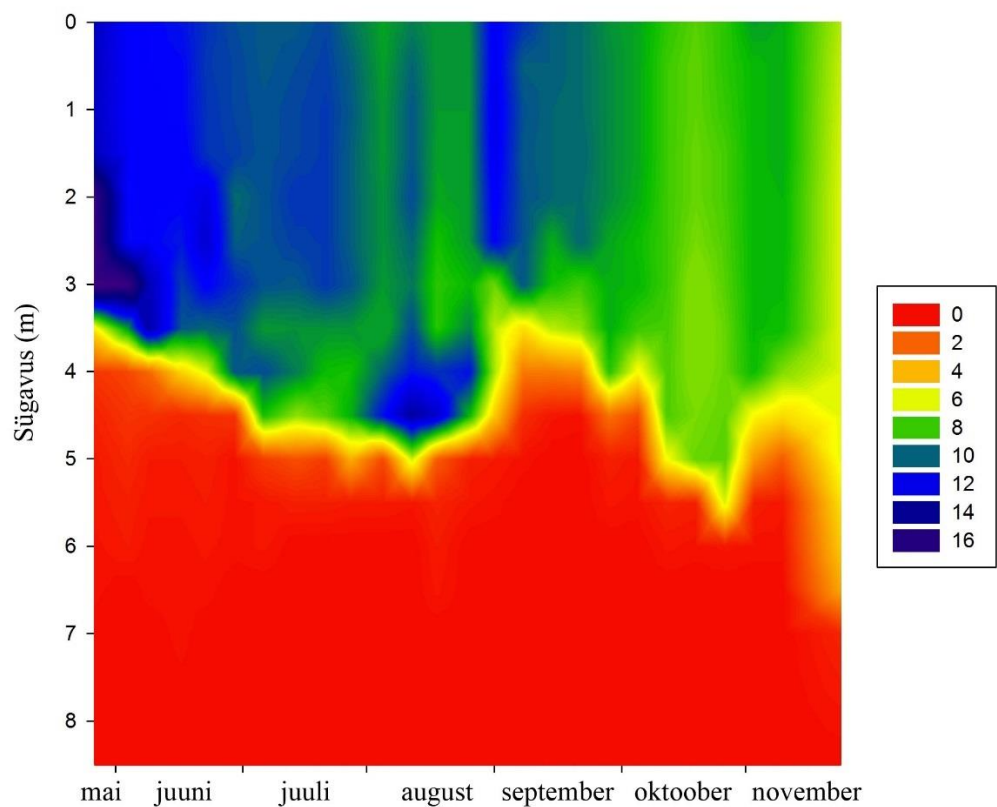
Joonis 18. Brunt-Väisälä sageduse muutumine Verevi järves 2017. aastal

3.4 Füüsikalis-keemilised ja elustikunäitajad 2017

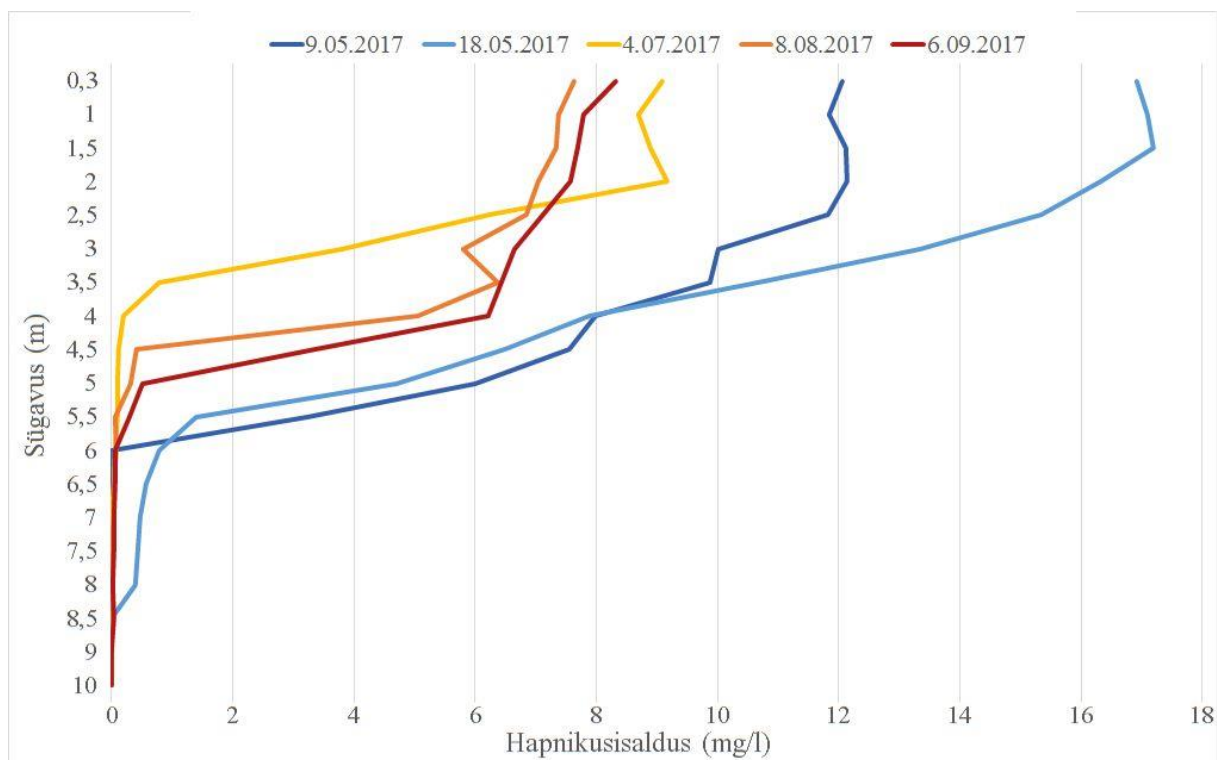
Verevi järve hapnikutingimused on olnud väga halvad kogu senise uurimisperioodi (1929–2017) jooksul. Suvise kihistumise ajal puudub hapnik kogu hüpolimnionist ja metalimnioni alumisest osast. 2000. aasta mõõtmiste (joonis 19) põhjal on hapnikujaotus jäävabal perioodil võrdlemisi ebaühtlane. Juba uurimisperioodi alguses, kui segunemisest oli möödas vaid mõned päevad, oli hüpolimnionis kujunenud hapnikupuudus.

