

TALLINNA ÜLIKOOL
Matemaatika ja Loodusteaduste Instituut
Loodusteaduste osakond

Marko Vainu

JÄRVEDE VEEBILANSI MODELLEERIMINE
JA SELLE RAKENDAMINE
PALEOKLIMATOLOOGIAS VÄIKE-JUUSA
JA KÜŽU JÄRVEDE NÄITEL

Bakalaureusetöö

Juhendajad: geogr. dok. prof. Jaan-Mati Punning
PhD Jaanus Terasmaa

Autor: ”....”2009. a
Juhendaja:..... “....”2009. a
Lubatud kaitsmisele”....”2009. a
Õppekava juht lektor K. Käärt

Tallinn 2009

SISUKORD

SISSEJUHATUS	3
1. JÄRVED PALEOKLIMATOLOOGIAS	5
1. JÄRVED PALEOKLIMATOLOOGIAS	5
1.1 Kasutatud mõistete ja lühendite seletused	5
1.2 Järved kui head paleokliimaatilised indikaatorid	6
1.3 Järvede veekoguse muutuste modelleerimine	8
1.4 Järvede veebilansi mõjutajad	10
1.4.1. Kliimaatilised tegurid	10
1.4.2. Morfomeetria	11
1.5. Senised tulemused	13
1.6. Holotseeni kliima rekonstruktsioonid Põhja-Baltikumis	14
2. METOODIKA JA MATERJALID	15
2.1. Veebilansi võrrand	15
2.2. Veebilansi mudel	16
2.2.1. Valgala alammudel	17
2.2.2. Aurustumise alammudel	21
2.2.3. Veebilansi alammudel	23
2.3. Andmed järvede pindala ja ruumala muutuste kohta	28
2.4. Meteoroloogilised andmed	28
2.5. Modelleerimise käik	29
3. UURIMISALADE VALIK JA KIRJELDUS	31
3.1. Valikutegurid	31
3.2. Kõõži järv	31
3.3. Väike-Juusa järv	34
4. TULEMUSED	36
4.1. Veebilanss tänapäeval	36
4.1.1. Väike-Juusa	36
4.1.2. Kõõži	37
4.2. Väike-Juusa Holotseenis	38
4.2.1. Erinevate temperatuuristsenaariumitega rekonstruktsioonid	38
4.2.2. Fikseeritud temperatuuridega rekonstruktsioonid	39
5. ARUTELU	43
5.1. Väike-Juusa ja Kõõži tänapäevaste näitajate võrdlus	43
5.2. Holotseeni simulatsioonid	45
5.2.1. Erinevate temperatuuristsenaariumitega simulatsioonid	45
5.2.2. Rekonstrueeritud temperatuuridega simulatsioonid	46
5.3 Andmete adekvaatsus ja võimalike vigade põhjused	48
KOKKUVÕTE	51
KASUTATUD MATERJALID	53
SUMMARY	58
LISAD	59

SISSEJUHATUS

Kliimamuutuste temaatika on muutumas järjest populaarsemaks, kuna tundub, et kaasajal on kliima meie ümber tormiliste muutuste tuules. Selleks, et ühe inimpõlve jooksul toimuvaid muutusi, mis üksikisikule võivad tunduda kaunis drastilised, nende õigesse konteksti seada, tuleb teada, milline on kliima olnud minevikus. Eriti huvipakkuvad on kohalikud kliimamuutused, mis on toimunud pärast viimase jääaja lõppu, kuna nendes peegelduvad kõikumised, mille kestused on üksikisiku jaoks küll pikad, kuid geoloogilises skaalas vägagi lühikesed. Saades aimu muutustest, mis pärastjääaegse 10 000 aasta jooksul on toimunud, võib teha ka oletusi, milline võib olla kliimamuutuste trend tulevikus.

Käesoleva töö raames kasutatakse paleokliimaatiliste muutuste rekonstrueerimiseks järvede veebilansi mudelit. Vastav mudel suudab väheste kliimaparameetrite põhjal välja arvutada aasta jooksul järve lisanduvad ja järvest lahkuvad veekogused ning annab seeläbi aimu nii järves kui ka selle valgatal kaasajal aset leidvatest hüdrooloogilistest protsessidest. Töö hüpoteesiks on, et teades Holotseeni jooksul esinenud, tänapäevasest erinevate tasakaaluliste paleojärvede parameetreid – ruumala ja pindala, on võimalik veebilansi mudeliga välja arvutada ka nende paleojärvede püsimise tagamiseks eksisteerinud kliimaatilised tingimused. Ehk on võimalik välja arvutada, milline pidi olema kliima rekonstrueeritud tasakaalulise veemahu ja pindalaga järve eksisteerimise hetkel.

Töö eesmärkideks on:

1) Anda kirjanduse põhjal ülevaade järvede kasutusvõimalustest paleoklimatoloogias, veebilansi modelleerimisest ning senistest tulemustest selles vallas.

2) Koguda ja süstematiseerida Ҡūžu järve kohta leiduvat faktilist materjali.

3) Koostada vähe sisendparameetreid nõudev järvede veebilansi arvutamise mudel, millega saaks arvutada muutunud kliimaparameetrite juures toimunud muutusi veebilansis.

4) Rakendada veebilansi mudelit Väike-Juusa ja Ҡūžu järvede puhul tänapäevastes kliimaatilistes tingimustes ning analüüsida järvede veebilansi erinevuste põhjuseid ja mõjutajaid.

5) Rakendada veebilansi mudelit Väike-Juusa järve kohta vastavalt Holotseeni erinevatel perioodidel eksisteerinud veekogustele ja pindaladele erinevate temperatuuristsenaariumite puhul ning analüüsida, millised pidid olema vastavad muutused sademete hulka; kuidas reageerib järve veekehand erinevatel perioodidel aset leidnud sarnastele kliimamuutustele; mis on nende erinevuste põhjused.

6) Arvutada veebilansi mudeli põhjal välja Väike-Juusa järve rekonstrueeritud veetasemetele vastavad sademete hulgad, lähtudes õiteolmuuanalüüsil saadud

temperatuurirekonstruktsioonidest, ning võrrelda neid seniste teadmistega Holotseeni kliimast.

Töös koostatud veebilansi mudelit saab kasutada ka teiste järvede puhul, nii tänapäevaste tingimuste kui ka Holotseenis toimunud muutuste modelleerimiseks. Kõige otstarbekam on mudelit kasutada olemasolevate temperatuuriandmete põhjal kunagiste sademete koguste välja arvutamiseks. Seega on tegemist alternatiiviga õietolmu- ja isotoopmeetoditele Holotseeni sademete koguste rekonstrueerimisel, mis peaks vastavate meetodikate toel saadud andmeid täiendama.

Tulevikus on võimalik töös kirjeldatud mudelit veelgi täiendada, et see modelleeriks looduslikke tingimusi veelgi tõepärasemalt.

Töö valmimisele aitasid kaasa juhendajad prof. Jaan-Mati Punning ja PhD Jaanus Terasmaa, kes jagasid suuniseid, juhtisid tähelepanu nõrkadele kohtadele ja parandasid tekkinud vigu; Läti Ülikooli dotsent Laimdota Kalnina, kellelt pärinevad Vidzeme kõrgustiku kliimaatilised andmed ning lektor Jaan Jõgi, kellega töö autor konsulteeris seoses veebilansi üldiste küsimustega.

1. JÄRVED PALEOKLIMATOLOOGIAS

1.1 Kasutatud mõistete ja lühendite seletused

AET – tegelik evapotranspiratsiooni määr. Veekogus, mis taimestikuga kaetud pinnalt tegelikult evapotranspireerub. AET sõltub mullavee kogusest.

Evapotranspiratsioon – summaarne maapinnas sisalduva vee eritumine auruna, hõlmab aurumist nii taimedest e. transpiratsiooni kui ka aurumist maapinnalt e. evaporatsiooni.

Holotseen – geoloogiline ajastu-jäävaheaeg, mis algas pärast viimase jääaja lõppu 10 000 aastat tagasi.

Infiltratsioon – vee imbumine pinnasesse, mille tagajärjel kujuneb põhjavesi.

Insolatsioon – päikesekiirguse voog horisontaalpinnale; päikesekiiritus.

Kastepunkt – temperatuur, milleni õhk peab jahtuma, et temas sisalduv veeaur muutuks küllastunud veeauruks ning suhteline õhuniiskus tõuseks saja protsendini.

Limnoloogia – järveteadus.

Morfomeetria – käesoleva töö kontekstis, järve ja valgala arvsuursi (pikkus, laius, sügavus, pindala, maht jne.) puudutav informatsioon.

PET – potentsiaalne evapotranspiratsiooni määr. Veekogus, mis evapotranspireeruks ühtlase taimestikuga kaetud pinnalt juhul, kui ligipääs mullaveele oleks piiramatult.

Valgala – maa-ala, kust veekogu saab oma vee.

Pleistotseen – geoloogiline ajastu, mis algas 1,8 miljonit aastat tagasi ning lõppes 10 000 aastat tagasi. Hõlmab selle perioodi jooksul aset leidnud jääaegu ja –vaheaegu.

Väljavool – vee väljumine järvest vooluveekogude kaudu.

Äravool – valgalalt järve jõudev veekogus, mis täiendab järve veevaru. Jaguneb õhukese veekihi voolamiseks mööda maapinda, voolamiseks jõgede ja ojadena ning ka pinnaaluseks äravooluks.

1.2. Järved kui head paleokliimaatilised indikaatorid

Ajast, mil Pleistotseeni lõpul jää Põhja-Euroopast taandus, kuni tänapäevani on kliima olulisel määral muutunud. Need muutused ei ole olnud ühesuunalised, vaid vaheldunud on nii külmemad kui ka soojemad ning niiskemad ja kuivemad perioodid.

Võimalused selleks, et rekonstrueerida millised konkreetsete muutused mineviku kliimas on toimunud ning seeläbi ka ennustada, millised võiksid kliimamuutused olla tulevikus, on küllalt piiratud ning nende põhjal suure täpsusklassiga andmete saamine on paljudel juhtudel problemaatiline.

Üheks võimaluseks jääajajärgsest kliimast tervikpildi loomiseks on kasutada andmeid, mis pärinevad järvedest ning nendes ladestunud setetest. Järved kui paleoökoloogilised indikaatorid on varasemalt olnud kasutusel vaid limnoloogiliste muutuste ja järvi ümbritseva taimkatte arengukäikude rekonstrueerimisel (Vassiljev, 1998a). Järvede kasutamiseks loob head eeldused see, et kuna järve põhja ladestunud sete ei ole atmosfäärimõjutuste meelevallas ning paikneb pidevalt hapnikuvaeses keskkonnas, siis säilib sete sellisena nagu see kunagi tekkis. Seetõttu talletub järvesettes info nii järves endas kui ka järve ümber aset leidnud muutuste kohta (Digerfeldt, 1988).

Paleokliimaatilisest aspektist muudab järved eriti atraktiivseks tõsiasi, et kohaliku kliima muutumisel muutub järve-valgala süsteemi veebilanss ning seetõttu muutuvad ka järve sügavus ja pindala. Nende muutuste kohta jäävad aga samuti andmed settesse (Street-Perrott & Harrison, 1985 ref. Yu & Harrison, 1995). Kui kliimamuutused on pikaajalised ning püsivad ja toovad kaasa järve tasakaalulise veemahu märgatava muutuse, siis teisenevad ka järves toimuvad bioloogilised, limnoloogilised ja sedimentoloogilised protsessid. Muutub erinevatele taimeliikidele sobivate elupaikade ulatus, fotosünteesi võimaldava ala ulatus, vee kemism, stratifikatsiooni ja segunemise toimumine, samuti erineva fraktsiooniga setete ladestumine. Kui nende protsesside muutused on piisavalt märkimisväärsed, siis jääb nende kohta ka jälg järve põhjasetetesse. Seega ladestuvad setteläbilõikesse erinevate parameetritega settekihid, mille õige interpreteerimise tulemusena saab küllalt tõepäraselt rekonstrueerida järve kunagise veetaseme (Digerfeldt, 1988; Harrison & Digerfeldt, 1993; Jones & Jordan, 2007).

Kuna ühes regioonis toimunud järvede veetasemete sarnaste kõikumiste põhjuseks on kliimamuutustest põhjustatud muutused kohalikus hüdroloogilises tsükliis (Street-Perrott ja Harrison, 1985 ref. Tarasov ja Harrison, 1998), siis saab registreeritud veetasemete kõikumiste põhjal rekonstrueerida muutusi kliimatingimustes, mis Holotseeni jooksul neid kõikumisi on põhjustanud.

Paraku annab vaid järvesetel põhinev uurimustöö andmeid küll selle kohta, kas järves oli vett rohkem või vähem kui tänapäeval ning sellest lähtuvalt ka, kas kliima oli kuivem või niiskem ja soojem või jahedam kui tänapäeval, kuid seda, millised olid kliimaparameetrite konkreetset väärtused konkreetse veetaseme perioodil, on ainult setete põhjal vägagi raske kindlalt öelda (Huntley & Prentice, 1993). Seega peab konkreetsemate väärtuste leidmiseks kasutusele võtma täiendavaid meetodeid.

Kuna kaks peamist ning kõige paremini tajutavat parameetrit, mille abil kliimat iseloomustatakse on keskmine õhutemperatuur ja aasta summaarne sademete hulk (Kliimavööde, 1989), siis on mineviku kliima rekonstrueerimisel kõige enam keskendunud just neid kahte parameetrit puudutavate andmete hankimisele.

Enamik tänapäevani kogutud paleokliimaatilisi andmeid puudutab paleotemperatuure, kusjuures paleosademetekonstruktsioonid on olnud haruldasemad (Magny, 2007). Üks võimalus selleks, et teada saada millised olid kunagi mingis piirkonnas valitsenud sademete tingimused, on kasutada õietolmuanalüüsi (Koff, 2007). Õietolmuanalüüsil saadud andmete põhjal on aga paremini võimalik taastada paleotemperatuure kui paleosademeid. Põhjuseks see, et Euroopa põhjaosas pole sademete hulk kunagi olnud faktoriks, mis oleks piiranud teatud taimeliikide levikut erinevatesse piirkondadesse ning seega mõjutanud ka seda, milliste taimede õietolmu järvesettest leida võib (Guiot *et al.*, 1993). Guiot *et al.* (1993) on näidanud, et õietolmu analüüsil saadud temperatuurihinnangud korreleeruvad tunduvalt paremini tegelike temperatuurinäitajatega kui sademete hinnangud, korrelatsioonimäärad on vastavalt 0,8 ja 0,67.

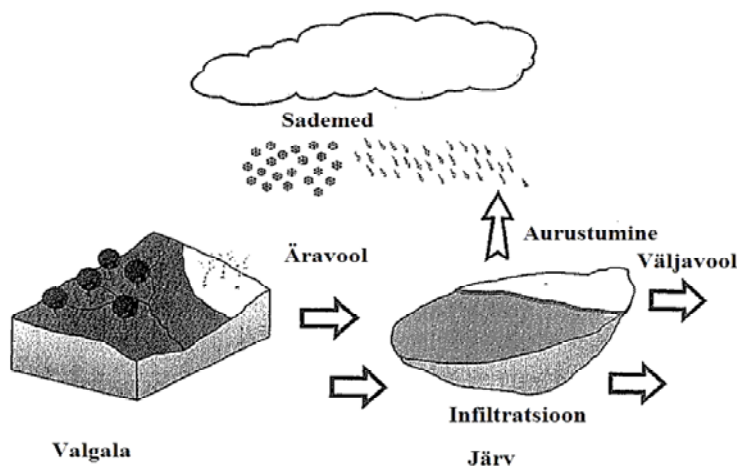
Samuti saab paleotemperatuure ja -sademeid rekonstrueerida määrates karbonaatsetesse setetes akumulunud ¹⁸O isotoopide sisaldust. Kuid ka selle meetodi puhul saab selgemini tõlgendatavaid andmeid temperatuuride mitte sademete kohta (Martma *et al.*, 1988). Seega oleks paleosademetekonstruktsioonil hea õietolmu ja ¹⁸O andmetele lisaks kasutada ka mõnda teist meetodit, mis neid andmeid kinnitaksid.

Üheks alternatiivseks võimaluseks paleosademetekonstruktsiooniks on järvede veetasemete muutustele kliimaatilise sisu andmine ehk määratlemine, milliste kliimatingimuste juures on üldse võimalik registreeritud veetasemeid saavutada (Magny, 2007). Andmeid kunagi esinenud veetasemete kohta, mida saab kasutada kliimaatilise modelleerimise lähtematerjalidena, on võimalik saada järvesetetest nii litoloogilise, makrofüütide kui ka diatomeeanalüüsi kaudu (Harrison & Digerfeldt, 1993). Olles leidnud järve veekoguse ja pindala mingil ajahetkel, on võimalik välja arvutada millistel kliimatingimustel selline veetase oli võimalik saavutada.

Kõige parem on kliimamuutuste rekonstrueerimiseks kasutada suletud valgala paiknevaid järvi, kuna nende veetasemete muutumine on kõige otsesemalt ja sirgjoonelisemalt sõltuv kliimamuutustest. Sademete hulga kasvades tõuseb selliste järvede veetase, sademete hulga langedes aga omakorda väheneb. Kõrgemad temperatuurid toovad kaasa suurema aurustumise ning seetõttu ka madalama veetaseme jne. Avatud valgala järved pole kliimamuutuste uurimise seisukohalt sedavõrd efektiivsed, kuna neil on olemas pidev sisse- ja väljavool. Juhul kui kliimatingimuste peaksid muutuma selliselt, et järves tekib esialgu vee ülejääk, siis suureneb sellistel järvedel lihtsalt väljavool ning veetase oluliselt ei tõuse (Jones & Jordan, 2007). Sellise stsenaariumi korral aga ei jää järvesetetes olulist märki muutunud kliimatingimustest. Väljavooluga järvedest pärit setete põhjal on paleokliimaatiliste tingimuste taastamine seega tunduvalt keerulisem, häid tulemusi saab vaid veetaseme langemiste kohta, kui väljavool järvest lakkab. (Magny, 2007).

1.3. Järvede veekoguse muutuste modelleerimine

Järvede veekoguse muutuste ja kliimamuutuste vahelisi seoseid on võimalik leida modelleerimise teel. Modelleerimise põhialuseks on eeldus, et järves olev tasakaaluline veekogus saavutatakse järve lisanduva ning sealt lahkuva veehulga summaarses mõjus ehk kui järve lisandub teatud perioodi jooksul sama palju vett kui sealt eemaldub, siis järve veebilanss on selle perioodi kohta null ning veemaht järves ei muutu. Järve lisandub vett otse sademetena ning valgala pealt äravooluna. Järvest eemaldub vesi aga aurustumise, infiltratsiooni ja väljavoolu kaudu (Joonis 1.1) (Street-Perrott & Harrison, 1985 ref. Vassiljev 2007). Kui kliimatingimused peaksid muutuma ning järve veebilanss on pikaajaliselt näiteks positiivne, siis järve veemaht kasvab. Veebilanss tasakaalustub lõpuks sel juhul, kui esiteks kliimaparameetrid saavutavad uue pikaajalise stabiilsuse ning seejärel ka veebilansi sisendid ja väljundid uuesti võrdsustuvad.



Joonis 1.1. Järve veebilansi komponendid (Vassiljev, 2007 järgi).

Järvemudelid võivad olla kas deterministlikud või stohhastilised. Deterministlike mudelite puhul eeldatakse, et veebilansi komponente saab konkreetset kindlaks määrata ja nende käitumist modelleerida, samas stohhastilistes mudelites võimaldatakse komponentide mõningast juhuslikku varieerumist. Enamik kasutatavatest mudelitest on deterministlikku tüüpi (Vassiljev, 2007).

Lisaks sellele saab järvemudeleid jagada ka kontseptuaalseteks ja empiirilisteks. Kontseptuaalsed mudelid põhinevad järvede veebilanssi mõjutavate protsesside füüsikalistel seletuskäikudel ehk iga veebilansi komponent arvutatakse välja nende füüsikaliste parameetrite abil, mis seda komponenti reaalselt mõjutavad. Empiirilised mudelid kasutavad aga veebilansi komponentide välja arvutamiseks parameetrite vaatlusandmetel põhinevaid ja statistiliselt keskmistatud omavahelisi suhteid. Seega on empiirilised mudelid oma olemuselt lihtsamad, kuid kuna need põhinevad pelgalt vaatlusandmetel mitte protsesside tegelikel füüsikalistel põhjustel, siis ka potentsiaalselt ebatäpsemad. Neis eeldatakse, et esineb otsene statistiline korrelatsioon mõne veebilansi komponendi, näiteks aurustumise, ja teatud meteoroloogilise muutuja, näiteks õhutemperatuuri vahel (Vassiljev, 1997a).

Kuigi empiirilised hinnangud, näiteks aurustumise kohta, lihtsustavad liigselt tegelikke järve ja selle kohal asuva atmosfääri omavahelisi suhteid (Vassiljev, 2007), siis lähtudes sellest, et tihtipeale on paleokliimaatiliste tingimuste rekonstrueerimisel vajalike meteoroloogiliste parameetrite kättesaadavus küllalt keeruline, on empiiriliste mudelite kasutamine õigustatud juhtudel, kui tahetakse luua mudel, mis oleks võimalikult universaalne ning lihtsalt kasutatav.

Empiiriliste seoste kasutamise puhul on ohuks see, et nende põhjal saadud andmete tõelevastavus on seda suurem, mida sarnasem on konkreetne uuringuala nendele tingimustele, kus need mudelid on välja töötatud või nende toimimist kontrollitud (Vassiljev, 2007). Seega tuleb empiirilise mudeli koostamisel eelistada veebilansi komponentide välja arvutamiseks selliste seoste kasutamist, mille toimimist on kontrollitud konkreetse uuringupiirkonnaga sarnastes kliimatingimustes. Ka käesolevas töös on kasutatud valdavalt empiirilistel seostel põhinevat mudelit (vt. Metoodika), kuna eesmärgiks oli saavutada mudel, mida oleks võimalik rakendada erinevate Baltikumis asuvate järvede veebilansi välja arvutamiseks, ilma et see nõuaks vähekättesaadavate kliimaparameetrite andmeid või mahukaid uuringuid järve valgalal.

