

ESKO KUUSISTO

**SUUR-SAIMAAN VESITASE JA TULOVIRTAAMAN  
ENNUSTAMINEN**

Summary

**Conceptual Modelling of Inflow into Lake Suur-Saimaa from the  
Surrounding Watersheds**

ISBN 951-46-3652-X  
ISSN 0355-0982

Helsinki 1978. Valtion painatuskeskus

## SISÄLLYS

1.	Johdanto	5
2.	Valuntamallien kehitys ja käyttö	6
2.1	Eräitä määrittelyjä	6
2.2	Valuntamallien historiaa	7
2.3	Konseptuaalisten valuntamallien kehitys	8
2.4	Konseptuaalisen valuntamallin muodostaminen	9
2.5	Mallin hyvyyden mittaaminen	10
2.6	Mallin parametrien optimointi	11
3.	Tutkimuskohteen yleiskuvas	12
3.1	Osa-aluejako	12
3.2	Lähivaluma-alue	13
3.21	Korkeussuhteet	13
3.22	Kallioperä	13
3.23	Maaperä	13
3.24	Ilmasto	14
3.25	Kasvillisuus	14
3.3	Suur-Saimaa	14
4.	Lähivaluma-alueen hydrologia	16
4.1	Toteutetut säännöstelyt	17
4.2	Virtaama- ja vedenkorkeushavainnot	17
4.3	Aluesadanta	19
4.4	Lumisuhteet	20
4.5	Haihdunta maa-alueilta	21
4.6	Maankosteus	23
4.7	Pohjavesi	23
4.8	Routa	25
5.	Järvihaidunta	25
5.1	Tuulennopeus järvillä	26
5.2	Pintaveden lämpötila	26
5.3	Ilman vesihöyrynpaine	27
5.4	Järvihaidunnan määrittäminen	27
5.5	Tulokset	28
6.	Suur-Saimaan vesitase	29
6.1	Tulovirtaama yläpuolisilta alueilta	30
6.2	Menovirtaama	30
6.3	Allasadanta	31
6.4	Vedenkorkeus	32
6.41	Ylä- ja ala-altaan vedenkorkeuksien vertailu	34
6.42	Suur-Saimaan vesivaraston muutokset	35
6.5	Allashaidunta	35
6.6	Tulovirtaama lähialueilta	36

7.	Valuntamalli	39
7.1	Sulanta	39
7.2	Haihdunta	39
7.3	Mallin maanalainen osa	40
7.4	Valunnan eteneminen järviin	41
7.5	Järvien vaikutus	41
8.	Mallin kalibrointi ja testaus	44
8.1	Mallin hyvyyden mittaaminen	44
8.2	Kalibroinnin kulku	44
8.21	Sulantamalli	44
8.22	Haihdunta ja maavesimalli	45
8.23	Pohjavesimalli	47
8.24	Purot ja järvet	47
8.25	Yhteenveto	48
8.3	Mallin testaus	52
8.4	Virhearviointia	54
9.	Tulovirtaaman ennustaminen	55
9.1	Valuntamallin käyttö ennustamiseen	55
9.2	Valuntamallin ja regressiomallien vertailu	58
	Lopputiivistelmä	59
	Päätösmaininnat	60
	Summary	61
	Kirjallisuutta	64

## SUUR-SAIMAAN VESITASE JA TULOVIRTAAMAN ENNUSTAMINEN

Esko Kuusisto

KUUSISTO, E. 1978. Conceptual modelling of inflow into Lake Suur-Saimaa from the surrounding watersheds. Publications of the Water Research Institute, National Board of Waters, Finland, No. 26.

The model is a modification of the Swedish HBV-model. It calculates five-day inflows into Lake Suur-Saimaa. The input variables are precipitation, potential evaporation and degree-day factor, the last only during the snow-melt period. There are 13 parameters in the model. In the calibration period, the proportion of the initial variance accounted for by the model was 0.88. This was the main criterion of fitting; however, several subcriteria were used to compare the variations in model storages and observed storages. The performance of the model in the verification period was satisfactory; the value of the main criterion was 0.77. — In the long-range forecasts made by the model, the average error was less than  $\pm 15\%$  for the volume of spring runoff.