Suurimad hapnikusisalduse kõikumised toimusid metalimnionis. Juuli keskpaigast kuni augusti lõpuni oli hapnikujaotus positiivselt heterograadne – hapnikusisalduse maksimum paikneb metalimnionis (11.07.2000 4,5 meetri sügavusel hapnikusisaldus 13,7 mg/l). Ka kevadel, uurimisperioodi alguses, oli hapnikusisaldus kõige suurem metalimnionis (24.04.2000 2,5 meetri sügavusel hapnikusisaldus 17,4 mg/l).

2017. aasta hapnikujaotus (joonis 20) ei erinenud võrreldes varasemate aastatega. Hüpolimnionis puudus hapnik kõigi mõõtmiskordade ajal ja hapnikjaotus ise oli valdavalt klinograadne. Üksnes 8. augustil oli märgatav negatiivne heterograadne hapnikujaotus, kus hapnikusisalduse hüppeline langus ja tõus paiknes 3 meetri sügavusel.



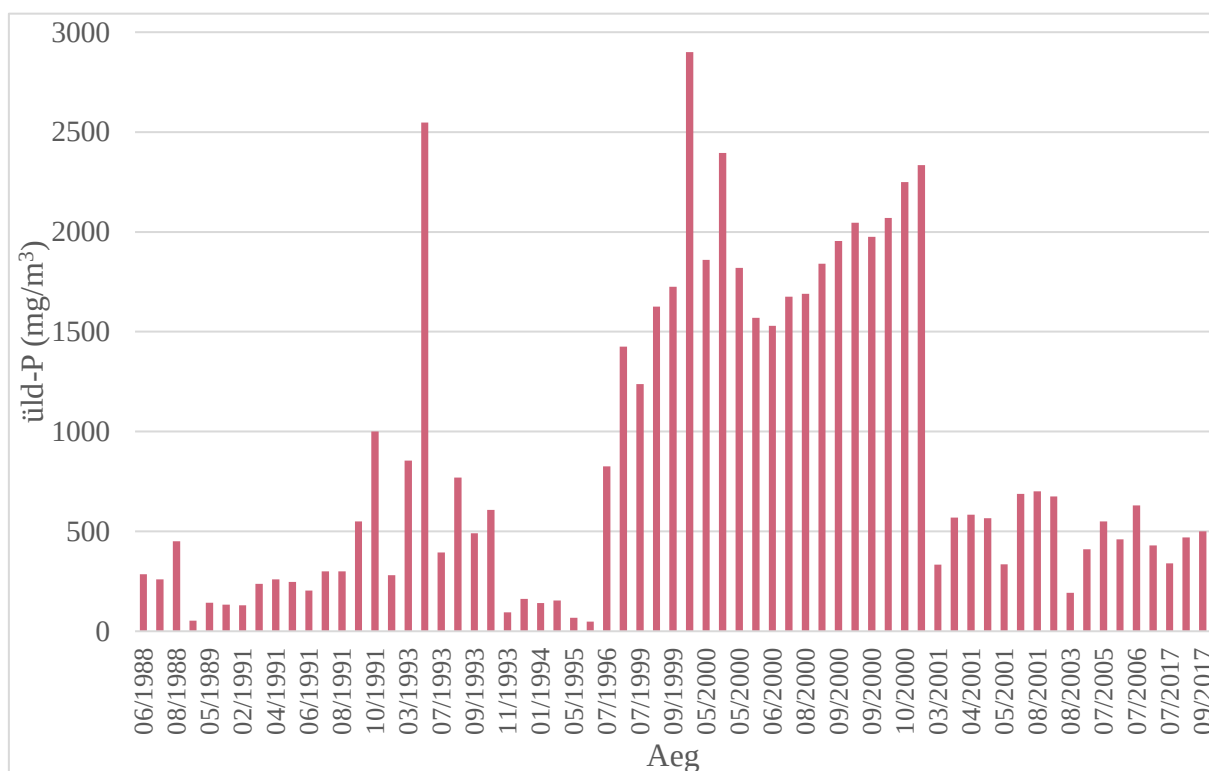
Joonis 19. Verevi järve hapnikujaotus 2000. aastal



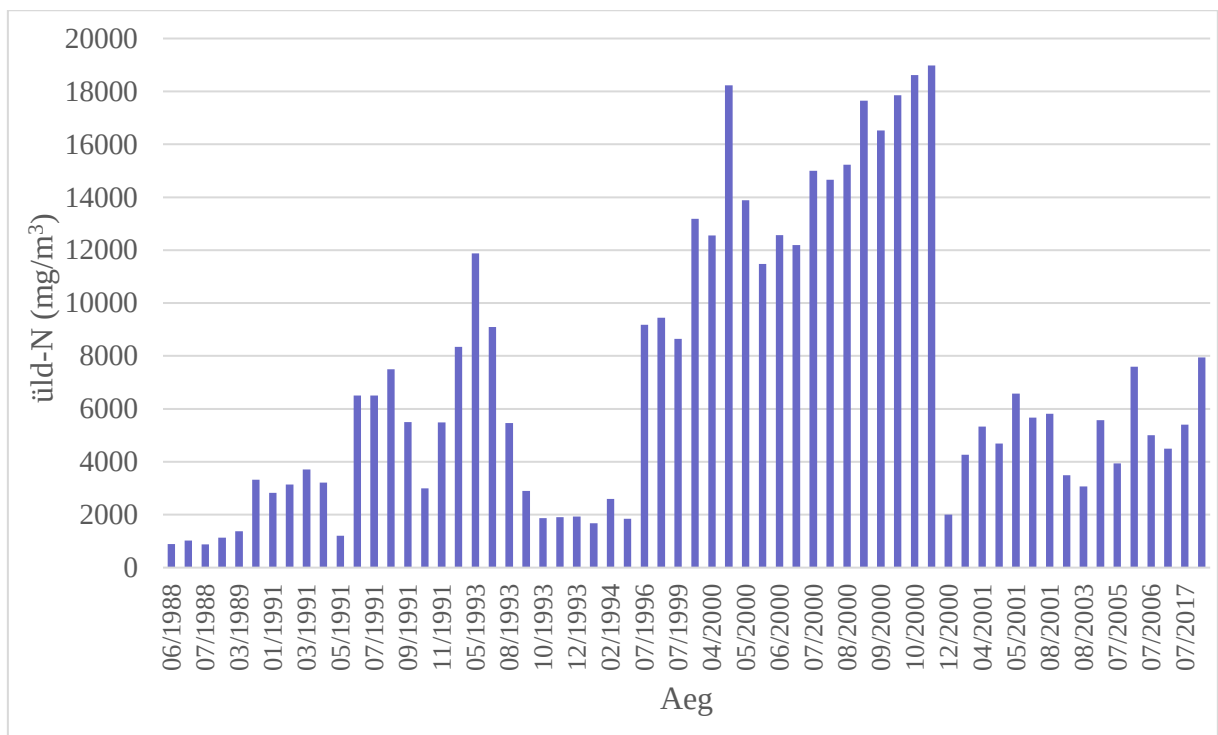
Joonis 20. Verevi järve hapnikujaotus 2017. aastal