1.4. Järvede veebilansi mõjutajad

Järvedes sisalduv veekogus on sõltuvuses erinevatest ümbritseva keskkonna mõjutajatest, millest on inimõjuta ja tektooniliselt stabiilses keskkonnas üheks olulisimaks kliima (Street-Perrot & Harrison, 1985 ref Tarasov & Harrison, 1998). See, kuidas aga järv kliimatingimuste muutustele reageerib, sõltub nii järvenõo kui ka seda ümbritseva valgala kujust ja suuruselt.

1.4.1. Kliimaatilised tegurid

Kuna järvede veebilanssi võivad potentsiaalselt mõjutada mitmed kliimaparameetrid, siis on varasemates uuringutes üritatud välja selgitada, millised on kõige olulisemad kliimaatilised tegurid, mis järvede veekogust mõjutavad.

Nii Harrisoni *et al.*, (1993) kui ka Vassiljevi (1998b, *et al.* 1998) eksperimendid näitasid, et Holotseeni jooksul toimunud pikaajalised muutused insolatsioonis, keskmises õhutemperatuuris ja pilvisuses ei ole iseseisvalt suutelised põhjustama selliseid muutusi järvede veetasemetes nagu on võimalik setetest välja lugeda. Püsivad muutused sademete hulgas aga on suutnud Holotseeni erinevatel perioodidel järvede veetasemeid oluliselt mõjutada. Kõige usutavamaid tulemusi on aga modelleerimise teel võimalik saavutada juhul kui sademete hulga muutusi kombineerida keskmise õhutemperatuuri muutustega. Seega on keskmise sademete hulga puhul tegemist peamise kliimaparameetriga, mis järvede veebilanssi mõjutab ning seetõttu ongi veebilansi modelleerimist hea kasutada just nimelt paleosademetekonstruktsioonide jaoks.

Vassiljev (1998b), kes rekonstrueeris Holotseeni jooksul toimunud veetaseme muutusi väljavooluga järvedes, on näidanud, et selliste järvede puhul on aastase sademete hulga langus see, mis võib kaasa tuua olulise languse järvede veetasemetes. Tema poolt kasutatud mudelis ei mõjutanud aastase sademete hulga tõus oluliselt järvede veetaset, kuna see tõi kaasa väljavoolu suurenemise järvest. Kasutades modelleerimise alusena väljavooluta järvi, omab ka aastase sademete hulga tõus olulist mõju järvede veetasemetele. Samas tuleb arvestada, et sademete hulga olulisel kasvamisel võis ka tänapäeva tingimustes väljavooluta järv saavutada sellise veetaseme, et sellel tekkis väljavool.

Äravool valgalt, kui üks veebilansi komponent, seevastu on sama Vassiljevi (1998b) uuringu järgi enam sõltuv sademete hulga kasvamisest kui kahanemisest. Põhjuseks see, et äravool sõltub sellest kui palju valgale langenud sademetest nii mulla kui ka taimede kaudu ära aurustub. Parasvöötmes kliimas aga on tegelik evapotranspiratsioon lähedane potentsiaalsele evapotranspiratsioonile ehk sademete hulga kasvades ületab valgale sadav veekogus kergesti selle veekoguse, mis üldse saaks aurustuda ning see viib äravoolu

suurenemisele. Äravool on merelises parasvöötmelises kliimas ka kõige olulisemaks komponendiks järvede veebilansis, kuna siinses madala aurustumise ja ohtrate sademete tingimustes lisandub järve vett kõige enam just valgala äravoolu kaudu, muutes järvede veebilansi suuresti sõltuvaks sellest, kui suur on järve valgala järve veepeegli pindalaga võrreldes (vt. allpool).

Samas näitas Vassiljev (1998b), et aurustumine järve pinnalt aga ei ole olulisel määral mõjutatav aastase sademete hulga poolt, seda mõjutab kõige rohkem õhutemperatuuri muutus.

On näidatud ka, et mitte ainult aasta keskmised sademete hulga muutused ei mõjuta järvede veetasemeid ja äravoolu valgalalt, vaid suur on ka sademete aastaajalise jaotumise roll. Evans ja Trevisan (1995) näitasid, et sademete hooajalisuse 10%line muutmine võib kaasa tuua 30%lised muutused äravoolus. Ka Prentice *et al.* (1992) ning Shuman ja Donnelly (2006) jõudsid sarnastele järeldustele, näidates, et parasvöötmelistest tingimustes suurendab talviste sademete hulga tõstmine aastast sademete hulka muutmata oluliselt aastast äravoolu valgalalt. Põhjuseks see, et talvel koguneb enamik sademetest lumena ja samas on evapotranspiratsiooni määr väga madal, seega toob talviste sademete hulga tõus kaasa lumesulamisvee koguse kasvu nii kevadel kui ka talvel ning kuna pinnas seda sellistes kogustes siduda ei suuda, tõusebki oluliselt äravoolu kogus. Seega võib pelgalt sademete hulga aastasisene ümberpaigutamine kaasa tuua olulise muutuse järve veetasemes, ilma et aastased sademete hulgad üldse muutuksid.

1.4.2. Morfomeetria

Üldised trendid, kuidas järved kliimaparameetrite muutustele reageerivad, sõltuvad nii järvede kui ka nende valgala morfomeetriast. Ehk siis on oluline, milline on järvenõo kuju, kas tegemist on lauge või järsult süveneva järvepõhjaga. Samuti on oluline see, kui suur on järve veepeegli pindala võrreldes valgala pindalaga (Vassiljev, 2007). Lähtuvalt sellest mõjutavad samasugused kliimaparameetrite muutused erineva nõo kuju ja valgala suurusega järvi erinevalt.

Järvenõo kuju mõju avaldub selles, et juhul kui on tegemist lauge nõo osaga, siis toob juba suhteliselt väike veemahu muutus endaga kaasa suhteliselt suure muutuse järve veepeegli pindalas. Kuna pindala suurenemisega suureneb ka aurustumine järve pinnalt ja infiltratsioon järve põhjast, siis läheb järve veetaseme püsivaks tõstmiseks vaja suhteliselt suurt sademete hulga muutust. Järskude nõlvadega nõo puhul aga ei too ka suhteliselt suur ruumala muutus kaasa olulist pindala suurenemist, mistõttu sellise järve veetaseme muutub oluliselt juba väikese sademete hulga muutuse tõttu. Põhjuseks see, et sademete hulga ja seetõttu ka valgala äravoolu suurenemine toovad kaasa veebilansi muutumise positiivseks. Selle

tasakaalustamiseks aga peab järv saavutama sellise pindala, et aurustumine ja infiltratsioon taaskord sademete ja äravooluga võrdsustuksid. See aga tähendab järsunõolises järves ruumala olulist kasvu. Seega on veetasemete rekonstrueerimisel parem kasutada järsunõlvalistes nõgudes paiknevaid järvi.

Valgala suhtelise suuruse mõju kohta on näiteks Harrison *et al.* (2002, ref. Vassiljev, 2007) näidanud, et merelises parasvöötmes asuva järve puhul viib 200 mm suurune keskmine aastase sademete hulga langus olulise languseni järve veetasemes vaid juhul, kui järv on vähem kui 10 korda valg alast väiksem. Suhteliselt suurema valg alaga järvede puhul aga selline sademete hulga muutus olulist mõju järve veetasemele ei avalda. 100 mm-ne aastase sademete hulga langus langetab oluliselt järve veetaset aga vaid juhul, kui valgala on vähem kui kaks korda suurem kui järv. Põhjuseks see, et suure valg alaga järvede puhul toimub valg alalt alati piisavalt suures mahus äravool, selleks et tagada suhteliselt stabiilne veetase ka siis, kui sademete hulk peaks langema. Selliste järvede puhul on äravool valg alalt suurimaks veebilansi komponendiks, mis ületab suurusjärgu võrra otseste järve pinnale langevate sademete ja järve pinnalt aurustunud vee kogused. Suhteliselt väikese valg alaga järvede puhul aga on valg alale langevate sademete koguhulk niivõrd madal, et äravooluks saada oleva vee kogus ei suuda kompenseerida sademete vähenemisest tekkivat vee puudujääki. (Vassiljev, 2007) Seega on väikesed järved, millel on suhteliselt väike valgala kõige tundlikumad muutustele sademete hulgas ning neid järvi on kõige parem kasutada paleokliima rekonstrueerimiseks (Vassiljev, 1997b).

Harrison *et al.* (2002) ja Cardille *et al.* (2004) tulemuste põhjal on järeldatud, et järvede veebilansi tüüp: atmosfääri poolt kontrollitud järved (sademed-aurustumine), amplifitseerivad järved (äravool-aurustumine) ja reservuaarjärved (äravool-väljavool), on sõltuvuses järve veepeegli pindala suhtest valgala pindalasse. Suhteliselt suure valg alaga järved kipuvad olema reservuaarjärved ning suhteliselt väikese valg alaga järved atmosfääri poolt kontrollitud järved. Vaid amplifitseerivad ja atmosfääri poolt kontrollitud järved saavad olla suletud järved (neis toimub vee eemaldumine vaid aurustumise ja infiltratsiooni teel), seega on nende veetase kõige tundlikum kliimamuutustele. Reservuaarjärvi aga paleokliima rekonstrueerimisel sedavõrd hästi kasutada ei saa.

1.5. Senised tulemused

Erinevad uuringud Põhja-Euroopas (Digerfeldt, 1988; Gaillard *et al.*, 1991) ja Eestis (Punning, *et al.*, 2003; *et al.*, 2005) on näidanud, et Holotseeni jooksul on parasvöötmes asuvate väikejärvede veetase kõikunud mitme meetri võrra. Kui need kõikumised on põhjustatud kliimamuutustest, siis peaks neid muutusi olema võimalik veebilansi mudeli abil rekonstrueerida.

Eesti lähiümbruses on modelleritud näiteks Lõuna-Rootsis asuva Bysjöni järve veetaseme muutuste sõltuvust kliimatingimustest. Vassiljev *et al.* (1998) viisid läbi uuringu, et selgitada välja, millised pidid olema sademete aastased kogused ja jaotumused, et tagada 9 000 ¹⁴C (radiosüsiniku) aastat tagasi registreeritud 7 m-ne veetaseme langus. Paleotemperatuuri andmed saadi järve kohta läbi viidud õietolmu analüüsist. Tulemuseks saadi, et 7 m-se veetaseme languse tagamiseks pidi, lisaks veidi soojematele talvedele ja jahedamatele suvedele, aastane sademete hulk olema 13% väiksem kui tänapäeval.

Sama uuringuga näidati ka ära, et saavutamaks 7 000 ¹⁴C aastat tagasi esinenud kõrget veeseisu, mil suved olid soojemad ja talved jahedamad kui praegu, võis sademete hulk olla isegi madalam kui tänapäeval. Selline esmapilgul vastuoluline tulemus on seletatav sellega, et külmemate talvede tõttu oli tegeliku evapotranspiratsiooni määr oluliselt madalam kui tänapäeval, samal ajal aga kevadise lumesulamisvee hulk oluliselt ei vähenenud ning seega oli ka kogu aastase äravoolu hulk piisavalt suur, et tagada püsivalt kõrge veetase. Seega on Vassiljevi *et al.* (1998) järgi muutused sademete hulgas need, mis mõjutavad järvede veetaset, samas on parasvöötmelistes tingimustes veetaseme muutuste käivitajaks muutused talvistes temperatuurides, samas kui suviste temperatuuride muutuste suhtes on parasvöötme järved küllalt inertsed.

Eesti järvedest on veebilansimudeliga modelleeritud väheste järvede veetaseme muutuseid, põhjuseks see, et detailsed rekonstruktsioonid Holotseeni jooksul valitsenud veetasemetest puuduvad. Valdavalt esineb andmeid ainult selle kohta, kas veetase oli mingil perioodil kõrgem või madalam kui tänapäeval, kuid selliste ebamääraste andmete puhul ei ole veebilansimudelit adekvaatselt võimalik rakendada. Vassiljev (1998a) modelleeris Viljandi järve veetasemete muutuseid mõningatel Holotseeni perioodidel, kuid ta lähtus sellest, et vaadata, millised oleksid järve veetaseme muutused juhul kui kliimaparameetrid küll muutuvad, kuid järve nõgu oleks tänapäevase kujuga ehk setetega täitumine pole järvenõo mahutavust mõjutanud. Samuti sai ta võrrelda modelleeritud veetasemete muutusi rekonstrueeritud veetasemete muutustega vaid kvalitatiivsel baasil (kõrgem-madalam) mitte aga kvantitatiivsel baasil.

1.6. Holotseeni kliima rekonstruktsioonid Põhja-Baltikumis

Seniste uuringute põhjal koostatud kliima arengukäik Eestis ja selle lähiümbruses kõneleb sellest, et Vara-Holotseenis alguses (10 000-9000 aastat tagasi) esinenud preboreaalses kliimastaadiumis valitsesid jahedad olud ning juuli keskmine temperatuur ei tõusnud kõrgemale 10-12°C-st. Sademeid oli ca. 100 mm vähem kui tänapäeval. Järgnevas, boreaalses kliimastaadiumis (9000-8000 aastat tagasi) muutus kliima soojemaks, kuid oli kuivem kui tänapäeval, aastane sademete hulk oli 50-100 mm tänapäevasesest madalam. Aasta keskmine õhutemperatuur tõusis staadiumi lõpuks 1-1,5°C nüüdisaegsest kõrgemale. Atlantilises kliimastaadiumis (8000-5000 aastat tagasi) oli kliima nüüdisaegsest soojem (aasta keskmised temperatuurid 2-2,5°C tänapäevasesest kõrgemad), kuid aasta summaarne sademete hulk kõikus nüüdisaegse keskmise ümber. Subboreaalse staadiumi (5000-2500 aastat tagasi) algus oli eelnevast kuivem, kusjuures aastane sademete kogus jäi tänapäevasesest 25-50 mm madalamaks, ja aasta keskmised õhutemperatuurid langesid staadiumi alguses esinenud 2°C kraadi tänapäevasesest kõrgematelt temperatuuridelt ligikaudu tänapäevasele tasemele staadiumi lõpuks. Subatlantilise perioodi, mis kestab tänaseni, alguses olid aasta keskmised õhutemperatuurid tänapäevasesest kuni kraadi võrra kõrgemad, millele järgnes ca. 1000 aastat tagasi keskmise õhutemperatuuri langus 0,5°C tänapäevasesest madalamale. Sademete hulga poolest on tegemist eelneva staadiumiga võrreldes niiskema perioodiga, mille alguses oli sademeid tänapäevasesest 25-50 mm rohkem. (Klimanov, 1987; Paal, 2002; Seppä ja Poska, 2004)

2. METOODIKA JA MATERJALID

2.1. Veebilansi võrrand

Nii pikaajalisi kui ka lühiajalisi muutusi järvede mahus ning seega ka veetasemes on võimalik välja arvutada järvede veebilansi võrrandi abil, mille üldistatud kuju on järgnev:

$$\Delta V = I - O, \quad (1)$$

kus ΔV on järve veemahu muutus vaatlusperioodil (m^3), I on järve juurde tulnud veekogus (m^3) ja O järvest väljunud veekogus (m^3) (Street-Perrott ja Harrison, 1985 ref. Vassiljev 2007; Perrone *et al.*, 2008).

Järve lisandunud veekoguse komponent koosneb järve pinnale langenud sademetest, valgalalt pärinevast äravoolust ja põhjavee sissevoolust järve. Järv kaotab vett aurustumise, väljavoolu ja põhjavette imbumise läbi. Seega detailsema veebilansi võrrandi saab esitada kujul

$$\Delta V = P_l + R_c + G_i - D_l - E_l - G_o, \quad (2)$$

kus ΔV on järve veemahu muutus (m^3), P_l on järve pinnale langenud sademete hulk (m^3), R_c on äravool valgalalt (m^3), G_i on põhjavee sissevool järve (m^3), D_l on väljavool järvest ojade, jõgede või kraavide kaudu (m^3), E_l järve pinnalt aurustunud veehulk (m^3) ja G_o põhjavee väljavool järvest (m^3) (Street-Perrott ja Harrison, 1985 ref Vassiljev, 2007). Kui on teada, et järvel puudub väljavool, siis võib võrrandis liikme D_l võrdsustada nulliga.

Selleks, et vaadelda pikaajalisi suuremastaabilisi muutusi järvede veehulgas on esmalt vaja välja arvutada järve veebilanss praegustes tingimustes. Vaja on leida, kuidas on praeguste keskmiste kliimaparameetrite juures saavutatud stabiilne veehulk ehk millised on järve veebilansi keskmised sisend- ja väljundväärtused tänapäeval. See annab võimaluse kliimaparameetrite muutmisel tõusvate või langevate aurustumise ja äravoolu väärtuste ning sellega seotud järve veehulkade võrdlemiseks tänapäevaste tingimustega. Eeldades, et järve aastane veehulk on tänapäeval keskmiselt ühtlane, võib võrrandis (2) liikme ΔV võrdsustada nulliga ning seejärel saab väljavooluta järve aastase veebilansi väljendada järgnevalt:

$$G_o - G_i = P + R - E \quad (3)$$

Seega on aasta jooksul summaarsel põhjavette mineva või põhjaveest järve juurde tuleva vee hulk võrdne järve pinnale sadanud sademete hulga ja valgalalt järve voolanud veehulga summaga, millest tuleb lahutada järve pinnalt aurustunud vee kogus. Kuna põhjavee väljundi ja sisendi erinevust on keeruline arvutada otseste kergelt kättesaadavate mõõtmistulemuste järgi (Cardille *et al.*, 2004; Perrone *et al.*, 2008), siis tulebki see leida kaudselt, kasutades selleks komponente, mida on kergem otse arvutada, nimelt sademete kogust, äravoolu valgalalt ja järve pinnalt aurustunud vee hulka.

2.2. Veebilansi mudel

Käesolevas töös kasutatud järve veebilansi mudel koosneb kolmest *MS Excelis* töötavast alammudelist. Esimene neist on valgala alammudel, mille kaudu arvutatakse välja igakuiselt valgalt järve sissekanduva vee hulk. Teine, aurustumise alammudel, arvutab igas kuus järve pinnalt aurustuva vee hulga. Kolmas, veebilansi alammudel, kasutab veebilansi reaalsete muutuste arvutamiseks nii kahe eelneva alammudeli tulemusi, kui ka arvutab ise igas kuus järvele langevate sademete hulga ja põhjavette infiltreeruva vee koguse. Kogu mudeli tulemuseks on vastavatele kliimaparameetritele vastavad järve uus veemaht ja pindala.

Kuna tervikmudeli koostamisel oli eelduseks see, et selle käivitamiseks vajalike andmete hulk oleks võimalikult väike ning vastavad andmed oleksid võimalikult hästi kättesaadavad, ongi alammudelite puhul lähtutud põhimõttest, et valemite puhul eelistada neid, mis nõuavad kõige vähem sisendandmeid. Seega võib oletada, et saadud tulemustes võib esineda teatud kõrvalekalle reaalsusest, kuid muutuste suunad ja ka ligikaudsed suurusjärgud peaksid sellele vaatamata olema õiged.

Mudeli sisendandmed võib jagada kaheks: kliimaatilised ja järve puudutavad. Kliimaatilistest andmetest on kõige olulisemad kuu summaarne sademete hulk ja keskmine temperatuur, lisaks on vaja ka kuu keskmist tuule kiirust ja õhuniiskust, kuid kahe viimase parameetri puhul pole nõutav täpsus suur, kuna nende mõju on reaalses vahemikes mudeli tulemustele väike. Järve puudutavatest andmetest on vajalikud järve asukoha geograafiline laiuskraad, kõrgus merepinnast, valgala pindala, mulla veemahtuvus valgala, järve veepeegli pindala ja järve veemaht. Kahe viimase näitaja puhul on vajalikud ka andmed sellest ajast, mille kohta kliimaparameetreid rekonstrueerida soovitakse.

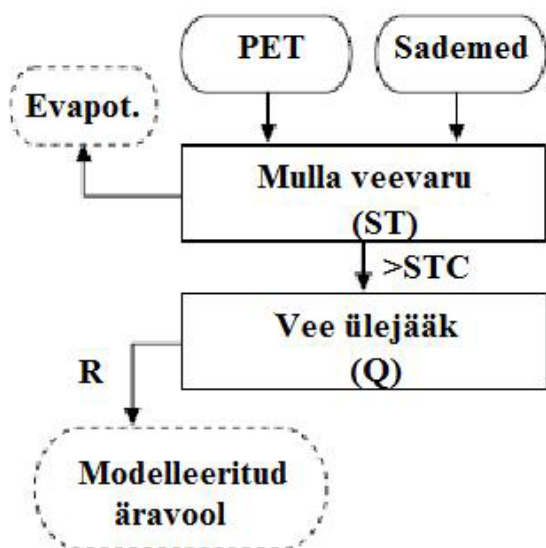
Kuna järve põhja profiili kuju muutub ajas pidevalt settekihi түsenemise tõttu ning see ei toimu ajas konstantsel kiirusel, pole mudelis võimalik kasutada universaalset funktsiooni järve veepeegli pindala ja sellele vastava veemahu jaoks. Seetõttu osutuski otstarbekaks lülitada mudelisse kontrollandmetena sisse ka rekonstrueeritavale ajale vastav järve veepeegli pindala ja ruumala ehk väärtused mida lõpuks saavutada tahetakse. See piirab küll mudeli kasutusvõimalusi, kuna sellega ei saa dünaamiliselt välja arvutada suvalistele kliimaparameetritele vastavat veekogust suvalises järves. Kuid reaalsuses on Holotseeni jooksul järvede põhja settinud mitmeid meetreid setteid, mis tasapisi järvenõgu on täitnud ning seetõttu ka selle mahtu muutnud, seega omavadki konkreetsed kliimaparameetrite kombinatsioonid veehulkade kujundamisel sisu vaid konkreetsetel rekonstrueeritud ajahetkedel. Kuna mõnel varasemal ajahetkel võis sama pindalaga järves vett vähemate setete tõttu olla tunduvalt rohkem ja seega pidid ka kliimaparameetrid sellise tasakaalulise veehulga saavutamiseks olema hoopis teistsugused. Selle poolest erineb käesolev mudel Vassiljevi

(1997b; 1998a; 1998b; *et al.*, 1994; *et al.*, 1995; *et al.*, 1998) poolt kasutatud mudelist, kus settekihi akumulatsioon ei arvestatud.