Index words: conceptual models, long-range forecasting, snowmelt, water balance, lake evaporation.

### 1. JOHDANTO

Saimaan säännöstelyn toteutuessa sen tulovirtaamaennusteille asetetut vaatimukset ovat kasvanneet. Mitä tarkemmin ja mitä pitemmälle tulevaisuuteen tulovirtaamaennusteet ulottuvat, sitä tarkoituksenmukaisemmin säännöstely voidaan toteuttaa. Näin ollen ennusteiden kehittäminen on kaikkien vesien käyttäjien etu.

Järvialtaiden tulovirtaamaennusteet ovat Suomessa perustuneet regressiomalleihin, joita on 1960-luvun alkupuolelta lähtien laadittu runsaasti. Helppokäyttöisinä ja selväpiirteinä ne ovat muodostuneet varsin suosituiksi. Joidenkin altaiden regressioennusteet muodostuvat muutamista hajanaisista lausekkeista, toisille — mm. Saimaalle — on laskettu yhtenäiset, monimutkaiset ennustesysteemit (Kaila 1977). Myös eräille Saimaan

yläpuolisille alueille on omia regressioennusteita (Gürer 1974).

Regressiomallien kulta-aika hydrologiassa näyttää monissa maissa taaksejääneeltä. ”Puhdas” regressioanalyysi tuskin pystyy tarjoamaan enää paljoakaan uutta tulovirtaamaennusteissa — muihin menetelmiin liitettynä ehkä kylläkin. Tilalle ovat tulleet hydrologista kiertoa tai sen osaa simuloivat valuntamallit, joista voidaan käyttää nimityksiä konseptuaaliset mallit, parametriset mallit tai struktuurimallit. Näissä malleissa hydrologisen kierron eri vaiheiden välisiä riippuvuuksia kuvataan matemaattisilla lausekkeilla, joiden fysikaalista mielekkyyttä tutkitaan mallia kalibroimalla ja testaamalla. Kun ”riittävän hyvä” mallirakenne on löydetty, mallia voidaan käyttää myös ennus-

tamiseen. Mallien ”hyvyyden” mittaamiseen on eri tarkoituksia varten kehitetty kriteereitä, jotka perustuvat havaitun ja lasketun valunnan vertailuun. Usein tämä vertailu tapahtuu pienimmän neliösumman periaatteella; tällöin tullaan itseasiassa samankaltaiseen hyväyskriteeriin, jota käytetään regressiomalleissa.

Tässä tutkimuksessa on selvitetty konseptuaalisten valuntamallien soveltuvuutta Saimaan tulovirtaaman ennustamiseen. Tutkimusjakso käsittää vuodet 1958-75. Vuoksen vesistön monimutkaisen reittiluonteen takia on tarkasteltu vain Suur-Saimaan lähialueilta purkautuvaa vesimäärää. Pielisjoen (Kaltimo), Kallaveden (Konnu + Karvio) ja Höytiäisen (Puntarikoski) menovirtaamat on vähennetty Suur-Saimaan kokonaistulovirtaamasta. Samoin on vähennetty allasadanta ja erillisellä mallilla laskettu allashaidunta. Sen jälkeen on pyritty simuloimaan jäännöskomponenttia tiettyä valuntamallia käyttäen (kuva 3).

Perusteluna edelläkerrottuun menettelyyn on lähinnä se, että lähialueiden tulovirtaama on ollut vaikeimmin ennustettavissa. Yläpuolisissa reitti-vesistöissä järvien aiheuttama vaimennus on niin tehokasta, ettei niiden menovirtaama voi muuttua kovin äkillisesti. Järviä on tosin runsaasti Suur-Saimaan lähialueillakin – veden viiveaika on kuitenkin varsin lyhyt, koska tämä alue on jakautunut lukuisiksi pieniksi osavaluma-alueiksi.