Verevi järve üldfosfori ja -lämmastiku sisaldus on viimase kolmekümne aasta jooksul pidevalt muutunud ja seda peegeldab hästi toiteainete hulk hüpolimnionis (joonis 21, 22). Drastilised hüpped on toimunud aastatel 1991–1993 ning 1996–2000. Praeguseks on aga alates 2001. aastast Verevi üldfosfori ja -lämmastiku sisaldus stabiliseerunud. Võrreldes kõige kõrgema üld-P sisaldusega terve vaatlusperioodi jooksul (24.04.2000 2900 mg/m³), oli 2017. aasta kõige suurem üldfosfori sisaldus (06.09.2017 500 mg/m³) ligikaudu kuus korda väiksem. Samuti kõige suurem üld-N sisaldus Verevi järves kogu vaatlusperioodi jooksul (04.12.2000 18 980 mg/m³) on 2017. aasta suurimast väärtusest (06.09.2017 7940 mg/m³) kaks pool korda suurem.

1991. ja 2000. aastatel on tänu tihedamatele mõõtmistele märgata ka toiteainete hulga kiiret kasvu kihistumisperioodi jooksul. 2001. aastal on aga toiteainete sarnane akumulatsioon hüpolimnionis võrdlemisi tagasihoidlik.

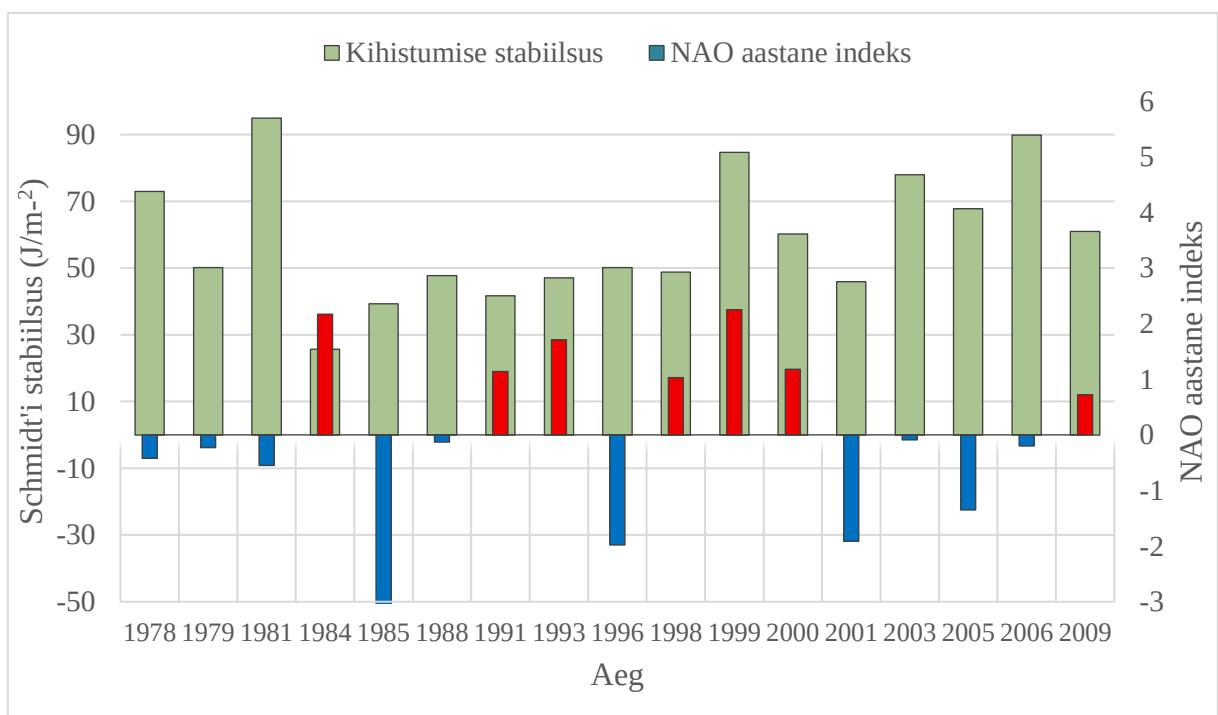


Joonis 21. Üldfosfori (üld-P) sisaldus Verevi järve hüpolimnionis ajavahemikul 1988–2017