2.2.1. Valgala alammudel

Valgala alammudeli eesmärk on välja arvutada äravooluna igas kuus järve jõudvad veekogused. Äravooluks nimetatakse valgalt järve jõudvat veekogust, mis täiendab järve veevaru. Äravool jaguneb õhukese veekihi voolamiseks mööda maapinda, voolamiseks jõgede ja ojadena ning ka pinnaaluseks äravooluks (Davie, 2002). Seega ei kujuta äravool endast mitte ainult seda veekogust, mis saabub järve kas sissevoolude või otsese pinnase äravooluna, vaid selle hulka arvestatakse ka pinnase pealmistest kihtidest järve imbuv vesi.

Äravoolu arvutamiseks on mitmeid meetodeid, millest keerulisemad (Vassiljev *et al.*, 1995) võtavad arvesse suurt valikut kliimaparameetreid, pinnase niiskusemahtuvuse muutuseid ning erinevaid valgaspetsiifilisi parameetreid. Lihtsamad (Perrone, *et al.*, 2008) leiavad valgalt aasta jooksul järve voolava vee koguse valgale langevast sademete hulgast potentsiaalse evapotranspiratsiooni teel kaduma mineva vee hulga maha lahutades. Kuna käesoleva töö tegemisel oli kasutatavate mõõtmistulemuste hulk üsna piiratud, siis keerulisemaid äravoolumudeleid rakendada ei saanud ning välja valiti väheseid



Joonis 2.1. Thornthwaite-Matheri äravoolumudeli põhimõtteline skeem (Tao, 2007 järgi).

sisendparameetreid nõudev, kuid siiski ka mulla veemahtuvusega arvestav Thornthwaite-Matheri tüüpi äravoolu mudel (McCabe & Markstrom, 2007). Kuigi tegemist on küllalt lihtsa mudeliga, hindab see kuu keskmist äravoolu küllalt täpselt (Alley, 1984; Calvo, 1986; Tao *et al.*, 2007).

Thornthwaite-Matheri mudel on nn. „ämber“-tüüpi mudel, kus valgala maapinda käsitletakse ämbrina, millel on maksimaalne veemahtuvus (Joonis 2.1). Ämbrisse lisandub vett efektiivsetest sademetest ning väljub aurustumise ja äravooluga. Mudel töötab kuise sammuga ning põhineb sellel, et igas kuus valgale langenud

sademetest aurustub osa nii otse kui ka taimestiku kaudu (evapotranspiratsioon) ning järelejäänud osa täiendab vastava kuu mulla veevaru. Kuna mulla veemahtuvus (STC) on piiratud, siis veest, mida muld enam siduda ei suuda, moodustub vee ülejääk, mis kantakse äravooluna järve. Tegelikku evapotranspireeruva veekoguse arvutamiseks on esiteks vaja leida potentsiaalse evapotranspiratsiooni määr (PET). PET on veekogus, mis evapotranspireeruks

ühtlase taimestikuga kaetud pinnalt, juhul kui ligipääs mullaveele oleks piiramatult (Thornthwaite, 1948, ref. Dingman, 2002).

Käesolevas mudelis on PETi arvutamiseks kasutatud Hamoni empiirilist võrrandit (Hamon, 1961, ref. McCabe & Markstrom, 2007), mis nõuab mõõdetava sisendparameetritena vaid kuu keskmist õhutemperatuuri. Nii Oudina, *et al.* (2005) kui ka Vörösmarty *et al.* (1998) on näidanud, et see suhteliselt lihtne võrrand suudab äravoolumudelites anda võrreldavaid ja kohati isegi paremaid tulemusi kui rohkem sisendparameetreid nõudvad analoogid. Hamoni võrrandis eeldatakse, et PET on funktsioon kuu keskmisest temperatuurist ehk mida kõrgem on kuu keskmine temperatuur, seda kõrgem on ka PET. Lisaks lähtutakse Hamoni võrrandis veel sellest, et PET sõltub ka päeva pikkusest, kuid see, kui palju reaalselt esineb päikesepaistega tunde, pole oluline.

$$PET_{Hamon} = 13,97 * d * D^2 * W_t \quad (4)$$

kus PET_{Hamon} on PET (mm/kuus), d on päevade arv kuus, D on kuu keskmine päeva pikkus (h/12) ja W_t on küllastunud veeauru tiheduse komponent (g/m^3), mis on arvutatud kasutades järgnevat võrrandit:

$$W_t = \frac{4,95 * e^{0,062 * T}}{100}, \quad (5)$$

kus T on kuu keskmine temperatuur ($^{\circ}C$) (Hamon, 1961, ref. McCabe ja Markstrom, 2007).

Kuu keskmine päeva pikkus D ehk aeg päikesetõusust päikeseloojanguni on arvutatud järgneval esitatud Shuttleworthi (1993) soovitatud valemite abil:

$$1) N = \frac{24}{\pi} * \omega_s, \quad (6)$$

kus N on päeva pikkus (h) ja ω_s on päikeseloojangu tunninurk (rad),

$$2) \omega_s = \arccos(-\tan \phi * \tan \delta), \quad (7)$$

kus ϕ on koha (järve) laiuskraad (rad) ja δ on päikese deklinatsioon (rad), mis arvutatakse välja järgnevalt:

$$3) \delta = 0,04093 * \sin\left(\frac{2\pi}{365} * J - 1,405\right), \quad (8)$$

kus J on Julianuse päeva number (1. jaanuaril $J=1$, 31. detsembril $J=365$).

D arvutamiseks leitakse kuu kõikide päevade pikkuste aritmeetiline keskmine ning jagatakse 12-ga.

Thornthwaite'i äravoolumudelil kasutatakse sisendparameetritena kuu keskmist sademete hulka ja mulla veemahtuvust. Nende ja PETi põhjal arvutatakse välja iga kuu tegelik evapotranspiratsiooni määr (AET) ning muutus mulla veevarus. AET on tavaliselt väiksem kui PET, sest tihtipeale, eriti suvekuudel, on mullast kättesaadava vee kogus piiratud.

Järgnev mudeli kirjeldus põhineb McCabe'il ja Markstromil (2007). Esmalt on vaja välja arvutada kui palju vett on teoreetiliselt igas kuus võimalik kasutada mulla veevaru täiendamiseks. Et seda leida, tuleb ära määratleda kui palju kuu jooksul langevatest sademetest esineb tahkel ja kui palju vedelal kujul ning kui palju tahkel kujul langenud sademetest ära sulab. Mudelis eeldatakse, et kõik sademed langevad lumena siis, kui kuu keskmine temperatuur on alla -5°C ning kõik sademed langevad vihmamana siis, kui kuu keskmine õhutemperatuur on üle $3,3^{\circ}\text{C}$. Vahepealsete temperatuuride korral langeb osa sademetest kuu jooksul lumena ning osa vihmamana vastavalt võrrandile

$$P_{\text{lumi}} = P * \left(\frac{T_{\text{vihm}} - T}{T_{\text{vihm}} - T_{\text{lumi}}} \right), \quad (9)$$

kus P_{lumi} on lumena langevate sademete hulk kuus (mm), P on kuu sademete koguhulk (mm), $T_{\text{vihm}}=3,3^{\circ}\text{C}$, $T_{\text{lumi}}=-5^{\circ}\text{C}$ ja T on kuu keskmine õhutemperatuur ($^{\circ}\text{C}$).

Kui kuu keskmine õhutemperatuur on madalam kui T_{lumi} , siis kuu jooksul lund ei sula (SMF-lumesulamiskoeffitsient on 0), vaid see talletub lumevaruna (*snostor*). Kui kuu keskmine õhutemperatuur on kõrgem kui T_{vihm} , sulab kogu kogunenud lumi ära (SMF on 1). Vahepealsete temperatuuride korral on kuise lumesulamiskoeffitsendi väärtus (SMF) sõltuv kuu keskmisest temperatuurist ning see leitakse järgnevalt:

$$SMF = \frac{T - T_{\text{lumi}}}{T_{\text{vihm}} - T_{\text{lumi}}}, \quad (10)$$

kus T , T_{lumi} ja T_{vihm} on samad, mis võrrandis (8).

Lumena akumulieruva sademete kogus (*snostor*) leitakse järgnevalt:

$$\text{snostor} = \text{snostor}_{(m-1)} + P_{\text{lumi}} - (\text{snostor}_{(m-1)} + P_{\text{lumi}}) * SMF, \quad (11)$$

kus $\text{snostor}_{(m-1)}$ on eelmise kuu lõpus eksisteerinud lume kogus (mm) ja P_{lumi} on vaadeldaval kuul juurdesadanud lume kogus (mm). Seega on iga kuu lõpuks olemas olev lumevaru võrdne eelmise kuu lõpul eksisteerinud lumevaru ja käesoleval kuul juurde sadanud lume koguse summaga, millest on maha lahutatud kuu jooksul ära sulanud lume kogus.

Kuine lumesulamisevee hulk (SM) leitakse

$$SM = \text{snostor}_{(m-1)} + P_{\text{lumi}} - \text{snostor}, \quad (12)$$

ehk eelmise kuu lõpul maad katnud lumevaiba paksusele liidetakse juurde käesoleva kuu jooksul juurde sadanud lume kogus ning lahutatakse käesoleva kuu lõpus maad katva lumekihi paksus.

Vihmana langevate sademete hulk leitakse, lahutades kuise sademete koguhulgast lumena langenud sademete hulga.

$$P_{\text{vihm}} = P - P_{\text{lumi}}. \quad (13)$$

Mudelis eeldatakse, et vihmana langevatest sademetest läheb iga kuu 5% otsessesse äravoolu (DRO). Otsene äravool on veehulk, mis suurte sadude ajal ei jõua pinnasesse imbuda ning seetõttu voolab pinnavooluna otse järve.

$$DRO = P_{vihm} * drofac ,$$

(14)

kus $drofac=0,05$.

Seejärel arvutatakse välja järelejääv märgade sademete hulk ($P_{jääk}$)

$$P_{jääk} = P_{vihm} - DRO . \quad (15)$$

Lõpuks on võimalik välja arvutada, kui suur on vaba vee kogus (P_{kogu}), mida saaks kasutada mulla veevaru täiendamiseks ja evaporatsiooniks

$$P_{kogu} = P_{jääk} + SM . \quad (16)$$

Kui vaba vedela vee kogus on leitud, on võimalik välja arvutada tegeliku evapotranspiratsiooni teel aurustuv vee hulk (AET). Kui vaba vee kogus (P_{kogu}) ületab vastava kuu jaoks välja arvatud potentsiaalset evapotranspiratsiooni määra (PET), siis on AET võrdne PETiga (kuna vett on evapotranspiratsiooniks piisavalt kättesaadaval) ning veekogus, mis AETst üle jääb, täiendab mulla veevaru (ST). Kui aga P_{kogu} on väiksem kui PET, siis ei saa evapotranspiratsioon toimuda pelgalt kuu jooksul lisandunud vee arvelt, vaid see hakkab sõltuma ka mullast ammutatavast veest. Seega on selliste kuude puhul AET võrdne P_{kogu} pluss mulla veevarust kättesaadav veekogus (STW). Vee kogus, mis on võimalik mulla veevarust evapotranspiratsiooni suunata, väheneb koos mulla veevaru vähenemisega. Seega, mida kuivem on muld, seda raskem on mullast vett kätte saada ning seetõttu on seda vähem saadaval ka AET jaoks. STW arvutatakse järgnevalt:

$$STW = \left[abs(P_{kogu} - PET) * \left(\frac{ST_{m-1}}{STC} \right) \right], \quad (17)$$

kus ST_{m-1} on mulla veevaru eelmise kuu lõpul ja STC on mulla maksimaalne veemahtuvus. Seega, kui eelmise kuu lõpul oli mulla veevaru võrdne mulla maksimaalse veemahtuvusega, siis on käesoleva kuu jaoks võimalik mullast AET jaoks kätte saada kogu PETiga määratletud vee kogus. Mida väiksem oli aga eelmise kuu lõpul mulla veevaru mulla maksimaalse veemahtuvusega võrreldes, seda väiksem on ka käesoleva kuu jooksul AETks kättesaadava vee kogus. Kirjeldatava mudeli juhendis on soovitatud mulla maksimaalse veemahtuvusena täpsemate andmete puudumisel kasutada $STC=150$ mm, mis on töötanud mitmetel katsetustel üle maailma (McCabe & Markstrom, 2007).

Juhul kui $P_{kogu} < PET$, saab tegeliku evaporsioonimäära (AET) seega välja arvutada

$$AET = P_{kogu} + STW \quad (18)$$

Mulla veevaru (ST) täieneb nendel kuudel, mil $P_{kogu} > PET$, väheneb aga kuudel, mil $P_{kogu} < PET$. Seega kuudel, mil $P_{kogu} > PET$ saab mulla veevaru arvutada järgnevalt:

$$ST = \min\left\{\left(P_{kogu} - PET\right) + ST_{m-1}, STC\right\}, \quad (19)$$

mis tähendab seda, et juhul kui mulla eelmise kuu veevaru ja evapotranspiratsioonist üle jääva vee hulga summa ületab mulla veemahtuvuse, siis on mulla veevaruks ikkagi mulla veemahtuvus ning ülejäänud vesi (*surplus*) läheb äravoolu (RO). Kuudel, mil $P_{kogu} < PET$, on mulla veevaru kuu lõpuks

$$ST = ST_{(m-1)} - STW \quad (20)$$

Valgalalt ühe kuu jooksul äravooluna järve jõudva vee kogus leitakse, lisades mulla veemahutavuse ületavale veekogusele (*surplus*) otsese äravoolu (DRO).

Kogu valgala äravool leitakse kuiste äravooluväärtuste korrutamisel järve valgala pindalaga, millest on lahutatud järve veepeegli pindala.

Vassiljev *et al.* (1995) on näidanud, et valgala katva taimestiku tüüp (mets, rohumaa) ei oma erilist rolli äravoolu koguste kujunemisel. Samuti puudub kasutatud mudeli kirjelduses (McCabe & Markstrom, 2007) valgala katva taimestiku komponent. Seega on lihtsuse huvides käesolevas töös see äravoolu mõjutav komponent kõrvale jäetud.

Erinevad valgalalt äravoolu arvutavad mudelid ei arvesta ka võimalusega, et valgalalt osa vett otse põhjavette infiltreeruks. Kogu vesi, mida pinnas ei suuda siduda, läheb äravoolu. Seda eeldust on äravoolu arvutamisel kasutanud nii Tõnisson (1995), Vassiljev *et al.*, (1995), Dingman (2002), McCabe & Markstrom (2007) kui ka Perrone, *et al.* (2008). Selle lihtsustuse tõttu võib eeldada, et arvutatud äravooluväärtused on tegelikkusest kõrgemad. Kuigi kuna äravoolu puhul on arvesse võetud nii pinnase peal kui ka pinnase sees toimuv äravool, siis arvestades järvede valgala üldist kuju, võib oletada, et enamik mulla veemahtuvust ületavast veest valgubki esmajärjekorras järve ning infiltreerub alles seal. Seega ei tohiks äravoolu arvutamisel tekkiv viga olla märkimisväärne.

2.2.2. Aurustumise alammudel

Aurustumise alammudel arvutab igakuiselt järve pinnalt aurustuva veekoguse. Selle leidmiseks on käesolevas töös kasutatud Penmani kombinatsioonilist valemit, mida on peetud täpsemaiks valemiks vaba vee pinnalt aurustunud veekoguste arvutamiseks (Shuttleworth, 1993; Davie, 2002; Dingman, 2002; Rosenberry *et al.* 2006). Kuna käesoleva töö valmimisel ei olnud võimalik kasutada kõiki originaalses Penmani võrrandis nõutavaid

sisendparameetreid, siis lähtuti lihtsustatud Penmani võrrandist, mis on tuletatud Linacre (1993) poolt. Ka Valiantzas (2006) on esitanud ühe Penmani võrrandi lihtsustatud variandi, kuid kuna selles on üheks nõutavaks sisendparameetriks keskmine päikesepaiste kestus tundides, siis vastavate andmete puudumisel seda lihtsustust kasutada ei saanud. Linacre võrrandi kasuks räägib ka see, et kuigi see on kalibreeritud Austraalia meteoroloogilisi andmeid kasutades, on seda edukalt kasutatud käesoleva töö uuringualadele sarnasemates tingimustes. Nimelt on seda Penmani võrrandi lihtsustust kasutatud kuise aurustumise arvutamiseks Kopenhaageni lähedal asuvalt veekogult. Kusjuures aastane erinevus arvatud ja otseselt mõõdetud tulemuste vahel oli vaid 3% (Linacre, 1993).

Linacre lihtsustatud Penmani võrrandi saab esitada järgneval kujul:

$$E_0 = (0,015 + 0,00042 * T + 10^{-6} * z) * [0,8 * R_s - 40 + 2,5 * F * u * (T - T_d)], \quad (21)$$

kus E_0 on kuu keskmine aurustumine järve pinnalt (mm/kuus), T on kuu keskmine õhutemperatuur ($^{\circ}\text{C}$), z on järve kõrgus merepinnast (m), R_s on järve pinnale langeva päikesekiirguse intensiivsus (W/m^2), u on tuule kiirus 2 m kõrgusel (m/s), T_d on kastepunkti temperatuur ($^{\circ}\text{C}$) ja F on järve kõrgusest sõltuv faktor, mis on arvutatav järgnevalt:

$$F = 1,0 - 8,7 * 10^{-5} * z, \quad (22)$$

kus z on endiselt järve kõrgus merepinnast (m).

Kuna instrumentaalselt mõõdetud kastepunkti temperatuuri (T_d) polnud töö valmimisel võimalik kasutada, siis tuli see arvutada suhtelise niiskuse ja keskmise temperatuuri põhjal kasutades Magnus-Tetensi võrrandit (Dew Point..., 2006):

$$T_d = \frac{237,7 * H}{17,27 - H}, \quad (23)$$

kus H saab leida järgnevalt:

$$H = \frac{\log_{10}(RH) - 2}{0,4343} + \frac{17,27 * T}{237,7 + T}, \quad (24)$$

kus RH on keskmine õhuniiskus (%) ja T on kuu keskmine õhutemperatuur ($^{\circ}\text{C}$).

Järve pinnale langeva päikesekiirguse intensiivsuse (R_s) saab arvutada Linacre (1993) poolt välja pakutud võrrandi järgi, mis põhineb sellel, et järve pinnale langeva päikesekiirguse intensiivsus on teatud koefitsendi võrra väiksem Maa atmosfääri välispinnale langeva päikesekiirguse intensiivsusest (R_a). See koefitsent on sõltuvuses pilvisusest ehk mida rohkem on pilvi, seda vähem atmosfääri välispinnale langevast kiirgusest jõuab järveni. Pilvisuse leidmiseks kasutatakse omakorda empiirilist seost sademete ja pilvede vahel ehk mida suurem on kuu sademete hulk, seda tihedam on ka pilvisus. Seega R_s -i arvutamine käib järgnevalt:

$$R_s = R_a (0,85 - 0,047 * C), \quad (25)$$

kus R_s on järve pinnale langenud päikesekiirguse intensiivsus (W/m^2), R_a on atmosfääri välispinnale langenud päikesekiirguse intensiivsus (W/m^2) ja C on pilvisus, mis leitakse:

$$C = 1 + 0,5 * \log(P) + [\log(P)]^2, \quad (26)$$

kus P on kuu summaarne sademete hulk (mm).

R_a ei sõltu meteoroloogilistest parameetritest ning selle väärtus oleneb ainult vaatluskoha asukohast Maal ning aastaajast. Seda saab arvutada Shuttleworthi (1993) poolt soovitatud võrrandite abil:

$$R_a = 3,26 * d_r * (\omega_s * \sin(\phi)) * \sin(\delta) + \sin(\omega_s) * \cos(\phi) * \cos(\delta), \quad (27)$$

kus R_a on atmosfääri välispinnale langenud päikesekiirguse intensiivsus (W/m^2), d_r on Maa ja Päikese suhteline vahemaa, ω_s on päikeseloojangu tunninurk (rad), mis on leitud valemi (6) järgi, δ on päikese deklinatsioon (rad), mis on leitud valemi (7) järgi, ϕ on koha (järve) laiuskraad (rad).

Maa ja Päikese suhteline vahemaa (d_r) on leitav järgnevalt

$$d_r = 1 + 0,033 * \cos\left(\frac{2 * \pi * J}{365} * J\right), \quad (28)$$

kus J on Julianuse päeva number, mille saab kuu keskmiste päevade jaoks leida:

$$J = INT(30,5 * i - 14,6), \quad (29)$$

kus i on kuu järjekorranumber.

Talvekuudel, mil kuu keskmine õhutemperatuur on madalam kui $-2^\circ C$, on järve pind kaetud jääga. See takistab oluliselt vee aurustumist järvest ning lähtuvalt Vassiljev *et al.* (1994) arvutustest on sel perioodil järve pinnalt aurustuvad veekogused tühised. Seega on ka käesolevas mudelis lähtutud selles, et juhul kui kuu keskmine temperatuur on madalam kui $-2^\circ C$, siis aurustumine järve pinnalt puudub.

Kogu järve pinnalt aurustunud vee kogus leitakse, liites valemi (19) järgi leitud kuised väärtused ning korrutades saadud aasta aurustumise summa järve veepeegli pindalaga.

2.2.3. Veebilansi alammudel

Veebilansi alammudel töötab aastase sammuga ning arvutab aastas sademetega järve pinnale lisandunud veekoguse ning põhjavette infiltreeruva veekoguse. Nende kahe ja eelmiste alammudelite aastaste tulemuste põhjal arvutatakse lõpuks välja järve veemahu ja pindala muutus.

a) Sademed

Aastaga järve sademetega lisandunud vee kogus P_1 leitakse, korrutades mõõtmistulemustega leitud aastase sademete hulga (m) järve veepeegli pindalaga (m^2).

b) Infiltratsioon

Vastavalt valemile (3) saab parameetrite P, R ja E olemasolul välja arvutada veebilansi jääkkomponendi ehk väljavooluta järve puhul on selleks veekogus, mis ühe aasta jooksul põhjavette infiltreerub või vastupidi, põhjaveest järve juurde tuleb, eeldusel, et aastased veetaseme muutused on tühised.