Toinen syy tutkimuksen kohdistamiselle Suur-Saimaan lähialueisiin on se, että säännöstelyn vaikutus ei niillä ole kovin merkittävä. Valuntamallin käyttäjän olisi tarkasteltava jokaisen säännöstelyyn altaan valuma-alueetta erikseen. Lisäksi altaan menovirtaama olisi riippuvainen ihmisen päätöksenteosta, ja tämän monimutkaisen prosessin mallittaminen ei kuulu hydrologin tehtäviin. Lähialueilla on muutama purkaussuhteisiin vaikuttava säännöstely (Pyhäjärvi, Maavesi), mutta niiden merkitys on vähäinen. Toisin on jo asiantunteita Höytiäisen säännöstelyn suhteen – tämän vuoksi se onkin erotettu lähivaluma-alueesta.

## 2. VALUNTAMALLIEN KEHITYS JA KÄYTTÖ

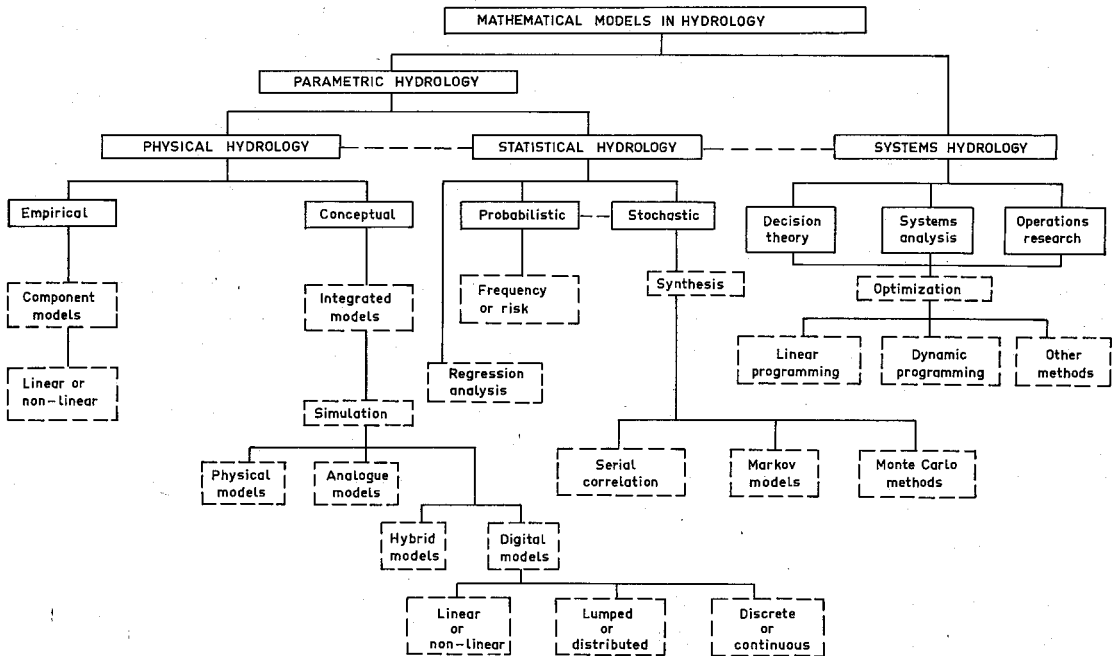
Vesistöjen käyttäytyminen sadannan ja sulannan tai toisaalta pitkän kuivakauden jälkeen on keskeisimpiä luonnon ihmiselle asettamia ongelmia. Eräissä tapauksissa tällä käyttäytymisellä on ollut jopa maailmanhistoriallinen merkitys – ei siis ihme, että ihminen on vuosituhansia pyrkinyt vesistöjen käyttäytymistä ennustamaan. Kuitenkin vasta viime vuosikymmeninä tämä kysymys on joutunut ”tieteellisen tulvan” kohteeksi – eikä tässä tuhansien artikkeleiden ja mallien tulvassa ole toistaiseksi ilmennyt merkkiäkään kuivakausista.