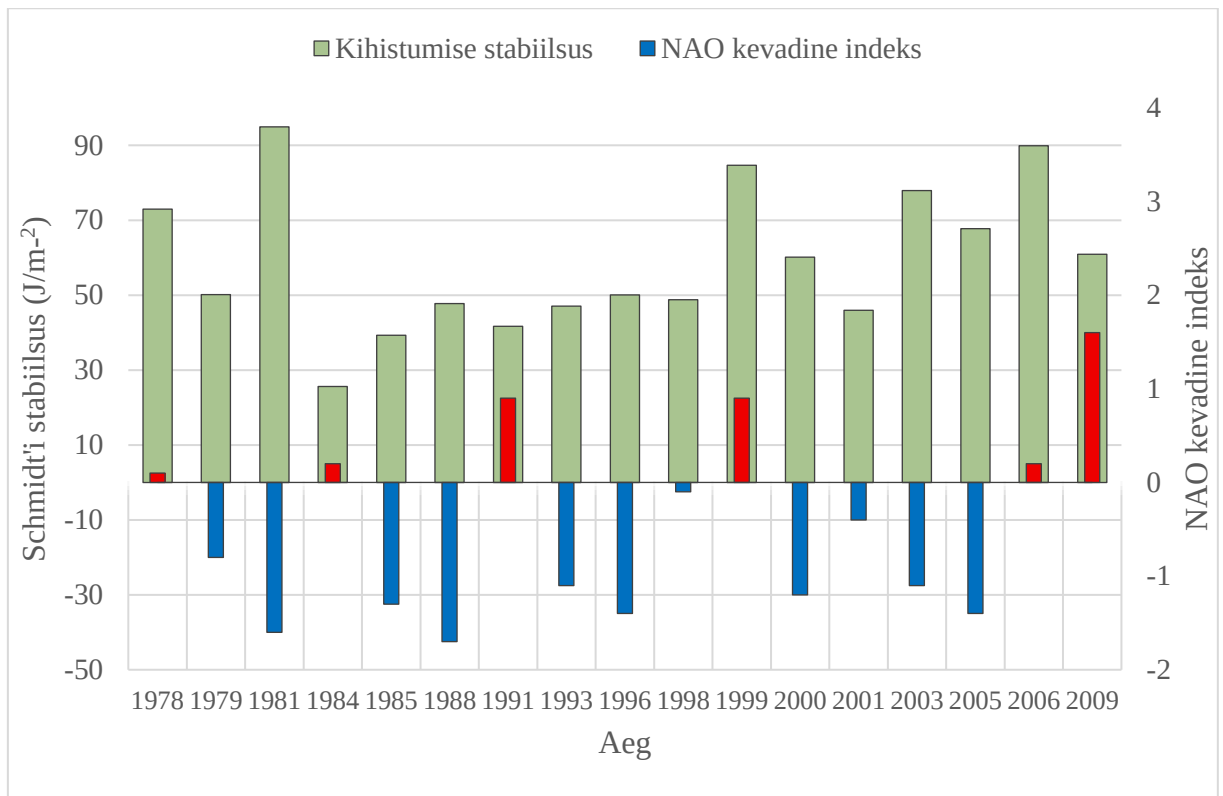


Joonis 22. Üldlämmastiku (üld-N) sisaldus Verevi järve hüpolimnionis ajavahemikul 1988–2017

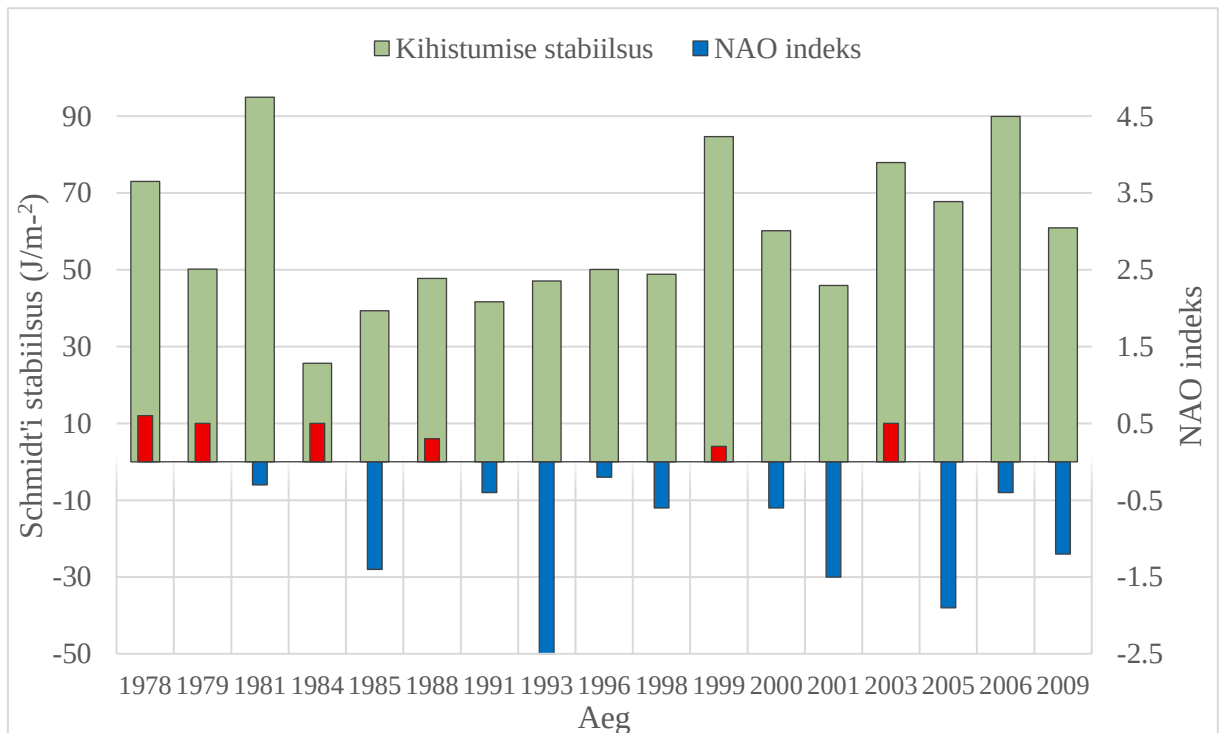
Ilma mõju kihistumise stabiilsusele ajavahemikul 1978–2009 hinnati esmalt NAO indekseid kaudu (joonised 23–26).



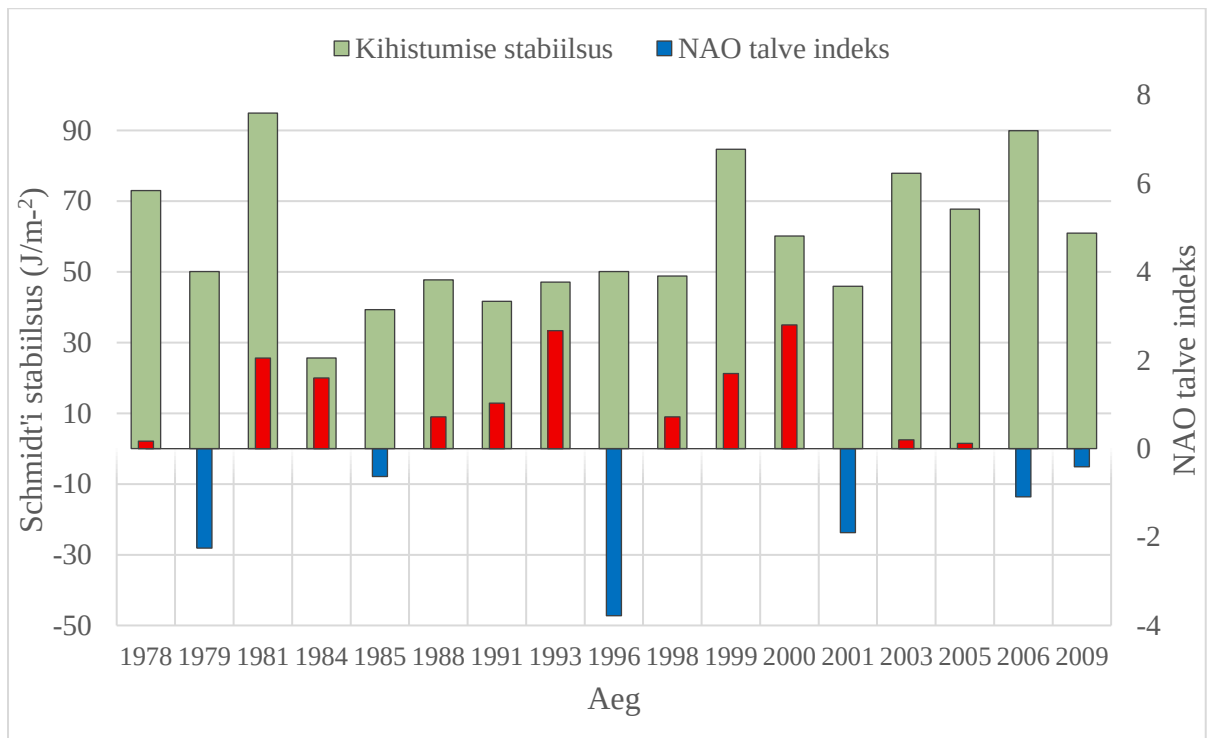
Joonis 23. NAO aastane indeks koos kihistumise stabiilsusega ajavahemikus 1978–2009