Veebilansi alammudel arvutabki esmalt valemi (3) järgi välja $G_0 - G_i$ ning selle põhjal veekoguse, mis tänapäeval aasta jooksul pinnaühiku kohta järve põhjast infiltreerub ehk infiltratsioonikoefitsendi. Kuna nii suurem järve ja sellega seotult ka järve põhja pindala, tagab võimaluse suuremaks infiltratsiooniks, sest potentsiaalne pind veevahetuseks põhjavee vahel kasvab, on käesolevas mudelis infiltratsioonikoefitsendi arvutamiseks kasutatud järgnevat valemit:

$$f = \frac{G_o - G_i}{A_l} \quad (30)$$

kus f on infiltratsioonikoefitsent (m^3/m^2), $G_0 - G_i$ on aastas infiltreeruv veehulk (m^3) ja A_l on järve veepeegli pindala (m^2). Arvestades seda, et madala järve puhul on veepeegli ja järve põhja pindala erinevused tühised, saab infiltratsioonikoefitsendi arvutustes kasutada järve põhja pindala asemel järve veepeegli pindala.

Holotseeni kliimatingimuste rekonstrueerimiseks eeldatakse, et infiltratsioonikoefitsent ei ole ajas muutuv ning seetõttu on pinnaühiku kohta toimunud pidevalt sama intensiivne vee imbumine põhjavette. Seega selleks, et leida rekonstrueeritavatel ajahetkedel aasta jooksul infiltreerunud vee kogused, on valemi (30) järgi leitud tänapäevale vastav koefitsent korrutatud rekonstrueeritud järvede põhja pindalaga.

Kahtlemata on selle lähenemise puhul tegemist infiltratsiooniprotsessi liigse lihtsustamisega ning see ei vasta täpselt tegelikele järve põhjas aset leidvatele protsessidele. Kogu järve põhjas ei toimu põhjavette imbumine ühtlase intensiivsusega, sest seda mõjutab settekivi erinev paksus ja sette iseloom, mis on ka ajas muutuv. Kuna aga järvede põhjas aset leidvat infiltreerumist on vähe uuritud ning järvesette erinevatele fraktsioonidele vastavaid infiltratsioonikoefitsente pole leitud, ei saanud ka käesolevas mudelis järve põhjas olevatele erinevatele settetüüpidele vastavalt diferentseeritud infiltratsioonikoefitsenti rakendada. Arvestades veel ka seda, et enamik paleolimnoloogilistest mudelitest eeldavad, et põhjaveest järve imbuva vee ning tagasi põhjavette jõudva vee kogused on võrdsed (Vassiljev, 2007), on kirjeldatud valemi kasutamine käesolevas mudelis sammuks lähemale reaalsusele vastavatele oludele. Põhjavee komponendiga arvestavad mudelid on samuti lähtunud erinevatest lihtsustustest, näiteks Cardille *et al.* (2004) on eeldanud, et infiltratsiooniala pindala vastab lihtsalt sellele osale järve põhja pindalast, mis ei jää sügavamale kui ühe meetrise veekihi alla.

Põhja pindalast sõltuva infiltratsiooni kasutamise kasuks kõneleb ka see, et vastavat suurust on kerge leida ning seda saab ka mudelis hõlpsasti ajas dünaamiliselt muutuma panna, kuna see sõltub vaid järvenõo kujust. Oletuse, et minevikus toimus infiltratsioon pindalaühiku kohta sama intensiivsusega mis tänapäeval, tõlevastavust oleks vaja edasiste uuringutega aga kindlasti kontrollida.

c) Veebilanss

Kui kõik veebilansi komponendid on leitud, arvutab veebilansi alammudel välja kuidas järve veemaht muutunud kliimaparameetritele reageerib. Veemahu muutused võivad olla nii positiivsed kui negatiivsed, seega võib järves leiduva vee hulk kliimaparameetrite muutumisel kasvada või kahaneda kuni veebilansi komponendid saavutavad uuesti tasakaalu. Juhul kui aasta summaarne sademete hulk kasvab, toob see endaga kaasa sademetega järve pinnale lisanduva veekoguse suurenemise, samuti suureneb valgalalt järve jõudva vee kogus. Aurustumine seevastu veidi väheneb, kuna nagu eelnevalt kirjeldatud (vt. Aurustumise alammudel lk. 20), on üks aurustumise mõjutajatest pilvkate, mille ulatust arvutatakse sademete koguse järgi. Kuna järve sissevoolava vee koguse suurenemine toob kaasa järve veemahu ning sellega seotult ka pindala suurenemise, hakkab järve veepeegli pindala kasvamisega suurenema ka järve pinnalt aurustuva vee kogus. Samuti toob järve pindala kasv kaasa infiltreeruva veekoguse suurenemise, kuna vastav parameeter on pandud sõltuma järve pindalast. Lõpuks saavutavad nii suurenenud sisendid kui ka väljundid taaskord tasakaalu ning saavutatud on uus, konkreetsetele kliimaparameetritele vastav stabiilne veemaht järves. See jääb püsima kuni järgmise kliimaparameetrite muutuseni.

Mudelis on vaja järve ruumalast sõltuvalt muuta järve veepeegli pindala (ruumala kasvades suureneb ka pindala ning vastupidi), samas aga pidevat, kogu järve arengu jooksul kehtinud ruumala ja pindala vahelist funktsiooni olemas ei ole. Kuna järve arengu jooksul kattub selle põhi pidevalt settega ning seetõttu muutub ka järvenõo kuju kirjeldav funktsioon, ei ole arvutustes võimalik kasutada staatilisi näitajaid, mis annavad järve veemahu ja pindala sõltuvuse, eriti veel seetõttu, et ka sete ei akumuleeru järvepõhja kogu järve arengu jooksul konstantse kiirusega. Eelnevast lähtuvalt on käesolevas mudelis järve veemahu ja pindala vaheline sõltuvus arvutatud iga ajavahemiku jaoks eraldi, kasutades setetest saadud andmete abil rekonstrueeritud kunagistele veemahtudele vastavaid pindalasisid.

Pindala ja ruumala vahelise muutuse suhe (g) on arvutatud järgnevalt:

$$g = \frac{A_{Ls} - A_{Lt}}{V_{Ls} - V_{Lt}}, \quad (31)$$

kus A_{Ls} on järve veepeegli pindala (m^2) rekonstrueeritava ajahetkel, A_{Lt} on järve veepeegli pindala (m^2) tänapäeval, V_{Ls} on järve ruumala (m^3) rekonstrueeritava ajahetkel, V_{Lt} on järve ruumala (m^3) tänapäeval. Seega kui järve ruumala muutus on x , on samale ruumala muutusele vastav järve veepeegli pindala muutus $x \cdot g$.

Uutele kliimaparameetritele vastava tasakaaluveehulga leidmine käib mudelis järgnevalt:

- 1) Muutunud kliimaparameetritele vastavalt arvutatakse välja eelnevalt kirjeldatud neli veebilansi komponenti aasta lõikes vastavalt praegusele järve veepeegli pindalale;
- 2) Leitakse sellisel juhul tekkiv järve veemahu muutus vastavalt valemile (2) ning uus veehulk;
- 3) Veemahu muutuse põhjal arvutatakse valemi $A_L = A_{L(t-1)} + \Delta V \cdot g$ (32) järgi välja uus järve veepeegli pindala. Valemis (32) on A_L järve uus pindala (m^2), $A_{L(t-1)}$ on järve veepeegli pindala (m^2) eelmise aasta lõpus, ΔV on veehulga muutus käesoleva aasta jooksul (m^3) ja g on järve veepeegli pindala ja ruumala vahelise muutuse suhe, mis on arvatud vastavalt valemile (31).
- 4) Järgmise aasta jaoks kasutatakse veebilansi komponentide arvutamisel juba uut järve veepeegli pindala;
- 5) Arvutusi korratakse seni kuni veebilansi sisendid ja väljundid saavutavad tasakaalu ehk vastavalt valemile (2) arvutatav veebilansi muutus on 0.

Kuna, nagu selgub, on mudeli puhul muutunud veekogus ja pindala tegelikult juba sisendandmed, tuleb mudeli käitamisel otsida proovimise teel sobivaid kliimaparameetrite kombinatsioone, mille puhul oleks võimalik saavutada setete põhjal rekonstrueeritud veehulk, ja pindala.

d) Veevahetuse aeg

Lisaks järve veemahu muutusele arvutab mudel välja ka järve veevahetuse aja nii tänapäeval kui ka rekonstrueeritava ajahetkel. Veevahetuse aja saab välja arvutada, jagades järve veemahu aasta jooksul järve lisanduva veekogusega:

$$Q = \frac{V}{P_l + R_c}, \quad (33)$$

kus Q on veevahetuse aeg (a), V on järve veemaht (m^3), P_l on aastane järve pinnale langenud sademete hulk (m^3) ja R_c on aastane äravool valgalalt (m^3) (Perrone, *et al.*, 2008).

2.3. Andmed järvede pindala ja ruumala muutuste kohta

Selleks, et leida arvutustes algandmetena vajalikke järve ruumalasisid ja pindalasisid nii tänapäeval kui ka erinevate Holotseeni ajahetkede jaoks, tuleb välitööde käigus koguda teavet järvenõo topograafia kohta ning dateerida erinevate settekihtide vanus. Kuna vastavate toimingute detailne kirjeldus ei kuulu käesoleva töö eesmärkide hulka, on järgnevalt selguse huvides antud nimetatud andmete päritolu kohta lühiülevaade.

Välitööd Ҡūžul toimusid 2008. aasta kevadel. Saadud tulemuste alusel loodi programmi *MapInfo Professional 9.0* abil järvest kõrgusmudel, mille baasil leiti järvenõo ruumala ning kuju tänapäeval. Mõõdistamised ja andmetöötluse viis läbi TLÜ Ökoloogia Instituudi vanemteadur PhD Jaanus Terasmaa.

Järve valgala määramiseks ja iseloomustamiseks kasutati samuti *MapInfo*. Alusmaterjaliks oli vene topokaart mõõtkavas (1:20 000), mille digitaliseerimise ning *MapInfo* liideses *VerticalMapper* kolmemõõtmeliseks muutmise järel oli võimalik piiritleda järve valgala ning seal valitsevad kõrgussuhted. Vastavad toimingud viisid läbi käesoleva töö autor ja TLÜ Ökoloogia Instituudi vanemteadur PhD Jaanus Terasmaa.

Andmed Väike-Juusa järvenõo tänapäevase topograafia ja Holotseeni kestel esinenud veekoguste kohta pärinevad TPÜ Ökoloogia Instituudi 2003. aasta suvel toimunud välitöödelt. Mõõdistamised ja andmetöötluse viisid läbi TLÜ Ökoloogia Instituudi vanemteadur PhD Jaanus Terasmaa ja teadur MSc Tiit Vaasma. Tulemusi kajastab Tabel 2.1.

Andmed ja kirjeldused Väike-Juusa järve ning selle valgala kohta pärinevad Tiit Vaasma bakalaureusetööst (Vaasma, 2004).

2.4. Meteoroloogilised andmed

Selleks, et arvutada järvede kohta tänapäevale vastavate veebilansi komponentide väärtusi, on vaja viimaste aastakümnete keskmisi kliimanäitajaid. Samuti on tänapäevaseid keskmisi vaja kliimarekonstruktsioonides, kuna nende põhjal saab otsustada, millised on olnud muutused tänapäevaga võrreldes.

Töös kasutatud Ҡūžu järve kohta käivad meteoroloogilised andmed pärinevad Zoseni meteoroloogilisest jaamast, mis paikneb järvest 36 km kirdes, samal kõrgusel merepinnast nagu Ҡūžugi. Tuule kiiruse ja keskmise õhuniiskuse puhul on kasutatud Vidzeme kõrgustiku keskmisi väärtusi. Tänapäeva stabiilse veetaseme saavutamiseks vajalike arvutuste läbiviimiseks arvutas käesoleva töö autor aastate 1946-2002 mõõtmistulemuste põhjal välja kuude keskmised sademete kogused ja õhutemperatuurid (Lisa 1). Aasta summaarne sademete hulk uuringualal on 730 mm. Kõige vähem langeb sademeid märtsis 37 mm, kõige

enam juulis 85 mm. Soojal poolaastal maist oktoobrini sajab 60% kogu aastasest sademete hulgast. Keskmised temperatuurid ulatuvad $-6,3^{\circ}\text{C}$ -st veebruaris $16,2^{\circ}\text{C}$ -ni juulis, aasta keskmine temperatuur on $4,7^{\circ}\text{C}$.

Väike-Juusa keskmise õhutemperatuuri, tuule kiiruse ja keskmise õhuniiskuse andmed pärinevad järvele kõige lähemast suuremast meteoroloogilisest jaamast Võrus (35 km SE). Keskmise õhutemperatuuri puhul on kasutatud aastate 1966-1999 andmeid (Jaagus, 2002). Tuule kiiruse ja keskmise õhuniiskuse puhul on kasutatud aastate 1961-1990 keskmisi (Kliimanormid, 2009). Sademete andmed on pärit Koorvere vaatluspunktist, mis paikneb Väike-Juusa järvest 25 km kirdes, ning kajastavad aastate 1966-1998 keskmisi (Jaagus, 2002). Aasta summaarne sademete hulk alal on 710 mm, kõige vähem langeb sademeid veebruaris 35 mm, kõige enam augustis 87 mm (Lisa 1). Soojal poolaastal maist oktoobrini sajab 62% kogu aastasest sademete hulgast. Keskmised temperatuurid ulatuvad $-6,2^{\circ}\text{C}$ -st jaanuaris $17,2^{\circ}\text{C}$ -ni juulis, aasta keskmine temperatuur on $5,4^{\circ}\text{C}$.

2.5. Modelleerimise käik

Esmalt arvatati nii Väike-Juusa kui ka Kõžu jaoks välja nüüdisaegse veebilansi komponendid ja nende kujundajad, kasutades tänapäevaseid kuude keskmisi õhutemperatuure, sademete hulki, tuule kiiruseid ja keskmisi õhuniiskusi.

Seejärel modelleeriti Väike-Juusa Holotseeni veekogustele vastavaid kliimaparameetreid lähtuvalt Terasmaa & Punning (2009) veekoguste rekonstruktsioonidele 8000, 6000, 4000, 3000 ja 2000 ^{14}C aastat tagasi. Nendele ajahetkedele vastavad järve ruumalad, pindalad ja keskmised sügavused on toodud Tabelis 2.1. Kuigi järv eksiteeris ka juba varem ei ole varasemaid veehulga rekonstruktsioone mõistlik käesolevasse mudelisse rakendada. Põhjuseks see, et Hilis-Pleistotseenis ja Vara-Holotseenis oli järvenõos tunduvalt rohkem vett kui ükskõik millisel perioodil hiljem kogu Holotseenis, Väike-Juusa puhul näiteks $321\,000\text{ m}^3$. See veehulk ei olnud järvenõkku kogunenud aga mitte kliimaparameetrite ja põhjavee tasakaalu tõttu, vaid tegemist oli jäänukveega liustiku sulamise ajast. Seega ei omanud selliste paleojärvede näitajate veebilansi mudelisse sisestamine reaalselt mõtet, kuna vesi ei pärinenud mitte mudelis olevatest sisenditest ehk sademete ja põhjaveest, seega oleksid ka vastuseks saadavad kliimaparameetrid tegeliku sisuta.

Tabel 2.1. Väike-Juusat iseloomustavad parameetrid (Terasmaa & Punning, 2009)

	8000 ¹⁴ C a tag	6000 ¹⁴ C a tag	4000 ¹⁴ C a tag	3000 ¹⁴ C a tag	2000 ¹⁴ C a tag	0
Ruumala, m ³	20000	22000	84000	44000	154000	111000
Pindala, m ²	8300	12400	25000	23600	37100	29900
Maksimaalne sügavus, m	3,7	3,5	5,4	3,9	7,4	5,8
Keskmine sügavus, m	2,5	1,8	3,3	1,9	4,2	3,9

Esimestes simulatsioonides arutati kolmele erinevale temperatuuristsenaariumile vastavad sademete kogused kõigi eelpoolloetletud järvekehandite jaoks. Esmalt langetati kõikide kuude keskmisi temperatuure tänapäevasega võrreldes 2°C ning leiti, milline oleks pidanud olema vastav muutus kuude keskmises sademete hulgas, et rekonstrueeritud veehulgaga järv stabiilselt eksisteeriks. Sama protseduuri korral juhul kui kõikide kuude keskmine õhutemperatuur oleks sama mis tänapäeval ja sellest 2°C kõrgem. Tuule kiiruse ja keskmise õhuniiskuse näitajad jäeti tänapäevasele tasemele.

Järgnevatel simulatsioonides lähtuti sellest, et õietolmul põhinevad temperatuurirekonstruktsioonid on vastavalt Guiot *et al.* (1993) tööle usaldusväärsemad kui sademete rekonstruktsioonid. Seega võeti edasiste eksperimentide puhul aluseks Seppä ja Poska (2004) poolt Eesti kohta tehtud aasta keskmiste temperatuuride rekonstruktsioonid Holotseenis ning arutati välja, milline pidi olema nendele temperatuuridele vastav aastane sademete kogus, et saavutada järve rekonstrueeritud mahtusid, ning sellega seotult ka muud mudelis leitavad parameetrid. Vastava aja kohta rekonstrueeritud temperatuurid liideti või lahutati taaskord võrdselt kõigile kuudele temperatuuri sessaonset kõikumist arvestamata. Ka sademete puhul jaotati arvutatav muutus võrdselt kõikidele kuudele. Tuule kiiruse muutus ning keskmise õhuniiskuse muutus jäeti taaskord arvestamata, kuna vastavaid rekonstruktsioone ei ole võimalik adekvaatselt tekitada. Keskmist õhuniiskust oleks võimalik küll arvutada, kasutades küllastunud veeauru rõhku nii keskmise õhutemperatuuri kui ka kastepunkti juures (Allen *et al.*, 1998). Kuid kuna keskmist õhuniiskust ongi mudelis vaja aurustumise võrrandis kasutatava kastepunkti temperatuuri välja arvutamiseks, siis seda meetodit rakendada ei saa. Samuti oleks võimatu rekonstrueerida kastepunkti temperatuure minevikus.

Kõhu kohta ei olnud sarnaseid rekonstruktsioone käesoleva töö raames võimalik teha, kuna järve kohta puuduvad esialgu Holotseeni veekoguste rekonstruktsioonid. Kuid vastavate andmete tekkimisel on plaanis ka selle järve kohta viia läbi samad simulatsioonid.

3. UURIMISALADE VALIK JA KIRJELDUS

3.1. Valikutegurid

Eelnevalt kirjeldatud mudelit rakendati tänapäeva veebilansi välja arvutamiseks kahe väikese glatsiokarstilise järve peal, millest üks – Väike-Juusa – paikneb Otepää kõrgustikul ja teine – Ķūžu – Lätis Vidzeme kõrgustikul. Väike-Juusa puhul arvutati veebilanss välja ka Holotseeni erinevate perioodide jaoks. Mõlemad järved on enam-vähem suletud, paiknedes selgelt välja kujunenud nõgudes, millel ei ole olulist väljavoolu. Mõlemad järved paiknevad kõrgustikel, kuid on samas üksteisest piisavalt kaugel, et olla mõjutatud erinevatest lokaalsetest kliimatingimustest. Samuti erinevad järved üksteisest nii veepeegli pindala, valgala pindala kui ka veepeegli ja valgala pindala suhte tõttu, mis nagu eelpool kirjeldatud võib oluliselt mõjutada järve reageerimist kliimamuutustele. Peamisteks valikukriteeriumiteks osutusid aga need, et Väike-Juusa järve kohta on olemas rekonstrueeritud veehulgad ja pindalad Holotseeni erinevate perioodide kohta ning Vidzeme kõrgustiku järvi on väga vähe uuritud.

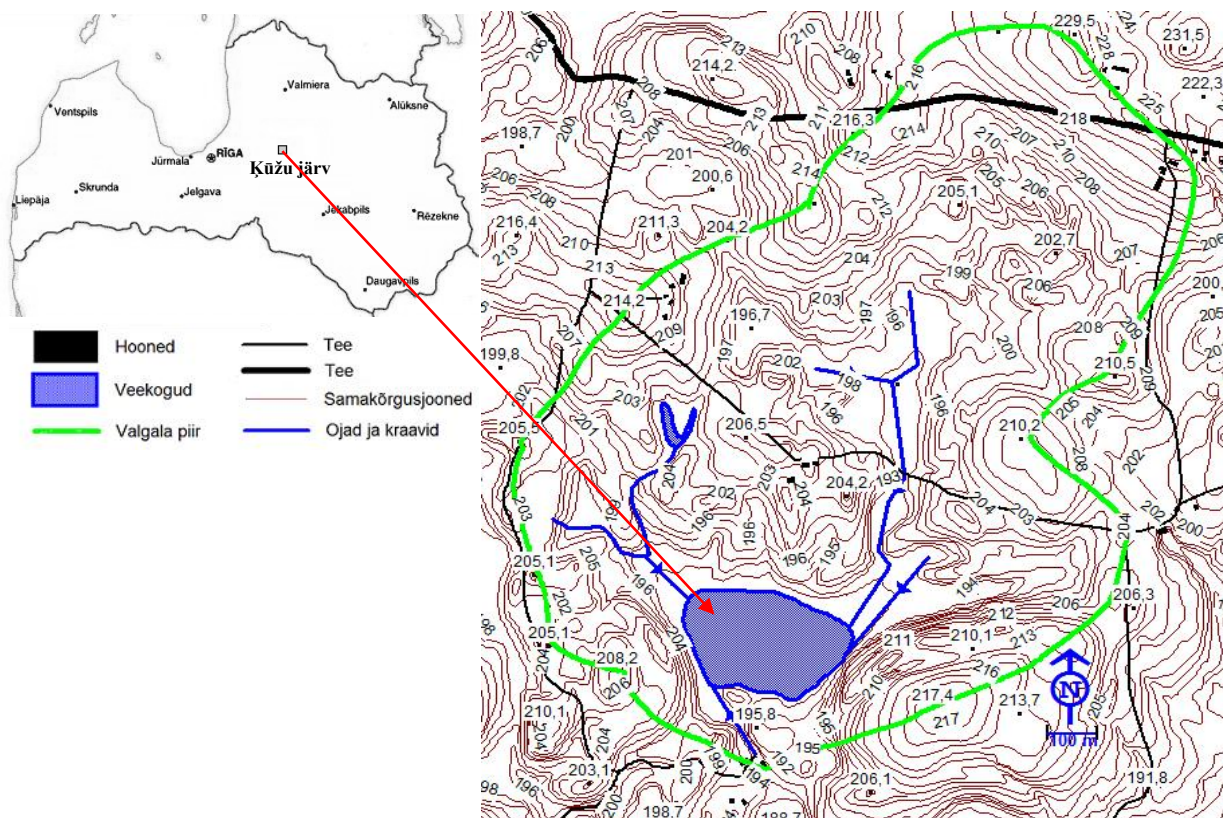
3.2. Ķūžu järv

Ķūžu järv asub Kesk-Lätis (Joonis 3.1) Vidzeme kõrgustiku lääneosas Piebalga küngastikus ($57^{\circ}2'N$ ja $25^{\circ}20'E$; kõrgus merepinnast 191,5 m). Järve veepeegli pindala on 6,5 ha (maksimaalne pikkus 380 m, laius 250 m) ning kaldajoone pikkuseks on 1 km. Järve maksimaalne sügavus on kuni 8 m ning keskmine sügavus 3,7 m. Vee hulk järves on 240 000 m³ ning vesi vahetub 1,6 korda aastas. Ķūžu valgala pindala on 155 ha ning järve valgala pindala ja järve veepeegli pindala suhe on 23,8.