Valuntaan vaikuttavien tekijöiden teoreettinen tuntemus kulki pitkään käytettävissä olevan laskentakapasiteetin edellä. Niinpä käytäntöön sovelletut valuntamallit olivat yksinkertaisia lausekkeitä tai nomogrammeja. Tietokoneiden kehitys muutti tilanteen 1950-luvun lopulla tuoden mukanaan monimuuttujamenetelmät ja 1960-luvun puolivälistä lähtien konseptuaaliset valuntamallit. Nykyhetken tilannetta voi jossain määrin pitää perinteiselle tilanteelle käänteisenä: monet valuntamallit ylittävät monimutkaisuudessaan todellisen tietomme valuntaan vaikuttavista tekijöistä. Uskollisena ihmisen palvelijana tietokone kuitenkin on valmis tällaisiakin malleja käsittelemään.

### 2.1 Eräitä määrittelyjä

Malli voidaan lyhyesti määritellä ”monimutkaisen systeemin yksinkertaistuksena” (Clarke 1973). Tyhjentävämmän määritelmän ovat esittäneet Snyder & Stall (1965): ”Malli on symbolinen muoto tunnetun tai oletetun fysikaalisen periaatteen ilmaisemiseksi. Hydrologinen malli on symbolinen ilmaus, joka esittää hydrologisen kierron komponenttien suhteita tai valuma-alueen vaikutusta hydrologisen kierron valuntaosaan”.

Hydrologinen malli on konseptuaalinen, jos siinä on ilmaistu hydrologisen kierron komponenttien väliset yhteydet fysikaaliseen tarkasteluun perustuen. Hydrologisten mallien ”sukupuussa” (kuva 1) konseptuaalisiin malleihin voidaan sisällyttää myös pieno- ja analogiamallit; niissäkin vallitsevat tietyt fysikaaliset lainalaisuudet.



Kuva 1. Hydrologisten mallien jaottelu (Fleming 1977).  
 Fig. 1. Classification of hydrological models (Fleming 1977).

Malliterminologiaa ei voida pitää täysin vakiintuneena. Käsitettä "hydrologinen malli" käytetään usein merkitsemään samaa kuin valuntamalli, vaikka hydrologiassa on toki muitakin kuin valuntamalleja. Konseptuaalisia malleja on nimitetty myös parametrisiksi malleiksi – tämä onkin hyvin perusteltua, sillä parametrien määrittäminen on oleellinen piirre konseptuaalisissa malleissa. Kuitenkin parametreiksi luonnehdittavia kertoimia on muissakin kuin konseptuaalisissa malleissa.

Malliterminologian keittoon on syytä lisätä vielä mausteeksi simulointimallin käsite. Simulointi on määritelty "systeemin käyttäytymisen epäsuoraksi tutkimiseksi" (Crawford & Linsley 1966). Simulointi voi tapahtua sekä fysikaalisella että matemaattisella mallilla.

## 2.2 Valuntamallien historiaa

Valuntamallien esi-isänä voidaan pitää ranskalaista Pierre Perrault'ia, joka vuosina 1668–1670 mittasi Seinen vesistöalueen sadannaksi 520 mm/a (Biswas 1970). Hän arvioi alueen valunnan ja totesi sen olevan vain 1/6 sadannasta. Näin jäivät

taakse mytologian aikakauden uskomukset, että joet saivat vetensä jollakin tavalla maanalaisia kanavia pitkin ja että niiden virtaama huomattavasti ylitti sadannan.

Näiden ensimmäisten hydrologisten tutkimusten jälkeen kului lähes 200 vuotta, joiden aikana huomattavia tutkimuksia sadannan ja valunnan vuorosuhteesta ei tehty. Kuitenkin hydrauliiikan ja pohjavesitutkimuksen kehitys loi pohjaa myös valuntamallien kehitykselle. Lukuisien varastoalaiden rakentaminen Euroopassa osoitti, että suunnittelijoilla oli jonkinlainen karkea käsitys altaisiin saatavan veden määrästä. Kirjallisuudessa on kuitenkin vain niukasti mainintoja siitä, milaista tekniikkaa suunnittelijat tällöin käyttivät.