Joonis 24. NAO kevadine (aprill, mai juuni) indeks koos kihistumise stabiilsusega ajavahemikus 1978–2009



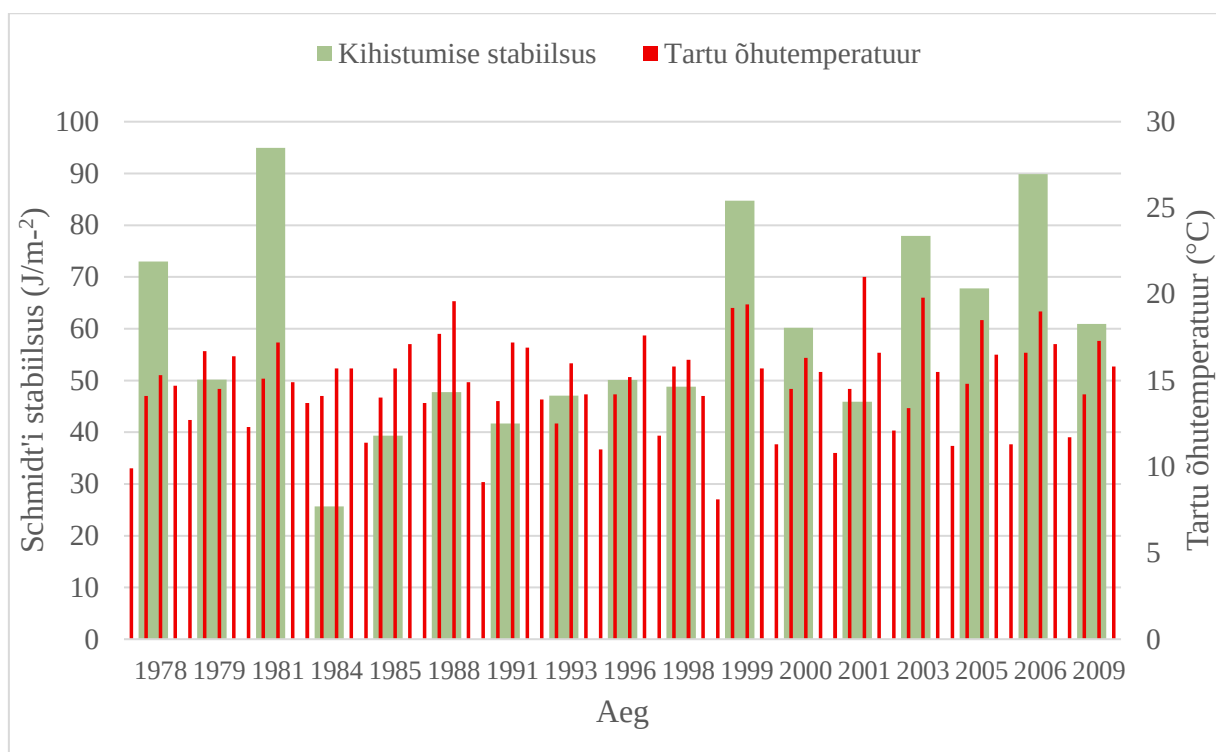
Joonis 25. NAO (mai, juuni, juuli) indeks koos kihistumise stabiilsusega ajavahemikus 1978–2009



Joonis 26. NAO talve (detsember, jaanuar, veebruar märts) indeks koos kihistumise stabiilsusega ajavahemikus 1978–2009

Statistiliselt olulist seost (Pearsoni korrelatsioon; $p > 0,05$) erinevate NAO indeksite ja kihistumise stabiilsuse (joonised 23–26) vahel ei leitud.

Ajavahemikul 1978–2009 on Tartu keskmine suvine (mai kuni august) õhutemperatuur kasvanud 1,25 kraadi (joonis 27). Temperatuuri kasvutrendil on ka teatav seos kihistumise stabiilsuse kasvuga, hoolimata sellest, et 1981. aastal on mõõdetud kihistumise stabiilsuse suurim väärtus.



Joonis 27. Tartu keskmine suvine õhutemperatuur ja Verevi järve kihistumise stabiilsus ajavahemikul 1978–2009

4. Arutelu

Uued kaardistusandmed näitavad selgelt, kui palju võivad muutuda olulised morfomeetrilised näitajad tänapäevase meetodika kasutamisel. Mõnede järvede pindalamuutused on seostatavad veetaseme muutusega (Wetzel, 2001). Verevi järve veetaset küll ei mõõdetud, kuid sissevoolu möödajuhtimise ja väljavoolu tõkestamisega on see langenud (Ott & Kõiv, 2005). Teisalt on Verevi järve kaldanõlv väga järsk ning veetase peab langema suures ulatuses, et mõju pindalale oleks märgatav. Pigem on põhjus selles, et järve enda kaldajoon on aja jooksul muutunud ja seda eriti põhjapoolses osas, kus osa kunagisest veepeeglist on hõivatud õõtsiku ja kaldaveetaimede poolt. Kaldajoone ettevalmistamisel lõigati see osa järve pindalast välja. Tähelepanuväärsed on ka veekihtide mahtude erinevused võrreldes varasemate aastatega. Sügavate veekihtide suurem maht näitab, et atmosfäärist on isoleeritud siiani arvatust palju suurem osa kogumahust.