Järve voolab sisse kaks kunstlikus sängis oja ning kaks kraavi (Joonis 3.1), samuti paiknevad järve kirde ja idaküljel allikad, väljavool järvest tänapäeval aga puudub.

Järve valgala on välja venitatud kirde suunas, selle pikkus edelast kirdesse on 1,8 km, loodest kagusse on vähim laius aga 0,7 km. Valgala on järvest idas ja läänes kaetud lehtpuu enamusega kuuse-segametsaga. Järvest põhjas ja lõunas asuvad niidud ja põllumajanduslik maa. Valgale jääb neli majapidamist, millest järvele lähim paikneb järve lõunakalda vahetus läheduses. Ka järve põhjakaldast paarisaja meetri kaugusel asub talu (Joonis 3.1). Ülejäänud kaks majapidamist jäävad valgala kaugematele piirialadele.

Ķūžu paikneb künklikus maastikus, kusjuures järvest läänes ja idas ulatuvad küngaste järsud nõlvad järveni. Järvest 200 m lõunas alaneb maapind aga järve praegusest veepinnast madalamale (Joonis 3.2). Ilmselt on Hilis-Pleistotseenis toimunud selles suunas sulamisvete äravool. Järvest kirdes ja loodes asuvad kuni 100 m laiused õõtsikulised soised alad, kus



Joonis 3.1. Kūžu asend ja valgala.

madalsooturba ja järvesetete paksus ulatub 6,3 m-ni. Suhteliselt madal ala jätkub ka kirdepoolsest soolast põhjas. Järve valgalast ca 15% moodustab ala, mis ei ole tänapäevasest veetasemest kõrgemal kui 4 m. Valgala kõrgeimad punktid ulatuvad tänapäevasest veetasemest 37 m võrra kõrgemale, ulatudes absoluutse kõrguseni 229 m, ning need paiknevad valgala äärmises kirdeosas (Joonis 3.1 ja Joonis 3.2)

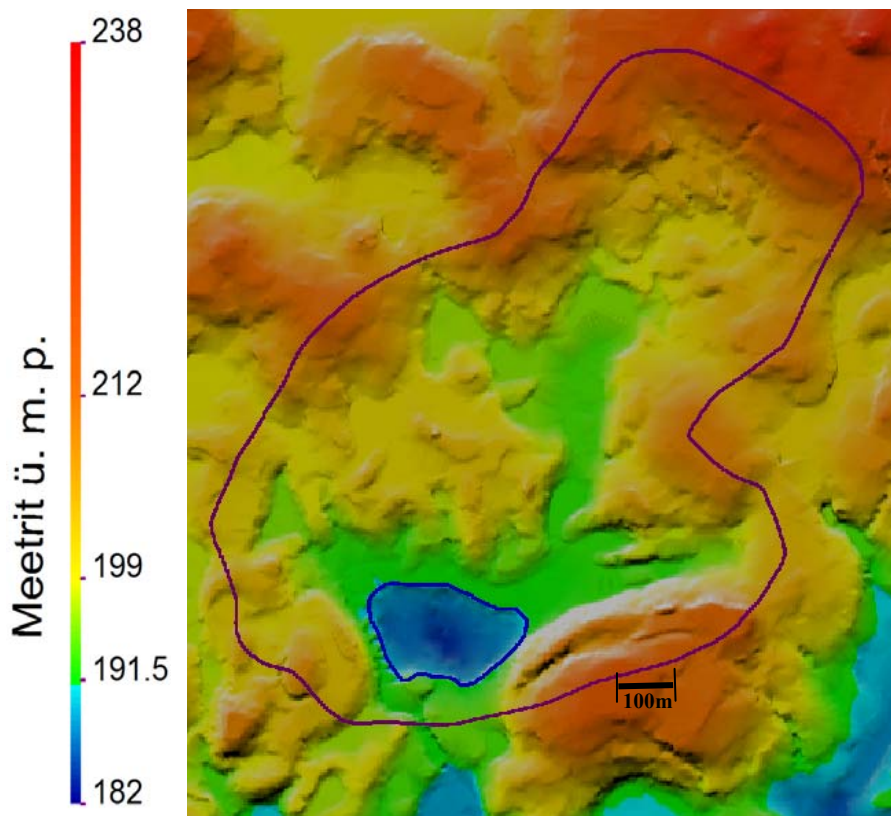
Vidzeme kõrgustik kuulub Haanja (Linkuva) servamoodustiste vööndisse. Selle vabanemine aktiivsest jääst toimus lõplikult 13 200-13 000 a. tagasi. (Zelčs & Markots, 2004) Vidzeme kõrgustiku pinnamood on vaheldusrikas ja kompleksne, domineerivad subglatsiaalsed pinnavormid. Jää taandumisel moodustus küngaste vahele mitmeid nõgusid, kuhu jäid pidama suured jääkamakad. Need jääkamakad kattusid ümbritseva liustiku aktiivsel sulamisel tekkinud ohrate jääsulamisvee setetega ning jäid sellisesse seisukuni aastasadadeks. Jääpanga lõpliku sulamise järel moodustus maapinda negatiivne pinnavorm. Ühes sellises nõos paikneb ka Kūžu.

Piebalga kungastiku lääneosas, kus paikneb ka Kūžu järv, on maapinna keskmiseks kõrguseks 205 m ü.m.p. Kūžust lõunas alaneb keskmine kõrgus aga 130 m-ni ü.m.p. (Āboltiņš, 1997)

Järve valgala aluspõhja moodustavad nagu kogu Vidzeme kõrgustikul, Ülem-Devoni Ogre ja Katleši lademe terrigeensed (liivakivid, savid ja aleuriidid) ning karbonaatsed setted (merglid ja dolomiidid). Kvaternaari setete paksus ulatub seal 100 m-ni. Kvaternaari setted

koosnevad peamiselt Ülem-Pleistotseeni jää ja jääsulamisvee setetest. Domineerivad nii liivsavid ja saviliivad kui ka moreenid. (Āboltiņš, 1997)

Järve ümbruse pinnamoos on valdavalt väike- ja suurkünkad või nende kompleksid – massiivid ja ahelikud. Kohata võib erinevaid akumulatiivseid pinnavorme, näiteks algmassiive, moreenkünkaid, dauguleid, esineb ka üksikuid lamedaid künkaid, millel on limnoglatsiaalsetest savidest kate, madalamatel aladel leidub mõhnu.



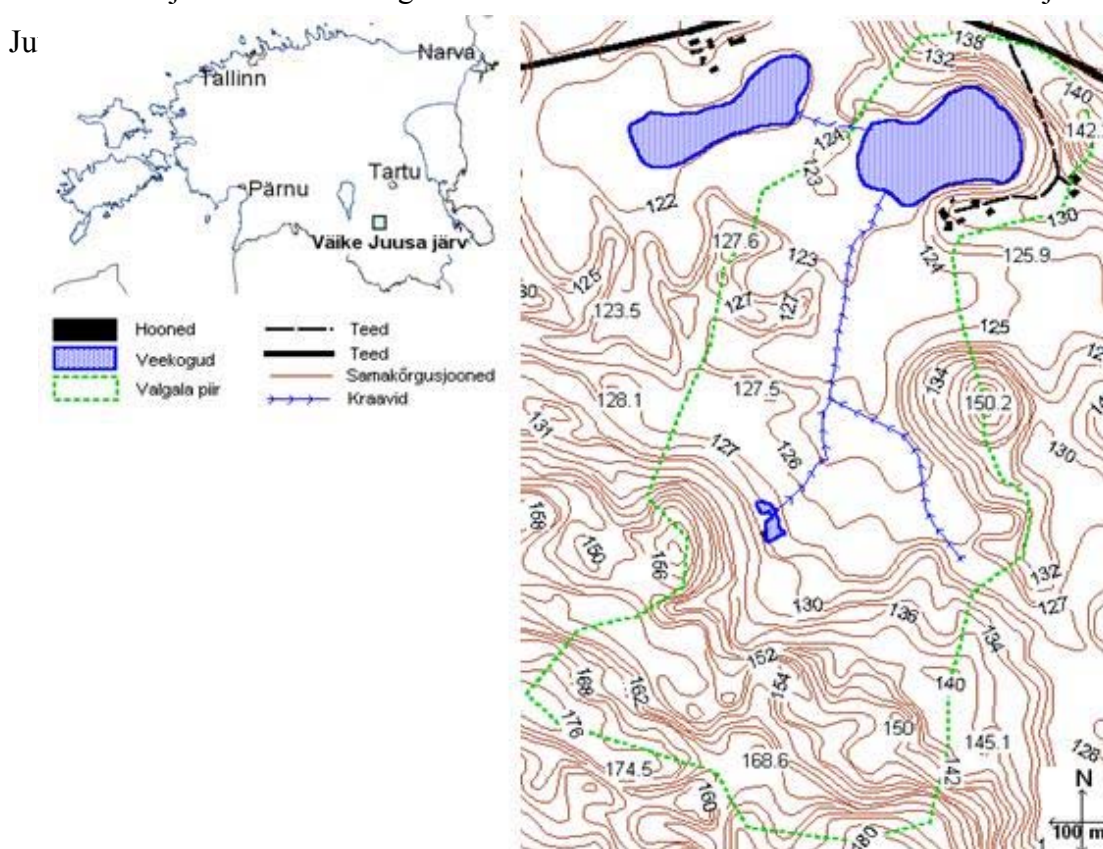
Joonis 3.2. Kūžu valgala reljeef

Piebalga kungastikus domineerib niiske kliima. Aasta summaarne sademete hulk jääb alla 800 mm. Keskmised õhutemperatuurid ulatuvad -7.5°C -st jaanuaris 16.5°C -ni juunis. Vegetatsiooniperiood kestab 175-185 päeva. Kül mavaba periood vältab 120 päeva ning lumikate esineb novembrist aprillini. Lume paksus võib küündida 50 cm-ni. Muldkate on piirkonnas väga vaheldusrikas, kungastel domineerivad leetmullad, mis tihti on erodeeritud.

Piirkond kuulub Kesk-Vidzeme geobotaanilisse regiooni, sellele on iseloomulik vähene metsasus ja suur põllumaade osakaal, vaid 25% kogu kõrgustikust on kaetud metsaga. (Kabucis, 1994) Piebalga kungastik on suures osas kultuuristatud, heina- ja rohumaad ning niidud vahelduvad väikeste põõsastike, kaasikute, lepikute või kuusikutega. (Āboltiņš, 1997)

3.3. Väike-Juusa järv

Väike-Juusa järv asub Kagu-Eestis Otepää kõrgustikul (joonis 3.3), Otepäält 0,8 km idas (58°06'N ja 26°30'E; kõrgus merepinnast 122 m). Järve veepeegli pindala on 3 ha (maksimaalne pikkus 250 m ja laius 160 m) ning see on ida – lääne suunas ovaalse kujuga. Kaldajoone pikkuseks on 710 m. Järve maksimaalne sügavus on 5,8 m ja keskmine sügavus 3,7 m. (Vaasma, 2004) Veehulk järves on 111 000 m³ ning vesi vahetub 1,0 korda aastas. Vee läbipaistvus hilissuvel on 2,2 meetrit. Väike-Juusa järve valgala pindala on 55 ha ning järve valgala pindala ja järve veepeegli pindala suhe 18,3. Läbivool järvest on väga nõrk, vaid edelast suubub järve kitsas kraav, mille vooluhulk on väike. Väljavool on loodest kraavi kaudu Alevijärve. Sõltuvalt aga veetasemest võib vesi vahel voolata ka Alevijärvest Väike Ju



Joonis 3.3. Väike-Juusa asend ja valgala (Vaasma, 2004).

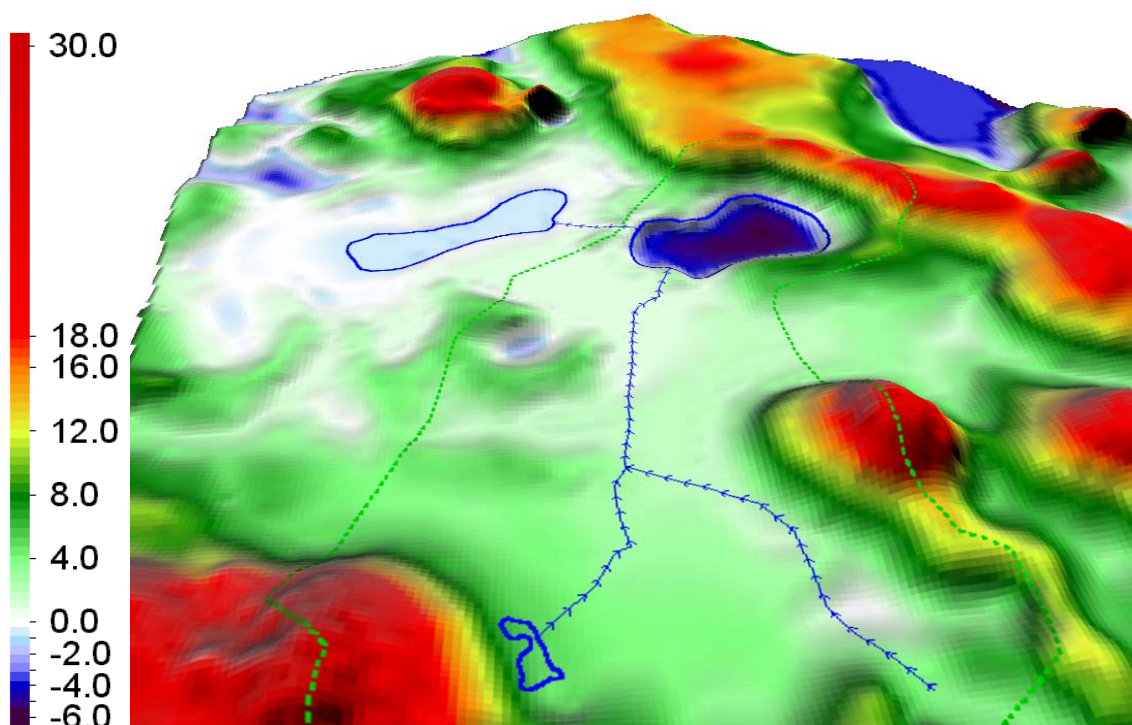
Järve valgala on välja venitatud lõuna suunas (Joonis 3.3). Järve ümbruses on levinud kultuurmaastik põldude ja metsatukkadega. Kõige järsemad ja kõrgemad nõlvad jäävad valgala kirde- ja idaossa. Vahetult enne järve muutuvad nõlvad laugemaks, moodustub terrass, mis viitab kunagistele suurematele veetaseme muutustele. Kirdeossa jääb lepa ja paju enamusega metsatukk, kus kõrgematel aladel tuleb sisse üha rohkem mäнди. Põhja poole jääv valgala osa on kõrge ja suhteliselt järsuveeruline heinamaa. Enne järve muutub see aga tasaseks. Järve lääneots on soostunud ja õõtsikuline. Läbi soostunud ala suubub järve vähese

vooluhulgaga kraav. Lääne- ja edelakallas on tasane, soostunud, paju enamusega ala. Järvest lääne suunas on madal ja kitsas ühenduskraav Alevijärvega. Vahetult järve lähedusse jääv lõuna poolne valgala osa on järsuveeruline, kuid suhteliselt madal. Veepiiri lähedal kasvavad seal suured pajud. Järve ida- ja lõunaosa valgala veerul paiknevad kolm majapidamist, mis on sinna rajatud erinevatel aegadel. Väike Juusa järve lähedusse jäävad kase enamusega metsad, heina- ja põllumaad (Vaasma, 2004).

Valgala maksimaalsed suhtelised kõrgused jäävad 60 m piiresse. Järve vaetus ümbruses jäävad suhtelised kõrgused 20 m piiresse (Joonis 3.4). Järvest lõunasse jääv ala kerkib kõrgusteni 170 m ü.m.p. Vahepeal on üksikuid kõrgendikke ja madalaid orge. (Vaasma, 2004)

Väike-Juusa järve valgatal on Otepää kõrgustikule iseloomulikud keeruka ehitusega kõrgendikud. Pinnakate koosneb punakaspruunist, devoni liivakivide ja kristalsete kivimite pooldest suhteliselt rikkast moreenist ja jääsulamisveesetteist (saviliiv, liivsavi) (Raukas & Karukäpp, 1979).

Väike-Juusa järv asub suhteliselt kontinentaalse kliimaga alal. Keskmise aastane sademete hulk on üle 650 mm. Sademete suur hulk ning harvemad ja nõrgemad sulad võimaldavad seal püsiva ja paksu lumikatte tekkimist. Lumikatte keskmine kestvus on 110-115 päeva aastas. Keskmise suvine temperatuur (juuli) on 16,5 °C ja talvine (jaanuar) jääb -6 °C piiresse (Jaagus, 2002).



Joonis 3.4. Vaade edelast Väike Juusa järve valgatalle ja selle lähiümbrusele (Vaasma, 2004).

4. TULEMUSED

4.1. Veebilanss tänapäeval

Tänapäevaste pikaajaliste keskmiste meteoroloogiliste andmete põhjal oli eelpoolkirjeldatud veebilansi mudeli abil võimalik välja arvutada tänapäevastele tingimustele vastavad veebilansi komponentide väärtused nii Väike-Juusa kui ka Ҙūžu järve puhul. Käesolevas peatükis kirjeldatakse järvede tänapäevastele tingimustele vastavaid veebilansi komponente (Tabel 4.1) ning nende kujunemist mõjutanud tegureid vastavalt eelpoolkirjeldatud veebilansi mudeli tulemustele.

4.1.1. Väike-Juusa

Väike-Juusa järve puhul on suurimaks veebilansi komponendiks põhjavette infiltreeruv vesi, aastase kogusega 93 000 m³. Veidi väiksem on valgalalt äravooluga järve saabuva vee kogus, jäädes 92 800 m³ piiridesse. Äravoolu maksimum on aprillis, kui äravoolukihi paksus on üle 80 mm (Lisa 2), mis kogu valgala kohta tähendab 44 000 m³. Kõrge on äravoolu määr ka märtsis, mil toimub intensiivne lume sulamine ning pinnas ei suuda sulamisvesi kinni hoida. Keskmisest kõrgem äravool, kuid siiski madalam kui 10 mm kuus, on ka novembris ja detsembris, mil evapotranspireeruva vee kogused muutuvad väga väikesteks, samas aga vahelduvate sulailmade tõttu tekib ometi märgi sademeid, mis muutuvad äravooluks. Kogu aastase äravoolukihi paksus Väike-Juusa valgalalt on 180 mm. PET on Väike-Juusa valgala 560 mm aastas ja AET 530 mm, kõige kõrgem on aurustumisdefitsiit juulis, kui PETi vajak ulatub 20 mm-ni.

Aastane sademetega järve lisanduv veekogus ja järve pinnalt aurustuv veekogus on võrreldava suurusega, vastavalt 21 200 m³ ja 21 000 m³. Aastane aurustumiskihi paksus järve pinnalt on 700 mm, mis jääb veidi alla aastasele sademete kogusele (710 mm). Kõige intensiivsem on aurustumine mais, juunis ja juulis, mil see ületab 135 mm kuus (Lisa 2). See on seletatav nii kõrge päikesekiirguse intensiivsusega kui ka sellest põhjustatud keskmiste õhutemperatuuride kõrgusega.

Veevahetuse aeg on Väike-Juusa järvel ligikaudselt võrdne ühe aastaga.

4.1.2. ūžu

ūžu järve puhul on samuti suurimaks veebilansi komponendiks põhjavette infiltreeruv vesi, kuid selle kogus absoluutarvudes on oluliselt kõrgem kui Väike-Juusale, ulatudes 338 100 m³-ni. Suhteliselt väiksem on valgalalt äravooluga järve saabuva vee kogus, jades 332 600 m³ piiridesse. Äravoolu maksimum on samuti aprillis, kuid äravoolukihi paksus on 125 mm (Lisa 2), mis kogu valgala kohta tähendab 186 000 m³. Sarnaselt Väike-Juusale on ūžu äravool kõrge ka märtsis, põhjuseks samuti lumesulamine. Kuid üle 30 mm kuus esineb erinevalt Väike-Juusast äravoolu ka novembris. ūžu valgalal on aasta keskmine PET 525 mm ja aasta keskmine AET 505 mm (põhjuseks 0,7C madalam aasta keskmine õhutemperatuur) ning maksimaalne kuine aurustumisdefitsiit juulis vaid 13 mm. Seega on mulla veesisaldus valgalal suhteliselt kõrge ka pärast suve ning hilissgisesse madala PETi perioodi saabumisel ei suuda muld sel perioodil enam vett siduda ning tekibki rohkem äravoolu kui Väike-Juusale. Kogu aastase äravoolukihi paksus ūžu valgalalt on 225 mm, põhjuseks kõrgem sademete hulk ja madalamad õhutemperatuurid kui Väike-Juusale.