Valuntamallien suurin – ja ehkä myös parjatuin – klassikko on 1800-luvun jälkipuoliskolla käyttöön otettu rationaalinen kaava

$$Q = CIA \quad (1)$$

Q = sateen aiheuttama valunta

C = valuntakerroin

I = sadannan intensiteetti

A = valuma-alueen ala

Kaavaa sovellettaessa pitää olettaa sateen jatkuvan rankkuudeltaan tasaisena vähintään veden keräytymisajan verran. Vaikka tämä ehto olisikin täytetty, jää kertoimen C määrittäminen epävarmaksi. Nykyään tätä kaavaa suositellaan vain pienille, läpäisemättömille alueille (esim. kadut ja pysäköintialueet).

Rationaalista kaavaa seurasi suuri joukko muita empiirisiä lausekkeita, joilla yleensä pyrittiin arvioimaan ylivalumaa tai keskivalumaa. Niitä seuraavana kehitysvaiheena valuntamallien historiassa oli yksikkövaluntakäyrä, jolla pyrittiin selvittämään tietyn suuruisen sateen aiheuttaman valunnan volyyymi ja ajallinen jakautuminen. Yksikkövaluntakäyrän "keksijänä" mainitaan tavallisesti Sherman (1932). Myöhemmin tätä menetelmää on tutkittu hyvinkin laajalti sekä teoreettiselta että käytännölliseltä kannalta (Nash 1958, Dooge 1959; Mustonen 1963).

Loppupuolella 1950-lukua tietokoneiden kehittyminen ja yleistyminen alkoi mullistaa hydrologista tutkimusta. Suurten havaintoaineistojen käsittely kävi mahdolliseksi, ja tämä merkitsi tilastomatematiikan läpimurtoa hydrologiassa. Yleisimmäksi mallin kehittämistavaksi tuli usein selittäjän regressioanalyysi. Esimerkkinä tällaisesta valuntamallista mainittakoon Lapuanjoen kevätylivirtaamille laskettu regressioyhtälö (Kuusisto 1975):

$$HQ = 15,0L_{1.3} + 20,6P_3 - 11,4T_3 - 499 \quad (2)$$

HQ = kevätylivirtaama, m<sup>3</sup>/s

L<sub>1.3</sub> = lumipeitteen vesiarvo 1.3., mm

P<sub>3</sub> = maaliskuun sadanta, mm

T<sub>3</sub> = maaliskuun keskilämpötila, °C

Tässä kolmen selittäjän mallissa kokonaiskorrelaatiokerroin R=0,89 ja jäännösvirheiden keskiahajonta S=18,5 m<sup>3</sup>/s. Tämän mallin selittävyys on korkeampi kuin monien vastaavien mallien — usein on tyytyminen kokonaiskorrelaatiokertoimen arvoihin 0,5–0,8.

Paljon käytettynä menetelmänä regressioanalyysi on myös paljon parjattu. Eri tutkijoiden mielipiteet sen käyttökelpoisuudesta menevät kuitenkin suuresti ristiin. Yleisesti voidaan todeta seuraavien seikkojen heikentävän regressiomalleja:

1. Selittävät muuttujat ovat usein toisistaan riip-

puvia.

2. Selittäjien väliset suhteet eivät ole samanlaiset koko vaihteluvälillä.
3. Mallin muoto ja parametrit voivat todellisuudessa olla erilaiset selittäjien eri arvoilla.
4. Mallia sovellettaessa joudutaan usein käyttämään selittäjien ennustettuja tai keskimääräisiä arvoja.

Yleensä regressiomalli näyttää huonoimmat puolensa juuri silloin, kun siltä odotetaan eniten. Se ennustaa parhaiten ilmiön tyypillistä käyttäytymistä keskiarvotilanteessa, mutta epäonnistuu varsin usein ääritilanteissa. Kokemus ja harkinta auttavat tällöin ennusteiden laatijaa enemmän kuin regressiomalli — tällöin ei tosin voi osoittaa syyttävästi mallia, jos luonto kaikesta huolimatta yllättää.