Verevi järve veetemperatuuri 2017. aasta pidevmõõtmised ja võrdlus varasemate andmetega näitavad, et soojuskihistus Verevi järves on kasvuperioodi jooksul võrdlemisi heitlik ning kihistumise stabiilsus pole märkimisväärne isegi kesksuvel. Võrreldes teiste Eesti kihistunud väikejärvedega on Verevi veesamba stabiilsus oluliselt tagasihoidlikum. Näiteks 1981. aastal registreeritud suurim väärtus ($94,9 \text{ J/m}^2$), on oluliselt madalam kui Rõuge Suurjärve (605 J/m^2) või Kaussjärve (225 J/m^2) stabiilsus (Tirmaste, 2016).

Pidevmõõtmised ja stabiilsusarvutused seavad mõningase kahtluse alla ka oletuse, et Verevi järv võiks olla pikemat aega osaliselt meromiktne veekogu. Temperatuurist tingitud erinevused vee tiheduses ei pruugi olla piisavad kihistuse säilitamiseks ja mineraalainete sisaldus on liiga väike, et soojuskihistust toetada. Püsiv hüpolimnioni hapnikupuudus, mida loeti 2000. aastal üheks osalise meromiksia kriteeriumiks (Ott & Kõiv, 2005), ei pruugi olla piisav, sest hüpertroofsete järvede hüpolimnionis tarvitatakse hapnik üldjuhul väga kiiresti ära (Mazinger *et al.*, 2010). Ilmselt oli 2000. aasta kevad ka võrdlemisi erandlik, kus jäälagnemisele järgnes ilma väga kiire soojenemine (Ott & Kõiv, 2005) ja kõikide veekihtide korralikuks läbisegamiseks jäi aega napiks. Soomes on taolist nähtust kirjeldatud peamiselt tumedaveeliste järvede puhul (Hakala, 2004), mis sarnaselt Verevi järvele on tuule eest varjatud.

Kuigi 2017. aastal mõõdeti hapnikusisaldust järvel vaid viiel korral, siis võrdluses varasema uurimisperioodiga pole märgata muutusi hapnikurežiimis, mis on endiselt seisundis „halb“. Kihistumisperioodil on hüpolimnionis püsivalt hapnikupuudus, mis küünib vahel ka metalimnioni alumistesse kihtidesse. Selles osas on Verevi järv sarnane paljude teiste kihistunud Eesti väikejärvedega, mille ökoloogiline seisund on muutunud inimõju tulemusena halvemaks (Tirmaste, 2016).

Toiteainete akumulatsioon kõrge toitelisusega kihistunud järvede hüpolimnionis (joonis 21, 22) on limnoloogias tuntud fenomen (Wetzel, 2001), mida oluliselt võimendab hapnikupuudus. Verevi järve puhul torkab aga silma, et nii fosfor- kui ka lämmastikuühendite rekordiline kasv hüpolimnionis langeb kokku osalise meromiksia ilmingutega 2000. aastal. Taoline, kuid natuke vähemilmekam olukord on esinenud ka 1993. aastal. Seega on osaline meromiksia järve ökosüsteemi seisukohalt oluline tegur, mis küll pidurdab toiteainete jõudmist epilimnioni, kuid kasvatab nende sisalduse hüpolimnionis väga kõrgete väärtusteni.

Teisalt on tähelepanuväärne, et juba alates 2001. aastast on toiteainete kogused püsinud hüpolimnionis võrdlemisi stabiilsetena. Näiteks fosfori kui veeökosüsteemide kõige olulisema toiteaine sisaldus pole hüpolimnionis viimastel aastatel enam üle 500–600 mg/m³ küündinud. Põhjus võib olla peamise sissevoolu järvest möödajuhtimine ja vanade biotiikide eraldamine tammidega, mis välistab täiendavate toiteainete jõudmise järve. Teiselt poolt vähenes seeläbi miinimumini ka järve veevahetus ning eutrofeerunud järvede tervenemise üheks eelduseks peetakse piisavat veevahetust, millega viiakse järvest välja akumulatsioon toiteained (Beklioglu *et al.*, 1999). Kõige olulisem tegur on aga järve põhjasetete fosforisisaldus, mis sellel juhul on oluliselt madalam võrrelduna teiste Eesti eutroofsete järvedega (Kisand, 2005) ja seega on ka võimalik enesereguleerimine toiteainetega väiksem.

Kihistuse stabiilsuse seos keskmise suvise õhutemperatuuriga on Verevi järve puhul nähtav (joonis 27). Kõrgema õhutemperatuuri korral on soojuskaod järvest väiksemad ja kihistumisperioodi pikenemine tõenäolisem. Ka lühemad talved ja varajasem jää sulamine (ClimateChangePost: Estonia, 2017) võivad pikendada kihistumisperioodi ning muuta kihistumist stabiilsemaks. Nõnda on Zürichi järve kihistumine muutunud viimase poolsajandi jooksul oluliselt stabiilsemaks just tänu kliima soojenemisele (Coats *et al.*, 2013). Seega võib järeldada, et tulevikus muutub ka Verevi järves kihistumise periood pikemaks ja stabiilsus suureneb.

Seoste puudumine NAO ja kihistuse stabiilsuse vahel pole samas üllatav, sest Verevi järve andmerekord on suhteliselt hõredad ning järve ise väike. NAO näol on tegemist globaalse nähtusega ja selle mõju on kergemini märgatav suurte veekogude nagu Võrtsjärve puhul (Nõges, 2004).

Samas võib muutlik ja vähese stabiilsusega kihistus soodsate tingimuste kokkulangemisel muuta Verevi järve ökoloogilist seisundit halvemaks. Näiteks jahe ning sademerohe suvi võivad tekitada olukorra, kus järve seguneb ka kasvuperioodil ning seni kindlalt hüpolimnionis olnud toiteained on fütoplanktonile ja suurtaimedele kasutatavad. Selle tulemusena kasvab fütoplanktoni biomass, väheneb vee läbipaistvus ja oma kasvupinda laiendab järve madalate osade taimestik.

Seetõttu on tulevikuproгноosi tehes väga oluline lähtuda ilmastikutingimustest. Kui suvi on jahe ja vihmarohke, siis võib toimuda veekogu segunemine, mille tagajärjeks on veeõitsengud, kalade suremised ja muud virgestuse jaoks ebasobivad ilmingud. Kliimasoojenemise tõttu jäävaba perioodi pikenemisel muutub aga Verevi järve kihistumise stabiilsus tugevamaks ning ained on pikema perioodi vältel hüpolimnioni lukustunud. Siis on ka järve puhkemajanduslik väärtus suurem.