Aastane sademetega järve lisanduv veekogus on tunduvalt kõrgem kui järve pinnalt aurustuv veekogus, vastavalt 47 300 m³ ja 41 800 m³. Aastane aurustumiskihi paksus järve pinnalt on 640 mm, mis jäab oluliselt alla aastasele sademete kogusele (730 mm). Sellised tulemused on vaatamata ūžu lunapoolsemale paiknemisele ning kõrgemale päikesekiirguse intensiivsusele tingitud madalamatest keskmistest hutemperatuuridest kui Väike-Juusale. Ka ūžult toimub kõige intensiivsem aurustumine mais, juunis ja juulis (Lisa 2). Vesi vahetub ūžu järves praegustes kliimatingimustes 1,6 korda aastas.

Tabel 4.1. Väike-Juusa ja ūžu tänapäevased kliimaparameetrid ja veebilansi komponendid

	Väike-Juusa	ūžu
Aasta keskmine õhutemperatuur (C)	5,4	4,7
Aasta summaarne sademete kogus (mm)	710	730
Sademete kogus järve pinnale (m ³)	21 200	47 100
PET (mm)	560	525
AET (mm)	530	505
Äravoolu kiht valgalat (mm)	180	225
Äravoolu kogus (m ³)	92 800	332 700
Aurustumise kiht järve pinnalt (mm)	700	680
Aurustumise kogus järve pinnalt (m ³)	21 000	43 800
Infiltreeruv veekogus (m ³)	93 000	336 000
Veevahetuse aeg (aastat)	1	0,6

4.2. Väike-Juusa Holotseenis

4.2.1. Erinevate temperatuuristsenaariumitega rekonstruktsioonid

Kolme erineva temperatuuristsenaariumi – aasta keskmine temperatuur, võrreldes tänapäevasega 2°C madalam, sama ja 2°C kraadi kõrgem – puhul tehtud simulatsioonide tulemused (Lisa 3) näitavad, milline võis olla sademete amplituud erinevatel Holotseeni ajahetkedel reaalses piirides kõikuvate temperatuuride puhul.

Modelleerimine näitas, et saavutamaks 8000 ¹⁴C aastat tagasi esinenud väga madalat veeseisu, pidi kõigi kolme temperatuuristsenaariumi korral aastane sademete kogus olema tunduvalt (100-200 mm) madalam kui tänapäeval. Järve väikese pindala tõttu oli aurustunud veekogus järve pinnalt väga väike, samuti oli infiltreerunud veekogus samal põhjusel väike ning seetõttu piisas järve nõos asunud veekoguse tasakaaluliseks säilitamiseks madalast sademete hulgast. Erinevate temperatuuristsenaariumite puhul ilmnev 100 mm-ne erinevus tuleneb sellest, et madalama õhutemperatuuri puhul on aurustumise intensiivsus nii järve pinnalt kui ka valgalalt madalam ning seetõttu on tasakaalulise veeseisu saavutamiseks vaja vähem sademeid.

Ajahetkeks 6000 ¹⁴C aastat tagasi oli veehulk järves kavanud 10% võrra, aga selleks tõusuks vajalik sademete kogus oli suurenenud erinevate temperatuuristsenaariumite puhul ca. 20% võrra. Muutuste erinevus on seletatav järvenõo kujuga. Nõo laugete kallaste tõttu kasvas vähese veehulga lisandumise tõttu järve veepeegli pindala tervelt 50% võrra. Suurem järve veepeegli pindala tõi kaasa suurema aurustumise ja infiltatsiooni ning vaatamata sellele, et veehulk järves muutus vähe, pidi selle säilitamiseks sademete kogus kasvama suhteliselt palju.

4000 ¹⁴C aastat tagasi, millal järve veekogus oli vaid 1,3 korda väiksem kui tänapäeval, tekib esimest korda modelleeritavate perioodide puhul olukord, kus ühe temperatuuristsenaariumi puhul pidi sademeid olema tänapäevasest rohkem. Nimelt juhul kui temperatuur oleks siis olnud 2°C praegusest keskmisest kõrgem, oleks sademeid pidanud olema aastas keskmiselt 20 mm rohkem kui tänapäeval, vaatamata sellele, et veehulk järves oli väiksem kui tänapäeval. Nähtus on põhjendatav sellega, et kõrgem temperatuur toob kaasa kõrgema aurustumise nii järve pinnalt kui ka valgalalt ning suhteliselt suurenenud aurustunud veekoguse, seega pidi vähenenud äravoolu kompenseerimiseks ka sademeid olema rohkem.

3000 ¹⁴C aastat tagasi, kui järves oli vett 2,5 korda vähem kui nüüdisajal, pidi ka sademeid, selleks et säilitada stabiilset veeseisu, olema valdavalt tänapäevasest keskmisest vähem. Vaid juhul kui temperatuur oleks olnud 2°C kõrgem, oleks sademeid pidanud olema rohkem kui tänapäeval. Samas ei ole vastav sademete langus võrreldes 1000 aastat varasema ajaga märkimisväärne ning jääb vaid 10 mm piiresse. Põhjuseks see, et möödunud

milleeniumiga muutus järvenõo kuju selliselt, et veehulk vähenes küll peaaegu 50% võrra, kuid pindala ainult 5% võrra. Järelikult oli vähenenud veehulka ümbritsenud nõo osa järskude kallastega ning seetõttu ei toonudki suur veetaseme langus kaasa pindala olulist muutumist ning vaid vähesest sademete hulga langusest piisas järve veetaseme langetamiseks.

2000 ¹⁴C aastat tagasi oli Väike-Juusa järves tänapäevasest rohkem vett. Suurema veekoguse stabiilseks säilitamiseks pidi ka sademete hulk olema tänapäevasest kõrgem. Modelleermise käigus selgus aga, et juhul kui aasta keskmine õhutemperatuur oleks olnud 2°C kraadi madalam kui nüüdisajal, oleks kõrge veetaseme saavutamiseks piisanud tänapäevasega võrdsest sademete hulgast. Siin mängib rolli eelnevalt kirjeldatud vastupidine protsess. Nimelt tekitab madalama temperatuuri poolt põhjustatud aurustumise vähenemine valgalalt sademete koguse kohta suhteliselt rohkem äravoolu, mis lisab järve vett. Samuti väheneb aurustumise teel järve pinnalt kaduma mineva vee kogus ning stabiilse kõrgema veetaseme säilitamiseks piisab väiksemast sademete kogusest.

4.2.2. Rekonstrueeritud temperatuuridega simulatsioonid

Seppä ja Poska (2004) rekonstrueeritud aasta keskmiste temperatuuridega tehtud simulatsioonide tulemused on toodud Tabelis 4.2. Aasta keskmiste temperatuuri ja sademete muutused on Joonisel 4.1.

Tabel 4.2. Väike-Juusa rekonstrueeritud kliimaparameetrid ja veebilansi komponendid

	8000 ¹⁴ C	6000 ¹⁴ C	4000 ¹⁴ C	3000 ¹⁴ C	2000 ¹⁴ C	0
Aasta keskmise temperatuuri muutus tänapäevasega võrreldes (°C)	+1,5	+2,5	+1	0	+1	0
Aasta keskmine õhutemperatuur (°C)	7	8	6,5	5,5	6,5	5,5
Sademetekogus pinnaühiku kohta (mm)	590	640	700	665	790	710
Sademetekogus pinna ühiku kohta tänapäevasega võrreldes (mm)	-120	-70	-10	-45	+80	0
Sademetekogus järve pinnale (m ³)	4 873	8 000	17 600	15 700	29 200	21 200
PET (mm)	620	660	600	570	600	570
AET (mm)	540	570	550	520	570	530
Äravoolukiht (mm)	50	75	150	140	220	180
Äravoolukogus (m ³)	27 500	40 500	79 300	74 400	113 700	92 700
Aurustumise kiht (mm)	790	800	770	710	750	700
Aurustumise kogus järve pinnalt (m ³)	6 600	10 000	19 100	16 700	27 800	21 000
Infiltratsiooniveekogus (m ³)	25 800	38 600	77 700	73 400	115 100	93 000
Veevahetuse aeg (aastat)	0,6	0,4	0,9	0,5	1,1	1

Vastavalt Seppä ja Poska (2004) andmetele oli 8000 ¹⁴C aastat tagasi aasta keskmine õhutemperatuur Eestis 1,5°C tänapäevasesest kõrgem ehk Otepää kõrgustikul +7°C. Sellise õhutemperatuuri puhul oli võimalik 20 000 m³-se mahuga ja 8300 m²-se pindalaga järve säilitada stabiilsena juhul kui aastane sademete kogus oli tänapäevasega võrreldes 120 mm väiksem ehk 590 mm aastas. Kuna aurustumise kiht järve pinnalt oli sel ajal 790 mm, siis ületas see 35% võrra sademete hulka. Ka aastane PET oli kõrgem kui aastane sademete hulk, seda küll ainult 5% võrra. Tegelik valgalt aurustunud vee hulk (AET) jäi aga küllaltki palju alla PETile, tervelt 80 mm. Seega valitses enamiku osa aastast valgalal vee defitsiit. Ometi oli lumesulamisveena valgalalt järve valguva vee ning kohatiste suurte vihmasadude põhjustatud otsese äravoolu poolt järve lisatud veekogus piisav selleks, et tagada järve püsimine ka sellistes ariidsetes tingimustes. Järves toimus veevahetus 0,6 aastaga.

Aastaks 6000 ¹⁴C aastat tagasi järve veemaht oluliselt ei muutunud, küll aga oli järvenõo iseloomust tingitud veekehandi kuju muutnud sel määral, et nagu varem mainitud, kasvas järve veepeegli pindala 50% võrra. Aasta keskmine õhutemperatuur oli selleks ajaks tõusnud ühe kraadi võrra eelmisest perioodist kõrgemaks, ulatudes 8°C-ni. Sellise, oluliselt muutunud konfiguratsiooniga, järve püsimiseks pidi aastane sademete kogus, võrreldes 2000 aastat varem valitsenud ajaga, olema kasvanud 50 mm võrra 640 mm-ni. Ainult sel juhul oli võimalik tagada järve rekonstrueeritud veekogus kasvanud PETi ja järvelt aurustuva veekoguse tingimustes. Seega muutus kliima niiskemaks, kuid endiselt ületas järve pinnalt aurustuva vee kogus sademete koguse. Samuti oli aastane PET (660 mm) endiselt kõrgem sademete kogusest, kuid kuna erinevus ei olnud suur, oli piirkonna kliima üldjoontes saavutanud parasniiskuse. Veevahetuse aeg oli suurenenud äravoolu ja sademete hulga, kuid väikese ruumala muutuse tõttu vähenenud 0,4 aastale.

4000 ¹⁴C aastat tagasi oli Väike-Juusa järv oma ruumalalt ligi neli korda suurenenud. Aasta keskmine õhutemperatuur aga oli poolteist kraadi langenud, ulatudes nüüd +6,5°C-ni. Vastavalt modelleerimise tulemustele pidi aasta summarne sademete hulk selleks ajaks olema kasvanud ligilähedasele tasemele tänapäevasega võrreldes ehk see ulatus 700 mm-ni. Kuna keskmine õhutemperatuur oli langenud, vähenes nii järve pinnalt kui ka valgalalt aurustunud vee kogus ning eelmise perioodiga võrreldes oluliselt kasvanud veemahtu oli võimalik saavutada peaaegu sama suure sademete hulga kasvamisega kui oli toimunud perioodil 8000-6000 ¹⁴C a tag. Lisaks õhutemperatuuri vähenemisele kasvatas sademete hulga suurenemise mõju ka järvenõo muutunud kuju. Kui eelmisel perioodil oli ruumala suurenemine vaid 10% võrra kaasa toonud pindala kasvu tervelt 50% võrra, siis sellel perioodil muutus ruumala 280% võrra, aga pindala vaid 100% võrra. Seega oli viimasel muutumise perioodil vee alla jäänud järvenõo kallakus tunduvalt suurem kui eelneval perioodil ning seetõttu ei suurenenud

sademetega hulga kasvades ja vee järve lisandudes oluliselt ei aurustumis- ega ka infiltratsiooniala. Uue tasakaalu leidmiseks, et nii sademetega hulk ja äravool sisenditena kui ka aurustumine ja infiltratsioon väljunditena taas võrdsed oleksid, pidi järve veepeegli pindala aga oluliselt kasvama, mis tõigi kaasa järve ruumala suure muutuse.

Kliimaoluliselt muutus olukord veelgi niiskemaks, kuna PET (600 mm) langes esmakordselt madalamaks aastast sademetega hulgast ning seetõttu suurenes ka AET (550 mm) ja sademetega erinevus, mis võimaldas intensiivsema äravoolu tekkimist järve valgalalt. Järve pinnalt jäi aurustumine siiski 70 mm kõrgemaks kui aastane sademetega kogus, kuid eelnevate perioodidega võrreldes oli defitsiit oluliselt väiksem. Seega oli Otepää kõrgustiku kliima aastaks 4000 ¹⁴C a tag muutunud humiidseks. Veevahetuse aeg kasvas järve tunduvalt suurenenud ruumala tõttu 0,9 aastale.

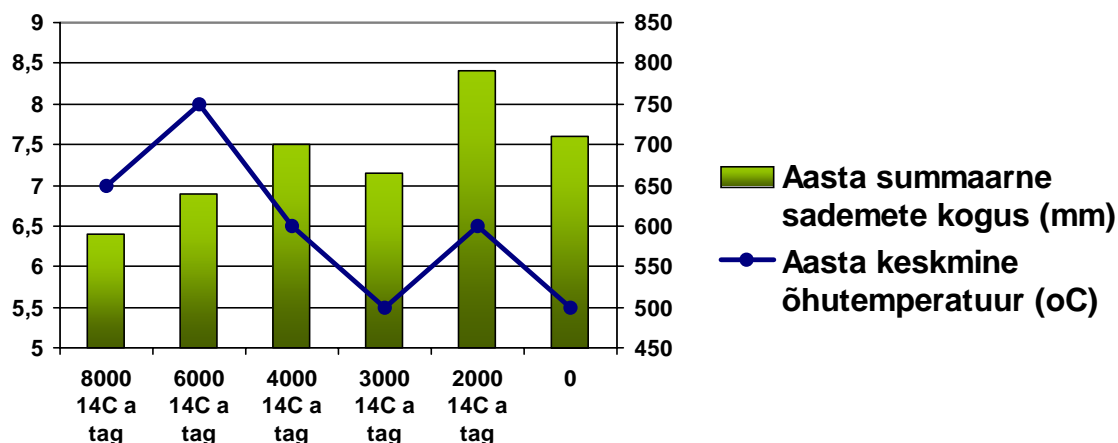
Järgnenud 1000 aastaga vähenes järve maht taas. Jätkuvat langustrendi näitas ka keskmine õhutemperatuur, mis jõudis aastaks 3000 ¹⁴C a tag tänapäevasele tasemele. Modelleeritud sademetega kogus langes 35 mm võrra 665 mm-ni. Kui ajavahemikus 6000-4000 ¹⁴C a tag tõi 60 mm lisandunud sademeid kaasa veemahu kasvamise 62 000 m³ võrra siis nüüd tõi sademetega ligikaudu kaks korda väiksem vähenemine kaasa veemahu vaid poolteist korda väiksema vähenemise. Osalt on see seletatav madalama temperatuuri ja madalama aurustumisega, kuid oma osa mängis ka see, et vahepealse aastatuhandega kattus järvenõõ põhi setetega ning seetõttu muutus ka järve veepeegli pindala ja ruumala suhe.

Kuigi langenud õhutemperatuur tõi kaasa PETi vähenemise 570 mm-le, ei muutunud sademetega hulk ja PETi erinevuse suhe võrreldes ajaga 3000 ¹⁴C a tag oluliselt. Veidi oli muutunud sademetega hulk ja järve pinnalt aurustunud vee koguste omavaheline suhe. Sademetega hulk, mis oli 3000 ¹⁴C a tag olnud 10% võrra madalam kui järve pinnalt aurustunud veehulk, oli nüüdseks jõudnud tasemeni, kus see oli 7% võrra väiksem kui järve pinnalt aurustunud veehulk. Seega oli Otepää kõrgustikul kliima muutunud jahedamaks ja kuivemaks kui tuhat aastat varem, kuid aurustumise ja sademetega suhtest sõltuvad niiskusolud olid jäänud üldjoontes samale tasemele. Kuna järve ruumala vähenes oluliselt, sademetega ja äravoolu sisend aga mitte, kasvas veevahetuse aeg 0,5 aastale.

Viimane rekonstruktsioon Väike-Juusa järve kohta puudutab aastat 2000 ¹⁴ C a tag. Siis oli järve veemaht ainus kord Holotseeni jooksul suurem kui tänapäeval. Võrreldes 1000 aastat varasema perioodiga kasvas järve ruumala tervelt 250% võrra ning pindala ligikaudu 60% võrra. Kuna keskmine õhutemperatuur oli taaskord tõusnud 6,5°C-ni, pidi sellise veekoguse säilitamiseks sademeid olema 125 mm rohkem kui 1000 aastat varem ning 80 mm rohkem kui tänapäeval ehk 790 mm. Samuti ületas aastane sademetega kogus esimest korda Holotseeni jooksul järve pinnalt aurustunud vee koguse (750 mm) ning ka PET oli võrreldes

sademetekogusega madalam kui kunagi varem (30% võrra). Seega oli kõnealusel ajal kliima niiskem kui kunagi varem. Samal ajal saavutas ka AET võrreldes PETiga oma Holotseeni maksimumi, kuna vastav näitaja sõltub lisaks õhutemperatuurile ka mullast aurustumiseks kättesaadavast veest, siis võimaldas kasvanud sademete hulk ka suvekuudel, millal aurustumise defitsiit on kõige suurem aurustada PETile lähedase koguse vett. Suure ruumala tõttu kasvas järve veevahetuse aeg 1,1 aastale.

Tänapäevaks on järve veehulk taaskord langenud ning kraadi võrra on kukkunud ka aasta keskmine õhutemperatuur. Keskmine aastane sademete hulk on võrreldes ajaga 2000 aastat tagasi kukkunud 80 mm. Eelnev on kaasa toonud selle, et järve pinnalt aurustuv veekogus (700 mm) on napilt madalam kui aastane sademete hulk (710 mm). Samuti on vähenenud PETi ja aastase sademete koguse erinevus, mistõttu on kliima muutunud veidi kuivemaks lisaks sademete absoluutarvudele ka sademete ja aurustumise suhte poolest. Veevahetuse aeg on ainult veidi tõusnud ning on nüüd üks aasta.



Joonis 4.1. Väike-Juusa veekoguste ning Seppä ja Poska (2004) temperatuurirekonstruktsioonide põhjal arvatud aasta summaarsete sademete hulkade rekonstruktsioonid.

5. ARUTELU

5.1. Väike-Juusa ja Ҷūžu tänapäevaste näitajate võrdlus

Võrreldes mõlema järve puhul arvatud tänapäevale vastavaid veebilansi komponente, ilmnevad mitmed erinevused. Esmajärjekorras ilmneb, et Ҷūžu puhul on veebilansi komponentide absoluutväärtused tunduvalt suuremad kui Väike-Juusa puhul. Samuti on erinev erinevate komponentide osakaal aastases bilansis. Kui Väike-Juusal moodustavad järve pinnale langevad sademed 19% ja valgalat järve lisanduv veekogus 81% kogu aastases sisendist ning järve pinnalt aurustunud veekogus 18% ja infiltreeruv veekogus 82% aastases väljundist. Siis Ҷūžul moodustavad järve pinnale langevad sademed vaid 12% ja valgalalt saabuv äravool tervelt 88% kogu aastases sisendist. Sarnased on erinevused ka väljundite osas, kus aurustub 12% ning infiltreerub 88% aastases väljundist.

Otseselt järve pinnaga seotud komponentide absoluutväärtuste erinevus on seletetav esiteks sellega, et Väike-Juusa on pindalalt väiksem järv kui Ҷūžu ning seetõttu on ka järve pinnale langev sademete absoluutkogus ja järve pinnalt aurustuva vee absoluutkogus oluliselt väiksemad. Lisaks mängivad rolli ka kliimatilised tingimused ise: sademeid on Väike-Juusal vähem kui Ҷūžul, mis aitab kaasa suhteliselt väiksemale sademevee mahule; samas õhutemperatuur on Ҷūžul madalam, mistõttu ka aurustumise kiht on seal madalam. See aga ei kaalu üles järve suuremat pindala, kuid muudab järve pinnalt aurustuva sademete koguse siiski suhteliselt väiksemaks – kui sademete absoluutkogus on Väike-Juusal 55% võrra madalam kui Ҷūžul, siis aurustunud veekogus on ainult 50 % võrra madalam.

Ka suurema äravoolu absoluutkoguse võib osaliselt kanda kõrgemale sademete hulga, kuid olulisemat rolli mängib siinkohal see, et Ҷūžu valgala on ligikaudu kolm korda suurem kui Väike-Juusal. Suuremalt valgalalt aga jõuab ka rohkem sademeid järve. Lisaks omab tähtsust ka madalam keskmine õhutemperatuur, kuna valgalalt jõuab äravooluna järve see veekogus, mis taimedelt ja mullalt ära ei aurustu ning potentsiaalne aurustumise määr on seda väiksem, mida madalam on õhutemperatuur, äravoolu kihi paksus on seega vastavalt suurem.