### 2.3 Konseptuaalisten valuntamallien kehitys

Regressiomallit ja yksikkövaluntakäyrä eivät riittäneet tyydyttämään tutkijoita 1960-luvulla. Vaikka näiden menetelmien avulla voitiinkin ennustaa valuntaa, niiden ei katsottu riittävästi lisäävän tietoa valuntaan vaikuttavista fysikaalisista prosesseista. Näin syntyi koulukunta, joka väitti, ettei valuntamalleja voida kehittää ilman valuntaa synnyttävien mekanismien ja fysikaalisten lainalaisuuksien tuntemusta. Aikaisemmin käytettyjä menetelmiä pidettiin intellektuaalisesti riittämättöminä ja katsottiin niiden olevan "tietämättömyyden tunnustamista ja antautumista luonnon edessä". Tämän koulukunnan työ johti konseptuaalisten valuntamallien syntyyn.

Voidaan toisaalta väittää, että fysikaalisiin tarkasteluihin perustuva valuntamalli ajautuu vaikeuksiin havaintoaineistojen riittämättömyyden takia. Vieläpä silloinkin, kun tarkat tiedot yksittäisistä havaintopisteistä ovat olemassa, voidaan väittää aluearvojen määrittämisen olevan lähes mahdotonta.

Useimmat konseptuaaliset valuntamallit ovat kompromisseja näiden kahden äärimmäisyyden välillä. Fysikaaliset tarkastelut muodostavat mallien perustan, mutta parametreille, so. systeemin muuttumattomille ominaisuuksille, ei pyritä välttämättä löytämään fysikaalista tulkintaa. Haittana tästä lähestymistavasta on, ettei tietylle valu-



ma-alueelle testattua mallia ole helppo soveltaa muille alueille, vaikka niiden fysiografiset piirteet tunnettaisiinkin.

Ensimmäinen merkittävä konseptuaalinen valuntamalli kehitettiin Stanfordin yliopistossa Yhdysvalloissa (Linsley & Crawford 1960). Tämän mallin tunnetuimman version Stanford Watershed Model IV esittivät Crawford & Linsley (1966). Mallissa lasketaan valunta lähtien sadannasta ja potentiaalisesta haihdunnasta. Parametrien lukumäärä on 30, joista 9 liittyy sulantamalliin. Näistä parametreista 16 määritetään valuma-alueen fysiografisten tekijöiden perusteella ja muut 14 kalibroimalla. Malli on siis rakenteeltaan melko mutkikas, ja sen soveltaminen edellyttää valuma-alueen ominaisuuksien perinpohjaista selvittämistä. —Nykyään Stanfordin mallista kehitettyä ohjelmistoa käytetään erityyppisten vesivaraongelmien ratkaisemiseen valuntamalleihin erikoistuneessa Hydrocomp-yhtymässä, jonka liikevaihto oli vuonna 1976 yli 6 milj.dollaria. Stanfordin mallin jälkeen on kehitetty kokonainen leegio erilaisia valuntamalleja. Pääsyyinä tähän moninaisuuteen ovat mallien erilaiset tavoitteet, erilaiset hydrologiset olosuhteet sekä käytettävissä oleva havaintoaineisto ja tietokonekapasiteetti. Mutta mukana on varmasti ”inhimillisiäkin” syitä: alan tutkimuslaitosten keskinäistä kilpailua ja haluttomuutta hyväksyä toisten kehittämiä malleja.