Kokkuvõte

Töö käigus uuriti Verevi järve kihistumise kujunemist ja kadumist 2017. aasta jäävabal perioodil. Selle jaoks paigutati järve automaatseirejaam ja koostati uus sügavuskaart. Lisaks kasutati 2017. aastal riikliku seire käigus mõõdetud hüdrokeemilisi ja elustikunäitajaid ning varasemate aastakümnete jooksul andmebaasidesse kogunenud mõõtmiste andmeid.

Verevi järve pidevmõõtmised 2017. aasta jäävabal perioodil näitavad, et veekogu pole nii tugevalt kihistunud, kui eelnevalt arvati. Võrreldes teiste Eesti kihistunud väikejärvedega on veesamba stabiilsus oluliselt madalam. Märkimisväärne on üldlämmastiku ja -fosfori hulk hüpolimnionis, mis on püsinud pärast 2001. aasta hüppelist langust stabiilsena. Kõrvutades põhjasetete fosforisisaldust teiste Eesti eutroofsete järvedega on üldfosfori hulk Verevis palju väiksem.

Lisaks seavad uurimistulemused kahtluse alla selle, et Verevi järv võiks olla osaliselt meromiktne ja jätta ära kevadisi kihistumisi, nagu toimus 2000. aastal. Tol aastal ära jäänud kevadine homotermia oli pigem erandlik ja põhjustatud ilma kiirest soojenemisest pärast jää lagunemist.

Kliima soojenemisel on olemas teatud seos Verevi järve kihistumise stabiilsusega. Kuna pikema perioodi vältel on ilmad soojemad, on ka kihistumisperiood pikem. Samas pole kihistumine suve alguses veel järves tugev, vaid on muutlik. Seetõttu võib juhtuda, et suvel jaheda ilma korral toimub veekogu segunemine ja muidu hüpolimnioni lukustunud toitained on toiduks fütoplanktonile ja makrofütidele, mille tagajärjel toimub veekogu vohamine. Soojade ilmade korral on aga veekogu tugevalt kihistunud ja toitained lukustunud hüpolimnioni.

Tulemused näitavad selgelt, et pidevmõõtmisi tuleks hakata rakendama kihistuvate väikejärvede seires. Praegune riiklik seireprogramm, kus veetemperatuuri mõõdetakse vaid neljal korral aastas, ei suuda ammendavalt peegeldada soojuskihistumist. Viimane on aga peamine tegur, mis määrab selliste järvede ökosüsteemide toimimise ja seisundi.

Kriitiliselt tuleks üle vaadata senised järvede sügavuskaardid. Erinevused Verevi järve uue ja vana sügavuskaardi vahel on samuti märgiks, et pea 90 aastane kaardimaterjal tuleks asendada uue ja täpsemaga.

Märksõnad: limnoloogia, hüdrokeemia, stratifikatsioon, pidevmõõtmised, Verevi järv

Summary

Hugo Treffner Gymnasium

Pilleriin Jukk

Supervisors: Toomas Kõiv, Hele Kiisel

Thermal and chemical stratification in Lake Verevi, changes during last decades and future prognosis.

Research Paper

2018

The aim of this research was to examine water stratification in Lake Verevi during year 2017, analyse and compare the results with previous monitorings', which have been done during the last decades, and make a future prognosis. A high-resolution continuous measurements depot was used to collect data about Lake Verevi in year 2017. Extra data used in this research was from national environment monitoring programme and previously collected information in databases. In addition, to have a better understanding in Lake Verevi's water stratification, a new bathymetric map was made.

Collected data and analysis show that Lake Verevi is not as stratified as previously thought. In comparison with other stratified Estonian lakes, stratification parameter is much lower in Lake Verevi. Oxygen quantity in lower part of the waterbody is still non-existent. In addition, study shows that Verevi is not a partly meromictic lake. Absence of spring turnover in year 2000 was probably an exceptional occurrence.

There is a connection between climate change and water stratification in Lake Verevi. As climate gets continuously warmer, it induces stratification, whereas in cases of colder weather and/or rain there may be a case of water mixing. This may happen in the beginning of summer because of unstable stratification, which would cause algal bloom.

Moreover, high-resolution continuous measurements should be put to use when monitoring lakes. Without doing so, the data may be insufficient and analysis along with future prognosis imprecise.

Keywords: limnology, hydrochemistry, stratification, high-resolution continuous measurements, Lake Verevi

Kasutatud kirjandus

- Beadle, L. C. 1981. The inland waters of tropical Africa: an introduction to tropical limnology. Second edition. New York: Longman.
- Beklioglu, M., Carvalho, L., Moss, B. 1999. Rapid recovery of a shallow hypertrophic lake following sewage effluent diversion: lack of chemical resilience. *Hydrobiologia*, 412, 5–15.
- Birge, E. A. 1897. Plankton studies on Lake Mendota: II. The crustacea from the plankton from July 1894 to December 1896. *Transactions of the Wisconsin Academy of Sciences. Arts and Letters*, 11, 274–448.
- Boehrer, B., Schultze, M. 2008. Stratification of Lakes. *Reviews of Geophysics*, 46.
- Brönsted, J. N., Wesenberg-Lund, C. 1911. Chemische-physikalische Untersuchungen der dänischen Gewässer nebst Bemerkungen über ihre Bedeutung für unserere Auffassung der Temporalvariationen. *International Review of Hydrobiology*, 4.
- Climate Prediction Center: North Atlantic Oscillation. 2012. Climate Prediction Center. Kättesaadav: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/nao.shtml> (13.02.2018).
- ClimateChangePost: Estonia. 2017. The ClimateChangePost. Kättesaadav: <https://www.climatechangeestonia.com/estonia/climate-change/> (11.02.2018).
- Coats, R. N., Sahoo, G. B., Riverson, J., Costa-Cabral, M., Dettinger, M., Wolfe, B., Reuter, J. Schladow, G., Goldman, C. R. 2013. Historic and Likely Future Impacts of Climate Change on Lake Tahoe. C. R. Goldman, M. Kumagai, R. D. Roberts (toim). *Climatic Change and Global Warming of Inland Waters: Impacts and Mitigation for Ecosystems and Societies*. UK: Wiley-Blackwell. 231–254.
- Dodds, W. K., Whiles, M. R. 2010. Freshwater Ecology: Concepts and Environmental Applications of Limnology, Second Edition. Academic Press.
- Findenegg, I. 1935. Limnologische Untersuchungen in Karntner Seengebiete. Ein Beitrag zur Kenntnis des Stoffhaushaltes in Alpenseen. *International Review of Hydrobiology*, 32, 369–423.
- Golden Software: Products. 2016. Golden Software, LLC. Kättesaadav: <http://www.goldensoftware.com/products/surfer> (22.11.2017).
- Grabowski, S. J. 2006. Hydrogen Bonding - New Insights. Springer.
- Grasshoff, K., Ehrhardt, M., Kremling, K. 1981. Methods of Seawater Analysis. New York.