Mõlema järve puhul on aga ühiseks tunnuseks see, et absoluutsed äravoolu kogused on tunduvalt suuremad kui sademetega järve lisanduvad veekogused. Väike-Juusa puhul on erinevus 4,4 korda ja Ҷūžu puhul lausa 7,0 korda. Vaatlusaluste järvede omavaheline erinevus on põhjustatud lisaks sellele, et Ҷūžu aastane äravoolu kiht on kõrgem kui Väike-Juusal, ka sellest, et Ҷūžu valgala pindala on järve veepeegli pindala suhtes oluliselt suurem kui Väike-Juusal (vastavalt 24 ja 18 korda), seega mõjutabki äravool Läti järve rohkem kui Eesti järve. See on kooskõlas Vassiljevi *et al.* (1998) tulemustega, mille kohaselt on äravoolu osakaal järve veebilansis seda suurem, mida suurem on järve valgala suhteline pindala.

Infiltratsiooni absoluutkogused on mõlemal järvel samas suurusjärgus valgala äravooluga. Kuna infiltratsiooni puhul on kaasaegseid kliimatingimusi arvestades tegemist veebilansi jääkkomponendiga ehk veehulgaga, mis äravoolu puudumise tõttu muidu järvest üle jääks, siis on see ka mõistetav. Kuna Väike-Juusa puhul suudab aurustumine järve pinnalt peaaegu täielikult kompenseerida lisanduva sademete koguse, siis valgala äravooluga saabuvat vett peabki kompenseerima infiltratsioon. Kuna Ҷūžu järvepinnalt aurustuv veekogus on madalam kui sademetega lisanduv veekogus, on selle järve puhul infiltreeruv veekogus ka suurem kui äravoolu kogus, kuna see peab lisaks äravoolule kompenseerima ka sademete ja aurustumise vahet tekkiva ülejäägi.

Pinnaühiku kohta arvatavate suuruste erinevused on tingitud peamiselt kliimaparameetrite varieeruvusest, väiksemat rolli mängib ka Ҷūžu paiknemine 1^o Väike-Juusast lõuna pool. Kuna PET sõltub peamiselt õhutemperatuurist, siis on see näitaja madalama õhutemperatuuriga Ҷūžu valgalaal ka madalam kui Väike-Juusa valgalaal. AET ehk tegelik evapotranspiratsiooni määr on samuti Ҷūžul madalam. Seevastu aga aastane sademete hulk on Ҷūžul kõrgem kui Väike-Juusast, need kaks tegurit põhjustavadki Ҷūžul Väike-Juusast 45 mm kõrgema äravoolukihi.

Äravoolu maksimumide jaotus ja absoluutväärtused on järvede valgalaal erinevad ka seetõttu, et kui aasta lõikes on sademid Ҷūžul 3% rohkem kui Väike-Juusast, siis talviseid sademid on 6% rohkem. See tähendab, et talvekuudega akumulereb järve valgalaal rohkem lund ning kevadel tekib ka rohkem sulavett. Kevaditi aga on PET madal ning muld veega küllastunud, seega jõuabki enamik lumesulamisvett otse järve. Ҷūžu sügisene äravoolu maksimum on Väike-Juusast oluliselt kõrgem seetõttu, et madalama suvise PETi tõttu on suvekuudel vaja kevadel mulda kogunenud veevarust aurustumiseks vähem vett ammutada ning seega saavutab muld sügisel PETi langedes kiirelt maksimaalse veemahtuvuse ning tekibki suurem äravool. Väike-Juusa valgalaal aga väheneb suvekuudel mulla veevaru sedavõrd, et sügisese PETi languse korral läheb aurustumisest ülejääv vesi peamiselt mulla veevaru täiendamiseks ning äravoolu tekib vähem. Seega mõjutab lisaks sademete absoluutkoguse erinevustele järvede veebilansi ka sademete aastajaline jaotus.

Järvede veevahetusaegade erinevus tuleneb sellest, et kuna Ҷūžu absoluutne aastane veebilansi sisend moodustab kogu järve veemahust 160%, Väike-Juusast aga on sellega ligikaudselt võrdne, siis vahetubki vesi Vidzeme kõrgustikul asuvas järves aastast poolteist korda, kuid Otepää kõrgustiku järves vaid korra.

5.2. Holotseeni simulatsioonid

5.2.1. Erinevate temperatuuristsenaariumitega simulatsioonid

Erinevate temperatuuristsenaariumide rakendamise üheks põhjuseks oli määrata, milline on õhutemperatuuri muutuse mõju eeldatavale sademete hulgale. Nagu tulemustest (Lisa 3) on näha, vastab Väike-Juusa puhul õhutemperatuuri kahe kraadisele kõikumisele tänapäevase keskmise ümber (-2...+2), sademete amplituud 100 mm, et järves olev veehulk ei muutuks. See, et kahe kraadine õhutemperatuuri muutus nõuaks veetaseme muutuse vältimiseks 50 mm-st sademete hulga muutust, tuleb välja kõigi rekonstrueeritud ajahetkede kohta. Selle põhjal võib teha järelduse, et kui keskmine õhutemperatuur peaks ka tänapäeval näiteks kahe kraadi võrra tõusma ei muutuks järve veetase juhul kui sellele vastav sademete hulga tõus oleks 50 mm. Ehk juhul kui kliimamuutustes valitseks ühtlane $0,04^{\circ}\text{C}/\text{mm}$ trend, ei tohiks see avalduda järve veetaseme muutuses, kuna suurenev aurustumine suudab suurenenud sademete koguse tasakaalustada. Kui aga üks neist kahest osapooldest muutub teise suhtes kiiremini, põhjustab see järve veebilansis kas positiivse või negatiivse muutuse, mis omakorda toob kaasa järve veemahu muutmise. Selle suhte paikapidamist ka teiste järvede puhul tuleb edaspidiste uuringutega kontrollida.

Erinevate temperatuuristsenaariumite puhul tehtud rekonstruktsioonidest tuleb välja ka see, et tänapäevasest väiksemad veekogused on võimalik saavutada ka juhul kui sademete hulk on tänapäevasest kõrgem. Samuti on võimalikud vastupidised stsenaariumid, kus tänapäevasest suuremate veekoguste puhul on sademeid tänapäevasest vähem. Põhjustatud on see esiteks sellest, et kõrgem õhutemperatuur põhjustab suurema aurustumise järve pinnalt ning selle kompenseerimiseks peab sademeid olema rohkem kui tänapäeval. Kuid nagu eelnevas alapeatükis selgus, mõjutab konkreetse järve veebilanssi suuremal määral valgalalt saabuv äravool. Seega, kuna õhutemperatuuri tõus toob kaasa PETi kasvu valgalal ning seega ka valgalalt evapotranspireeruva veekoguse suurenemise, siis peaks selleks, et järves olevat veekogust säilitada, sademeid olema tänapäevasest rohkem, isegi kui järve ruumala on tänapäevasest väiksem.

Järvenõo kuju mõju sarnastele muutustele sademete hulgas tuleb samuti vastavast rekonstruktsioonist hästi välja. Kui ajavahemikus 8000 ^{14}C a tag kuni 6000 ^{14}C a tag kasvas veehulk 10% ja pindala 50%, oli selliseks muutuseks temperatuuri muutumatuse tingimustes vaja 30 mm-st sademete hulga kasvu. Ajavahemikul 4000 ^{14}C a tag kuni 3000 ^{14}C a tag, mil veehulk vähenes 50% ja pindala 5%, oli selleks muutuseks stabiilse temperatuuri juures vaja aga vaid 10 mm-st keskmist aastase sademete hulga langust. Seega tuleb välja, et järve põhjasettesse talletunud andmed veetasemete muutuste kohta, millest saaks teha järeldusi mineviku kliimamuutuste kohta, on seda ilmekamad, mida väiksem on järvenõo läbimõõt

selle sügavusega võrreldes. Järsus nõos asuva järve veetase peab sademete hulga vähenedes langema nii palju, et vähenenud äravoolust ja järve pinnale lisandunud sademete kogusest tekkinud negatiivne veebilanss tasakaalustataks vähenenud aurustumise ja infiltratsiooni poolt. Kuna need kaks näitajat sõltuvad aga järve veepeegli pindalast ning järsu nõo puhul on ruumala muutusele vastav pindala muutus väike, peabki järve veetase langema suhteliselt palju, et leitaks uus tasakaalupunkt.

5.2.2. Rekonstrueeritud temperatuuridega simulatsioonid

Selles rekonstruktsioonideblokkis oli eesmärk välja arvutada, millised peaksid olema keskmised aastased sademete kogused, et tagada rekonstrueeritud veemahtude säilimine vastavalt Seppä ja Poska (2004) õietolmuanalüüsil põhinevale Holotseeni temperatuurimuutuste kõverale.

Tulemustest selgub, et Holotseeni jooksul on Otepää kõrgustikul toimunud sademete kogustes olulised muutused, kuid enamiku ajast on sademete hulk olnud väiksem kui tänapäeval. Võrreldes saadud tulemusi üldiste Holotseenis toimunud muudatusi kirjeldavate ülevaadetega, võib leida nii täpseid kokkulangevusi kui ka mõningaid lahknevusi.

Vastavalt Paali (2002) poolt kirjeldatud üldistele trendidele, valitsesid boreaalis 8000 aastat tagasi Eesti alal kuivad tingimused. Seega ühtib see käesoleva töö tulemustega, kus 8000 ¹⁴C a tag saadi kõige madalamad sademete hulgad kogu Holotseeni jooksul, kusjuures keskmine aastaste sademete hulk jäi alla 600 mm. Samas on ka see, 120 mm tänapäevasest madalam sademete hulk, kõrgem kui tänapäeval mitmel pool Eesti rannikualadel (Jaagus, 2002). Kliima kuivuse kujundamisel andis lisaks sademete hulga vähesusele panuse ka see, et käsitletava rekonstruktsiooni puhul on PETi ja sademete hulga suhe kogu Holotseeni jooksul kõige rohkem sademete kahjuks. Kuna sademete hulga ja PETi suhe on justnimelt see, millega määratakse ära kliima ariidsus või humiidsus (Arid zone..., 1989), on juhul kui sademete kogus on madalam kui PET, tegemist ariidse kliimaga. Kuna erinevus ei ole väga suur, siis ei olnud ariidsus väga kõrge, kuid ometi oli kuivuse aste suurem, kui oleks tänapäeval sama madala sademete hulga puhul.

Järgneva rekonstruktsiooni, mis pärineb aastast 6000 ¹⁴C a tag, puhul aga hinnangud lahknevad. Kui atlantilises kliimastaadiumis (8000-5000 a tag) oleks vastavalt eelnimetatud allikale pidanud kliima olema tunduvalt soojem ja niiskem kui tänapäeval, siis modelleerimistulemuste põhjal oli 6000 aastat tagasi sademeid küll tunduvalt rohkem kui 8000 aastat tagasi, kuid siiski 70 mm vähem kui tänapäeval ning ka vähem kui hilisematel rekonstrueeritud perioodidel. Võrreldes seda tulemust aga veidi detailisemate sademeterežiimi rekonstruktsioonidega, selgub, et Klimanovi (1987) järgi oli 6000 aastat tagasi Lõuna-Eesti

alal sademeid umbes sama palju kui tänapäeval. Martma *et al.* (1988) Võrtsjärve setete analüüsi tulemustel esines aga atlantikumi keskel ka perioode, kus sademeid oli ca 50 mm vähem kui tänapäeval. Paraku viimati nimetatud uuringus puuduvad dateeringud ning seetõttu täpsemat võrdlust teha ei saa.

Huvitav on ära märkida seda, et 6000 ¹⁴C a tag tehtud rekonstruktsioonis on sademete ja potentsiaalse aurustumise kihtide erinevus maismaal kõige väiksem kogu Holotseeni jooksul. Seega oli vastaval ajal tegemist Holotseeni kõige parasniiskema kliimaga Otepää kõrgustikul. Parasniiskes kliimas kujunevad aga kõige viljakamad mullad. Kombineerides tänapäevasest kõrgema õhutemperatuuri ja viljakad mullad, võib oletada, et atlantilisel perioodil Eesti aladel registreeritud laialehiste puude domineerimine võis aset leida ka tänapäevasest madalamate sademete tingimustes, eriti veel seetõttu, et sademete hulk pole Põhja-Euroopas niikuinii taimede levikut piiravaks teguriks (Guiot *et al.*, 1993) erinevalt mulla viljakusest.

Järgneva, subboreaalse kliimastaadiumi (5000-2500 a tag) kohta oli võimalik teha kaks rekonstruktsiooni. Otseselt ei kattu neist kumbki üldise subboreaali iseloomustusega, mis kirjeldab seda staadiumit kui eelmisest kuivemat ja suhteliselt sooja (Paal, 2002). Modelleerimisega saadud sademete kogused on nii 4000 ¹⁴C a tag kui ka 3000 ¹⁴C a tag kõrgemad kui 6000 ¹⁴C a tag. Samuti on ka keskmine õhutemperatuur tunduvalt madalam kui atlantilise perioodi rekonstruktsioonis. Kuiva kliima kirjeldusega läheb vastuollu ka sademete hulga ja PETi suhe, mis eelmiste perioodidega võrreldes on tuntavalt sademete hulga kasuks ning seega on omane humiidsele kliimale. Tähelepanu tuleks juhtida sellele, et mõlema subboreaalse rekonstruktsiooni puhul on sademete ja PETi suhe võrdne (1,17), mis kõneleb sellest, et tegemist on tõepoolest sarnaste niiskuseludega ning mõlemad rekonstruktsioonid kuuluvad samasse kliimastaadiumisse. Samas oli kahtlemata tegemist kuivema perioodiga kui järgnev subatlantikum.

Klimanovi (1987) järgi oli nii 4000 kui ka 3000 aastat tagasi Eesti alal sademeid tänapäevasega sama palju. Martma *et al.* (1988) järgi aga kõikus subboreaali jooksul sademete hulk pidevalt tänapäevase ja kuni 50 mm madalama taseme vahel. Seega on ka käesolevas töös saavutatud sademete rekonstruktsioonid nende uuringutega absoluutarvude suhtes kooskõlas, kuid atlantilise perioodiga võrreldes on ka siinkohal trend varasematele tulemustele vastupidine. Kliima pole muutunud mitte kuivemaks, vaid niiskemaks.

Erinevuse põhjus võib peituda selles, et modelleerimisel kasutati kogu Holotseeni kohta vaid kuut järve seisundit. Samas kõikusid kliimaolud ka staadiumite siseselt olulisel määral paarisaja aastaste perioodidega. Seega võis konkreetsel hetkel tehtud rekonstruktsioon sattudagi sellisesse perioodi, mis üldisest kliimastaadiumi iseloomust erines.

Samuti on rekonstruktsioonide puhul kasutatud lihtsustatud temperatuuri ja sademete muutust, kus muutus jagati kõigi kuude vahel ära võrdselt ning ei arvestatud võimalikke aastaegade vaheliselt toimunud nihkeid.

2500 aastat tagasi alanud subatlantilisest perioodist rekonstrueeriti 2000 ¹⁴C a tag eksisteerinud veekogusele vastavad sademete hulgad. Kuna subatlantilise kliima iseloomustamiseks kasutatakse sõnapaari niiske ja jahe (Paal, 2002), siis vastavad modelleerimistulemused ka sellele kirjeldusele. Saadud sademete kogus – ca. 800 mm, on kõrgem kui mistahes teise Holotseeni ajahetke puhul tehtud rekonstruktsioonis. Umbes 50 mm tänapäevasest kõrgemaid sademete hulki on vastava perioodi kohta rekonstrueerinud ka Klimanov (1987) ja Martma *et al.* (1988).

Kuna ka sademete ja PETi suhe on nii 2000 ¹⁴C a tag kui ka tänapäeval kõrgem kui varasematel Holotseeni perioodidel, siis kattub ka see varasemate tulemustega, mis kirjeldavad subatlantikumi kui suhteliselt kõige niiskemat perioodi pärastjäähajajärgsel ajal.

5.3 Andmete adekvaatsus ja võimalike vigade põhjused

Kahtlemata ei saa väita, et käesoleva tööga saadud tulemused oleksid absoluutselt tõesed ning et mõlema järve kohta saadud veebilansi komponentide absoluutkogused oleksid täpselt sellised nagu arvutused näitavad või, et Holotseeni kliimamuutused Otepää kõrgustikul oleksidki toimunud täpselt vastavalt mudeli ennustustele. Saadud tulemused on kahtlemata tõesed selles mõttes, et töös kirjeldatud viisil ning nimetatud valemeid kasutades saab täpselt sellised tulemused nagu eelnevas peatükis on loetletud. Järgnevalt on ära toodud põhjused, miks saadud tulemused võivad olla reaalsusest erinevad.

Esimene ning üks olulisimaid võimalikke veatekke kohti peitub kasutatavates meteoroloogilistes andmetes. Nimelt on mõlema järve puhul referentsandmeteks võetud järvedest küllalt kaugel paiknevate mõõtmisjaamade tulemused. Jaamad paiknevad suures plaanis küll sarnastes kliimaoludes mis uuritavad järvedki, kuid arvestades seda, et sademete koguses toimuvad arvestatavad muutused ka väikeses ruumilises skaalas ning nagu eelnevalt võis veenduda, võib ka suhteliselt väike pikaajalise keskmise sademete hulga muutus põhjustada olulise muutuse järve veekoguses, oleks tunduvalt parem kui kliimaandmed pärineksid järve vahetust ümbrusest. Paraku ei ole seda aga enamike järvede puhul kuidagi võimalik saavutada ning seetõttu kasutataksegi sarnastes uuringutes võimalikult lähedalt pärinevaid andmeid. Ka näiteks Vassiljev (1994) on Ida-Virumaal asuva Kirjaku järve aurustumise modelleerimisel kasutanud järvest 36 km kaugusel asuva Narva linna õhutemperatuuri ja sademete andmeid.

Teine võimalik veatekke koht on mudelis kasutatavates valemites. Kuigi tegemist on valemitega, mille ennustusvõimet on korduvalt ning põhjalikult kontrollitud, ei saa ühegi valemi puhul väita, et see suudaks näiteks aurustumist välja arvutada täpselt nii nagu see looduses ka toimub. Kuna eesmärk on otsida kompromissi võimalikult kergelt rakendatava ja võimalikult väheste sisendandmetega ning protsesse täpselt kirjeldavate valemite vahel, siis loomulikult kaotavad valemid, mis viiakse vähestele levinud sisendandmete kasutamisele (nt. õhutemperatuur ja sademete hulk), olulise osa oma ennustusvõimest. Seetõttu olekski õigem kasutada arvutuste asemel otseste mõõtmistulemuste teel saadud andmeid. Mõõtmistulemusi pole aga, nagu varem mainitud, enamikel juhtudel olemas ning paleokliimaatiliste rekonstruktsioonide jaoks pole üldse võimalik kusagilt võtta näiteks andmeid järve vee pinnatemperatuuri kohta aastast 4000 ¹⁴C a tag.

Samuti on oluline suure koguse erinevate valemite seast, mille puhul võib peaaegu igäühe kohta leida artikleid, mis väidavad, et just selle tulemused on kõige tõlevastavamad, üles leida just see, mis konkreetsetesse tingimustesse kõige paremini sobib. Nagu käesoleva mudeli kirjelduses võis veenduda, on kasutatav Penmani lihtsustatud aurustumise valem hea ennustusvõimega ning nõuab väheseid mõõdetavaid sisendandmeid. Ometi on mineviku aurustumismäärade arvutamiseks selle kasutusvõimalused veidi raskendatud, kuna vaja oleks keskmise õhuniiskuse rekonstruktsioone. Seega oleks üheks võimalikuks tulevikusuunaks mudeli ennustusvõime paleokliimaatilise poole parandamisel, otsida veelgi vähem sisendparameetreid nõudvat aurustumise valem. Jätkuv lihtsustamine aga teiselt poolt jälle vähendaks mudeli ennustusvõimet, seega on praegune olukord ilmselt parim võimalik kompromiss lihtuse ja tõepärasuse vahel.

Kuna mudel iseenesest on tegelike protsesside lihtsustatud vorm, siis esineb ka mudelisisest paratamatult erineva üldistusastmega lihtsustusi. Neist peaks siinkohal ära mainima infiltratsiooni käsitlemise käesolevas veebilansi mudelis. Võib eeldada, et tegelikult infiltreerub järve põhjast vesi erineva settefraktsiooniga kaetud pinnalt erineva kiirusega ning kuna erineva settefraktsiooni osakaal järve põhjas vastavalt veetaseme tõusmisele või langemisele ka muutub, siis ei ole järve põhja keskmine infiltratsioonikoefitsient ajas konstantne suurus. Vastav probleem vajab kindlasti edasist uurimist. Seega võib oletada, et Väike-Juusa kohta tehtud sademete rekonstruktsioonid on tegelikkusest suuremad või väiksemad vastavalt sellele, kuidas jaotusid järve põhjas vett paremini ja halvemini läbi laskvad setted konkreetsel rekonstrueeritaval ajahetkel.

Loomulikult võib küsimuse alla seada ka Väike-Juusa kohta tehtud rekonstruktsioonide tõlevastavuse ning pidada ka seda üheks võimalikuks veaallikaks, kuid vastava problemaatikaga tegelemine jääb käesoleva töö piiridest välja.

Seega on veebilansi mudeli puhul tegemist alternatiivse meetodiga paleosademete ja niiskustingimuste rekonstrueerimiseks, kuid eelnevalt nimetatud võimalike veakohtade tõttu tuleb saadud tulemustesse suhtuda teatud ettevaatusega. Eriti neisse, mis puudutavad absoluutarve nende konteksti väliselt. Kuna töö puhul oli tegemist autori esimese katsega veebilansi modelleerimiseks, siis võivad leitud absoluutarvud erineda tegelikest, kuid töö suurem väärtus peitub parameetrite võrdlustes ning nende omavaheliste suhete väljatoomises.

KOKKUVÕTE

Paleokliimaatiliste muutuste uurimine aitab õigesse konteksti asetada tänapäeval toimuvad muutused kliimas. Selleks aga, et saada teada, kuidas on kliima pärast viimase jääaja lõppu muutunud, on vaja osata õigesti interpreteerida nende muutuste kohta infot sisaldavaid materjale. Järvesetete koostise põhjal on võimalik taastada Holotseeni jooksul eksisteerinud veetasemeid ning selle põhjal ka järve ruumalisi ja pindalalisi muutuseid. Kuna järve veekogus on sõltuvuses kliimaatilistest tingimustest, siis kasutati käesolevas töös veebilansi mudelit selleks, et rekonstrueeritud veekoguste ja pindalade kaudu välja arvutada millised pidid olema konkreetse veetaseme puhul peamised järve veehulka mõjutavad kliimaatilised tegurid.