- Grasshoff, K., Kremling, K., Ehrhardt, M. 1977. Report of the Baltic Intercalibration Workshop. Kiel.
- Hakala, A. 2004. Meromixis as a part of lake evolution - Observations and a revised classification of true meromictic lakes in Finland. *Boreal Environment Research*, 9, 37–53.
- Hurrell, J., National Center for Atmospheric Research Staff. 2017. The Climate Data Guide: Hurrell North Atlantic Oscillation (NAO) Index (station-based). The National Center for Atmospheric Research. <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/hurrell-north-atlantic-oscillation-nao-index-station-based> (7.12.2017).
- Hutchinson, G. E. 1957. A Treatise on Limnology, vol. 1. Geography, Physics and Chemistry. New York: John Wiley & Sons.
- Hutchinson, G. E., Löffler, H. 1956. The thermal classification of lakes. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 42, 85.
- Kisand, A. 2005. Distribution of Sediment Phosphorus Fractions in Hypertrophic Strongly Stratified Lake Verevi. *Hydrobiologia*, 547, 33–39.
- Lampert, W., Sommer, U. 2007. Limnoecology: The Ecology of Lakes and Streams. New York: Oxford University Press.
- Likens, G. E. 2010. Lake Ecosystem Ecology: A Global Perspective. San Diego: Academic Press.
- Martin, J. L., McCutcheon, S. C. 1999. Hydrodynamics and Transport for Water Quality Modeling. Boca Raton: Lewis Publications.
- Matzinger, A., Müller, B., Niederhauser, P., Schmid, M., Wüest, A. 2010. Hypolimnetic oxygen consumption by sediment-based reduced substances in former eutrophic lakes. *Limnology and Oceanography*, 55, 2073–2084.
- Moss, B. 2010. Ecology of Freshwaters - A view for the twenty-first century. Chichester: Wiley-Blackwell.
- Mäemets, A. 1977. Eesti NSV järved ja nende kaitse. Tallinn: Valgus.
- Mäemets, A. 1991. Füüsilis-geograafiline iseloomustus. H. Timm (toim), *Verevi järve seisund*. Tartu: Eesti Teaduste Akadeemia Zooloogia ja Botaanika Instituut. 13–33.
- Mäemets, H., Freiberg, L. 2005. Long- and short-term changes of the macrophyte vegetation in strongly stratified hypertrophic Lake Verevi. *Hydrobiologia*, 547: 175–184.

- Nõges, T. 2004. Reflection of the changes of the North Atlantic Oscillation Index and Gulf Stream Position Index in the Hydrology and phytoplankton of Vortsjarv, a large, shallow lake in Estonia. *Boreal Environment Research*. 9, 401–407.
- O'Sullivan, P. E., Reynolds, C. S. 2004. The Lakes Handbook Volume 1: Limnology and Limnetic Ecology. Blackwell Science.
- Ott, I., Kõiv, T. 2005. Lake Verevi, Estonia - A Highly Stratified Hypertrophic Lake. Springer.
- Perello, M. M., Kane, D. D., Golnick, P., Hughes, M. C., Thomas, M. A., & Conroy, J. D. 2017. Effects of Local Weather Variation on Water-Column Stratification and Hypoxia in the Western, Sandusky, and Central Basins of Lake Erie. *Water*, 9, 279.
- R Core Team. 2017. R: A Language and Environment for Statistical Computing. R Foundation for Statistical Computing. Kättesaadav: <http://www.R-project.org/> (7.12.2017).
- Raukas, A., Rõuk, A. -M. 1995. VI Pinnamood ja selle kujunemine: Lavamaad, tasandikud. Madalikud ja orundid. Valgus.
- Read, J. S., Hamilton, D. P., Jones, I. D., Muraoka, K., Winslow, L. A., Kroiss, R., Wu, C. H., Gaiser, E. 2011. Derivation of lake mixing and stratification indices from high-resolution lake buoy data. *Environmental Modelling and Software*, 26, 1325–1336.
- Riikoja, H. 1930. Zur Morphometrie einige Seen Eestis. Andmeid Eesti ala järvede uurimiseks. Tartu: Tartu Ülikool.
- Saia, K. 2011. Osaliselt meromiktse järve ökosüsteemi funktsioneerimine Verevi järve näitel. Bakalaurusetöö. Tartu: Eesti Maaülikool. Põllumajandus- ja keskkonnainstituut. Limnoloogiakeskus.
- Scheffer, M. 1998. Ecology of Shallow Lakes. Chapman & Hall.
- Schmidt, W. 1915. Über den Energie-gehalt der Seen. Mit Beispielen von Lunzer Untersee nach Messungen mit einen einfachen Temperaturlot. *International Review of Hydrobiology*, 6.
- Schmidt, W. 1928. Über Temperatur and Stabilitätsverhältnisse von Seen. *Geographiska Annaler*, 10, 147–177.
- Tamre, R. 2006. Eesti järvede nimestik: looduslikud ja tehisjärved. Tallinn: Keskkonnaministeeriumi Info- ja Tehnokeskus.
- Tirmaste, S.-M. 2016. Eesti sügavate väikejärvede soojuskihistus ja gaasirežiim kui inimõju ning kliimamuutuste peegeldaja. Bakalaurusetöö. Tartu: Eesti Maaülikool. Põllumajandus- ja keskkonnainstituut. Limnoloogiakeskus.
- Tundisi, J. G., Tundisi, T. M. 2011. Limnology. Boca Raton: CRC Press.

- Vareschi, E., Vareschi, A. 1984. The ecology of Lake Nakuru (Kenya). *Oecologia*, 61, 61–70.
- Wetzel, R. G. 2001. Limnology: Lake and River Ecosystems. Third Edition. Academic Press.

Lisad

Lisa 1 Sügavuskaardi tegemise jaoks kasutatud vahendid. Foto: Kõiv, T.



Lisa 2 Verevi järve batümeetriline kaart (Riikoja, 1930)