Järvede veebilansi modelleerimine võimaldas saada andmeid selle kohta, kuidas kliimaatilised tingimused tegelikult järve veekogust mõjutavad ning milline on sademete, äravoolu, aurustumise ja infiltratsiooni omavaheline suhe erinevate järvede veebilansis. Samuti oli veebilansi mudeliga võimalik rekonstrueerida Holotseenis valitsenud kliimaatilisi tingimusi, eeldusel, et on olemas rekonstruktsioonid järve veehulkade ja pindalade kohta. Seega aitab veebilansi modelleerimine mõista, kuidas reageeriksid tänapäevased järved kliimamuutustele, miks reageerivad erinevad järved sarnastele kliimamuutustele erinevalt ning millised pidid olema kliimaatilised muutused selleks, et Holotseeni jooksul registreeritud muutused järvede veetasemetes said toimuda.

Töös on esitatud põhjalik ülevaade järvede kasutamisest paleoklimatoloogias ning süstematiseeritult esitatud Kõõru järve kohta leiduv faktiline materjal. Püstitatud eesmärkide täitmiseks koostati järvede veebilansi arvutamise mudel ning rakendati seda kahe väikese järve – Väike-Juusa ja Kõõru peal, kusjuures Kõõru puhul modelleeriti vaid kaasaegset olukorda.

Modelleerimisel saadud üldistatud tulemused oli järgnevad:

1) Järvede veebilansi komponendid on lisaks kliimaatilistele tingimustele sõltuvad ka järvede ja nende valgala suuruselt.

2) Järve pindala suhtes mitmeid kordi suurema valgala järvede puhul on olulisimaks vee sisendiks valgalalt saabuv äravool mitte otseselt järve pinnale langevad sademed.

3) Järvenõo kuju mõjutab oluliselt seda, kuidas järve veekogus muutub sarnaste kliimaatiliste muutuste kontekstis.

4) Väike-Juusa veekogus ega ka veetase ei muutu (veebilansi komponendid säilitavad tasakaalu) juhul kui 0,04°C-sele keskmisele õhutemperatuuri muutusele vastab 1 mm-ne muutus sademete koguses.

5) Otepää kõrgustiku orienteeruvad sademete kogused Holotseenis: 8000 ¹⁴C a tag – 590 mm, 6000 ¹⁴C a tag – 640 mm, 4000 ¹⁴C a tag – 700 mm, 3000 ¹⁴C a tag – 665 mm, 2000 ¹⁴C a tag – 790 mm, tänapäev – 710 mm.

Seega leidis püstitatud hüpotees üldjoontes kinnituse, kuid selleks, et kirjeldatud veebilansi mudeli ennustusvõimet tõsta, tuleb tulevikus jätkata uuringuid, määramaks milline roll järvede veebilansis on mudelis mitteamestatud teguritel.

KASUTATUD MATERJALID

- Āboltiņš, O. 1997. Piebalgas pauguraine. Rmt: *Latvijas daba enciklopedija*, **4**, pp. 115-117.
Latvijas Enciklopedija, Riia (lāti keeles)
- Allen, G. R., Pereira, S. L., Raes, D., Smith, M. 1998. *Crop evapotranspiration – Guidelines for computing crop water requirements – FAO Irrigation and drainage paper 56*. FAO, Rooma.
- Alley, W. M. 1984. On the Treatment of Evapotranspiration, Soil Moisture Accounting, and Aquifer Recharge in Monthly Water Balance Models, *Water Resour. Res.*, **20**, 8, 1137–1149.
- Arid zone forestry: A guide for field technicians. 1989. FAO, Rooma. [Online]
<http://www.fao.org/docrep/T0122E/t0122e00.htm#Contents> (8.05.2009)
- Calvo, J. C. 1986. An evaluation of Thornthwaite's water balance technique in predicting stream runoff in Costa Rica. *Hydrol. Sci. J.*, **31**, 1, 51-60.
- Cardille, J., Coe, M. T., Vano, J. A. 2004. Impacts of climate variation and catchment area on water balance and lake hydrologic type in groundwater-dominated systems: a generic lake model. *Earth Interactions*, **8**, 1-24.
- Davie, T. 2002. *Fundamentals of Hydrology*. Routledge, London.
- Dew-point Calculation: Application Note. 2006. *Sensirion. The Sensor Company*. [Online]
http://www.sensirion.com/pdf/product_information/Dewpoint_Calculation_Humidity_Sensor_E.pdf (30.04.2009)
- Digerfeldt, G. 1988. Reconstruction and regional correlation of Holocene lake-level fluctuations in Lake Bysjön, South Sweden. *Boreas*, **17**, 165-182.
- Dingman, S. L. 2002. *Physical Hydrology. Second edition*. Prentice Hall, New Jersey.
- Evans, S. P., Trevisan, M. 1995. A soil water-balance „bucket“ model for paleoclimatic purposes 2. Model application to late Holocene climate. *Ecol. Model.*, **82**, 2, 131-138.
- Gaillard, M.-J., Dearing, J. A., El-Daoushy, F., Enell, M., Hakansson, H. 1991. A late Holocene record on landuse history, soil erosion, lake trophy and lake-level fluctuations at Bjäresjösjön (South Sweden). *J. Paleolimnol.*, **6**, 1, 51-81.
- Guiot, J., Harrison, S. P., Prentice, I. C. 1993. Reconstruction of Holocene precipitation patterns in Europe using pollen and lake-level data. *Quat. Res.*, **40**, 2, 139-149.
- Hamon, W. R. 1961. Estimating potential evapotranspiration. *Journal of the Hydraulics Division: Proceedings of the American Society of Civil Engineers*, **87**, 107–120.
- Harrison, S. P., Digerfeldt, G. 1993. European lakes as paleohydrological and paleoclimatic indicators. *Quat. Sci. Rev.*, **12**, 4, 233-248.

- Harrison, S. P., Prentice, I. C., Guiot, J. 1993. Climatic controls on Holocene lake-levels changes in Europe. *Clim. Dyn.*, **8**, 4, 189-200.
- Harrison, S. P., Yu G., Vassiljev, J. 2002. Climate changes during the Holocene recorded by lakes from Europe. Rmt: *Climate Development and History of the North Atlantic Realm* (Wefer, G., Berger, W. H., Behre, K.-E., Jansen, E. eds), pp. 191-204. Springer, Berlin Heidelberg.
- Huntley, B., Prentice, I. C. 1993. Holocene climate and vegetation of Europe. Rmt: *Global climates since the last Glacial Maximum* (Wright, H. E., Webb, T. III, Street-Perrott, F. A., Ruddiman, W. F., Bartlein, P., eds). pp. 136-168. University of Minnesota, Minneapolis. [Online] Google Books Search (30.04.2009).
- Jaagus, 2002. Kliima. Rmt: *Eesti Entsüklopeedia 11. köide* (Raukas, A. ed-in-chief). pp. 112-122. Eesti Entsüklopeediakirjastus, Tallinn.
- Jones, R. T., Jordan, J. T. 2007. Lake level studies: Overview. Rmt: *Encyclopedia of Quaternary Science* (Elias, S. A. ed.-in-chief). pp. 1319-1336. Elsevier.
- Kabucis, I. 1994. Centrālvidzemes ģeobotāniskais rajons. Rmt: *Latvijas daba enciklopedija*. **1**, p. 184. Latvijas Enciklopedija, Riia (läti keeles).
- Kliimanormid. 2009. *Eesti Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituut*. [WWW] <http://www.emhi.ee/?ide=6,299> (30.04.2009)
- Kliimavööde. 1989. Rmt: *Eesti Nõukogude Entsüklopeedia*. (Naan, G. ed-in-chief), pp. 593-594. Valgus, Tallinn.
- Klimanov, V. 1987. About climatic changes in the northern part of the East-European plain. Rmt: *Palaeohydrology of the Temperate Zone III: Mires and Lakes* (Raukas, A., Saarse, L. eds). pp. 23-37. Valgus, Tallinn.
- Koff, T. 2007. Õietolmuanalüüsist, selle rakendamise võimalustest ja piirangutest. Rmt: *Keskkonnauuringute nüüdisprobleeme* (J.-M. Punning ed), **10**. pp. 105-128. TLÜ Ökoloogia Instituut, Tallinn.
- Linacre, E. T. 1993. Data-sparse estimation of lake evaporation, using a simplified Penman equation. *Agric. and Forest Meteo.*, **64**, 4, 237-256.
- Magny, M. 2007. Lake level studies: West-Central-Europe. Rmt: *Encyclopedia of Quaternary Science* (Elias, S. A. ed.-in-chief). pp. 1389-1399. Elsevier.
- Martma, T., Punning, J.-M., Klimanov, V. 1988. Holotseeni kliimamuutuste rekonstrueerimine Võrtsjärve (Eesti NSV) põhjasetete kompleksuuringute põhjal. Rmt: *Paleoklimat Golotsena Evropejskoj territorii SSSR* (Hotinski, N., Klimanov, V. toim). pp. 61-68. Akademiya Nauk SSSR, Moskva (vene keeles).

- McCabe, G. J., Markstrom, S. L. 2007. A Monthly Water-Balance Model Driven By a Graphical User Interface. [Online] http://pubs.usgs.gov/of/2007/1088/pdf/of07-1088_508.pdf (30.04.2009)
- Oudina, L., Hervieua, F., Michela, C., Perrina, C. 2005. Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall-runoff model? Part 2 – Towards a simple and efficient potential evapotranspiration model for rainfall-runoff modelling. *J. of Hydrol.*, **303**, 4, 290-306.
- Paal, J. 2002. Taimkatte kujunemine. Rmt: *Eesti Entsüklopeedia 11. köide* (Raukas, A. ed-in-chief). pp. 170-175. Eesti Entsüklopeediakirjastus, Tallinn.
- Perrone, U., Facchinelli, A., Sacchi, E., 2008. Phosphorus Dynamics in a Small Eutrophic Italian Lake. *Water, Air & Soil Pollut.*, **189**, 4, 335-351.
- Prentice, I. C., Guiot, J., Harrison, S. P. 1992. Mediterranean vegetation, lake levels and palaeoclimate at the Last Glacial Maximum. *Nature*, **360**, 6405, 658-660.
- Punning, J.-M., Kangur, M., Koff, T., Possnert, G. 2003. Holocene lake-level changes and their reflection in the paleolimnological records of two lakes in northern Estonia. *J. of Paleolimn.*, **29**, 2, 167-178.
- Punning, J.-M., Koff, T., Kadastik, E., Mikomägi, A. 2005. Holocene Lake Level Fluctuations Recorded in the Sediment Composition of Lake Juusa, Southeastern Estonia. *J. of Paleolimn.*, **34**, 3, 377-390.
- Raukas, A., Karukäpp, R. 1979. Eesti liustikutekkeliste akumulatiivsete saarkõrgustike ehitus ja kujunemine. Rmt: *Eesti NSV saarkõrgustike ja järvenõgude kujunemine*. pp. 9-26. Valgus, Tallinn,.
- Rosenberry, D. O., Winter, T. C., Buso, D. C., Likens, G. E. 2007. Comparison of 15 evaporation methods applied to a small mountain lake in northeastern USA. *J. of Hydrol.*, **340**, 2, 149-166.
- Seppä, H., Poska, A. 2004. Holocene annual mean temperature changes in Estonia and their relationship to solar insolation and atmospheric circulation patterns. *Quat. Res.*, **61**, 1, 22-31.
- Shuman, B., Donnelly, J. P. 2006. The influence of seasonal precipitation and temperature regimes on lake levels in the northeastern United States during the Holocene. *Quat. Res.*, **65**, 1, 44-56.
- Shuttleworth, W. J. 1993. Evaporation. Rmt: *Handbook of Hydrology* (Maidment, D. R. ed-in-chief), pp. 4.1-4.53. McGraw-Hill, New York.

- Street-Perrott, F. A., Roberts, N. 1983. Fluctuations in closed basin lakes as indicator of past atmospheric circulation patterns. Rmt: *Variations in the Global Water Budget* (Street-Perrott, F. A., Beran, M., Ratcliffe, R. A. S., eds). pp. 331-345. Reidel, Dordrecht.
- Zelčs, V., Markots, A. 2004. Deglaciation History of Latvia. Rmt: *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology* (Ehlers, J. & Gibbard, P.L. toim) Elsevier B.V, 225-243.
- Tao, J., Yongqin, D. C., Chong-yu, X., Xiaohong, C., Xi C., Singh, V. P. 2007. Comparison of hydrological impacts of climate change simulated by six hydrological models in the Dongjiang Basin, South China. *J. of Hydrol.*, **336**, 3, 316-333.
- Tarasov, P. E., Harrison, S. P. 1998. Lakes status record from the former Soviet Union and Mongolia a continental-scale synthesis. *Paläoklimaforschung*, **25**, 115-130.
- Terasmaa, J., & Punning, J. M. 2009. The impact of lake-level fluctuations on the sedimentation dynamics in a small lake in southern Estonia. *The Holocene* (submitted).
- Thornthwaite, C. W. 1948. An approach toward a rational classification of climate. *Geogr. Rew*, **38**, 55-94.
- Tõnisson, A. 1995. Jussi järvestiku maastikuline iseloomustus ja arengutendentsid. *Eesti Geograafia Seltsi Aastaraamat*, **29**, 17-30.
- Valiantzas, J. D. 2006. Simplified version for the Penman evaporation equation using routine weather data. *J. of Hydrol.*, **331**, 4, 690-702.
- Vassiljev, J. 1997a. Simulating the paleorecord of northern European lakes using a coupled lake-Catchment model. *Lundqua Thesis*, **41**, 5-19
- Vassiljev, J. 1997b. Simulated response of lakes to changes in basin shape and size. *Lundqua Thesis*, **41**, Appendix IV, 1-14.
- Vassiljev, J. 1998a. Simulating the Holocene record of lake-level changes at Lake Viljandi, Estonia, using a coupled lake-catchment model. *Paläoklimaforschung*, **25**, 131-148.
- Vassiljev, J. 1998b. The simulated response of lakes to changes in annual and seasonal precipitation: implication for Holocene lake-level changes in northern Europe. *Clim. Dyn.*, **14**, 11, 791-801.
- Vassiljev, J., Harrison, S. P., Hostetler, P. J., Bartlein, P. J. 1994. Simulation of long-term thermal characteristics of three Estonian lakes. *J. of Hydrol.*, **163**, 2, 107-123.
- Vassiljev, J., Harrison, S. P., Haxeltine, A. 1995. Recent lake-level and outflow variations at Lake Viljandi, Estonia: validation of a coupled lake-catchment modelling scheme for climate change studies. In *J. of Hydrol.*, **170**, 1, 63-77.
- Vassiljev, J., Harrison, S. P., Guiot, J. 1998. Simulating the Holocene lake-level record of Lake Bysjön, southern Sweden. *Quat. Res.*, **49**, 1, 62-71.

- Vassiljev, J. 2007. Lake level studies: Modeling. Rmt: *Encyclopedia of Quaternary Science* (Elias, S. A. ed.-in-chief). pp. 1366-1374. Elsevier.
- Vörösmarty, C. V., Federer, C. A., Schloss, A. L. 1998. Potential evaporation functions compared on US watersheds: Possible implications for global-scale water balance and terrestrial ecosystem modeling. *J. of Hydrology*, **207**, 3, 147-169.
- Yu, G., Harrison, S. P., 1995. Holocene changes in atmospheric circulation patterns as shown by lake status changes in northern Europe. *Boreas*, **24**, 260-268.

Käsikirjalised materjalid:

- Vaasma, T. 2004. Väike-Juusa järve ja Viitna Linajärve nüüdissetete litoloogiline ja granulomeetriline koostis. *Bakalaureusetöö*. (TLÜ Geoökoloogia õppetoolis).

SUMMARY

The modelling of lake water-balance and its application in paleoclimatology
using lakes Väike-Juusa and Ҙūžu

Marko Vainu

Lakes can be used to reconstruct climate changes that have taken place during the Holocene. As lake sediments form gradually during the whole existence of the water body, changes in the composition of the sediments reflect changes in water-level. Because lakes' water-level depends on climatic conditions that influence the lake, it can be used to reconstruct those climatic conditions. In this study a lake water-balance model was at first used to distinguish the role of different water-balance components during present climate conditions in two small glaciokarst lakes – Väike-Juusa (58°06'N ja 26°30'E) and Ҙūžu (57°2'N ja 25°20'E) and then to reconstruct climatic conditions that prevailed during different Väike-Juusa water-level periods in the Holocene.

The water-balance model used in this study was composed the way that it used as few initial parameters as possible and would therefore be easily applicable in different circumstances and on different lakes. It consists of evaporation, catchment and water-balance submodels and calculates both lake water-balance with present climatic data and lake water-balance if the climatic conditions were changed.

Modelling results of the studied lakes show that the volume of the water-balance components of different lakes depends on the climatic conditions as well as on the size of the lake and its catchment. Therefore, lakes with varying morphometric parameters react differently to climatic change of the same magnitude. So it's better to use lakes with relatively small catchments and relatively steep basins to reconstruct previous climatic conditions.

Modelling results of Lake Väike-Juusa water-balance during different periods of the Holocene revealed that if a climatic shift took place at a change rate of 0,04°C in average air temperature per 1 mm change in precipitation, then lakes water inputs and outputs would remain in balance and no change in water-level would occur.

Finally, different precipitation rates according to pollen-based temperature reconstructions were calculated for -8000 ¹⁴C years, -6000 ¹⁴C years, -4000 ¹⁴C years, -3000 ¹⁴C years and -2000 ¹⁴C years. The results were following: -8000 ¹⁴C years – 590 mm, -6000 ¹⁴C years – 640 mm, -4000 ¹⁴C years – 700 mm, -3000 ¹⁴C years – 665 mm, -2000 ¹⁴C years – 790 mm, at present – 710 mm.

LISAD

Lisa 1. Väike-Juusa ja Kõžu tänapäevased keskmised kliimaparametrid

	Väike-Juusa				Kõžu			
	Õhu-temperatuur (°C)	Sademete kogus (mm)	Tuule kiirus (m/s)	Suhteline õhuniiskus (%)	Õhu-temperatuur (°C)	Sademete kogus (mm)	Tuule kiirus (m/s)	Suhteline õhuniiskus (%)
Jaanuar	-6,2	45	3,4	86	-6,2	49	3	86
Veebruar	-5,7	35	3,2	83	-6,3	38	2	85
Märts	-1,1	36	3,2	78	-2,5	37	3	82
Aprill	4,9	44	3,1	72	4,3	47	3	77
Mai	11,5	60	2,9	67	10,5	55	3	72
Juuni	15,7	75	2,9	70	14,4	74	3	74
Juuli	17,2	83	2,7	74	16,2	85	3	78
August	16	87	2,7	78	15	84	2	81
September	10,8	71	3	82	10,3	73	3	83
Oktoober	5,8	61	3,4	85	5,3	69	3	85
November	0,3	59	3,4	88	-0,1	62	3	88
Detsember	-3,9	54	3,4	88	-4	55	3	87

Lisa 2. Kuise PETi, AETi, äravoolu ja järve pinnalt aurustunud veekihi tänapäevased arvutuslikud tulemused Väike-Juusal ja Kõžul

	Väike-Juusa				Kõžu			
	PET (mm)	AET (mm)	Äravool (mm)	Aurustumine (mm)	PET (mm)	AET (mm)	Äravool (mm)	Aurustumine (mm)
Jaanuar	5	5	0	0	5	5	0	0
Veebruar	7,5	7,5	0	0	7,5	7,5	0	0
Märts	18	18	55	0	17	17	31,5	0
Aprill	38,5	38,5	83	85,5	36,5	36,5	125	76
Mai	81,5	81,5	3	133	75	75	3	121,5
Juuni	120	112	4	148	107	102	4	135
Juuli	127	106	4	141,5	116	103	4	131
August	91	86	4	106	84	82	4	99,5
September	44	44	3,5	60	42	42	3,5	56
Oktoober	21	21	3	25	20,5	20,5	3,5	22
November	8	8	8	3	8,5	8,5	36	1
Detsember	4,5	4,5	10	0	5	5	9	0

Lisa 3. Erinevatele temperatuuristsenaariumitele vastavalt arvatud keskmised sademete kogused ja veebilansi komponendid

	8000 ¹⁴ C a tag			6000 ¹⁴ C a tag			4000 ¹⁴ C a tag			3000 ¹⁴ C a tag			2000 ¹⁴ C a tag		
Aasta keskmise temperatuuri muutus tänapäevasega võrreldes	-2°C	0°C	+2°C	-2°C	0°C	+2°C	-2°C	0°C	+2°C	-2°C	0°C	+2°C	-2°C	0°C	+2°C
Sademetekogus tänapäevasega võrreldes (mm)	-205	-163	-111	-174	-130	-79	-80	-35	+18	-90	-45	+7	0	+49	+107
Sademetekogus järve pinnale (m ³)	4 200	4 600	5 000	6 700	7 200	7 800	15 700	16 900	18 200	14 600	15 700	17 000	26 300	28 100	30 200
PET (mm)	500	565	640	500	565	640	500	565	640	500	565	640	500	565	640
AET (mm)	455	500	550	460	505	555	480	525	580	480	525	575	490	540	595
Äravoolu kiht (mm)	50	50	50	75	75	75	150	150	150	140	140	140	220	220	220
Äravoolu kogus (m ³)	27 400	27 300	27 400	40 500	40 300	40 600	79 000	78 500	79 000	74 900	74 400	74 900	113 600	112 700	113 200
Aurustumise kiht (mm)	700	725	800	690	720	790	680	710	780	680	710	780	670	695	765
Aurustumise kogus järve pinnalt (m ³)	5 800	6 000	6 600	8 600	9 000	9 800	17 000	17 700	19 400	16 000	16 700	18 400	24 800	25 800	28 300
Infiltratsioon (m ³)	25 800	25 800	25 800	38 600	38 600	38 600	77 700	77 700	77 700	73 400	73 400	73 400	115 000	115 000	115 000