## 2.4 Konseptuaalisen valuntamallin muodostaminen

Valuntamallin muodostamisessa on syytä selvittää ensiksi kaksi seikkaa:

- käytettävissä oleva havaintoaineisto
- mallin tarkoitus

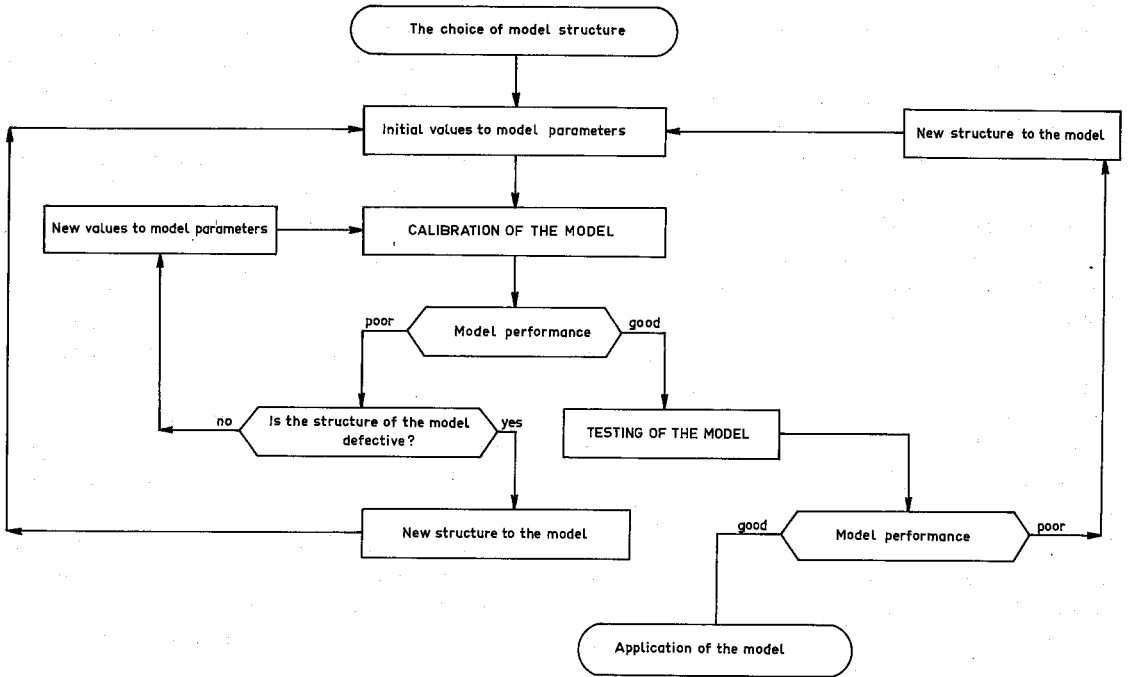
Havaintoaineiston määrä, laatu ja monipuolisuus asettaa rajoituksia muodostettavalle mallille. Jos vedenkorkeushavainnot on tehty vain kerran päivässä, kannattaa tuskin lähteä rakentamaan mallia vuorokautta lyhyemmälle aikavälille. — Jos mallia aiotaan myöhemmin soveltaa useille valuma-alueille, sitä ei ole syytä tehdä riippuvaksi harvemmin mitattavista meteorologisista muuttujista, vaikka ne olisivatkin käytettävissä mallia kehitettäessä.

Valuntamalleja käytetään yleensä neljään pää-

tarkoitukseen (Seuna 1976):

1. Ennustamiseen. Lyhytaikaisessa ennustamisessa lasketaan jo havaitun sadannan tai sulannan perusteella valunta, joka lähitunteina tai muutamana vuorokauden kuluessa on odotettavissa. Useimmissa valuntamalleissa on valuma-alueen kosteustilaa mittaavia muuttujia, joiden arvot ennustushetkellä tunnetaan. Pitkäaikaisessa ennustamisessa lähtötietona on keskimääräinen, ennustettu tai generoitu sadannan tai jonkin muun muuttujan aikasarja. Yleisimmin pitkäaikaisia ennusteita käytetään silloin, kun valuma-alueella on vettä lumipeitteeseen varastoituneena. Tällöin pyritään ennustamaan sulamisvesivalunnan huippu ja/tai volyyymi sekä joskus myös sen ajallinen jakauma.
2. Suunnitteluun. Tällöin lasketaan suunnittelussa tarvittavia valuntasuureita joidenkin meteorologisten ja valuma-aluetta koskevien tietojen avulla. Esimerkkinä mainittakoon tulvaluukujen tai silta-aukon mitoitus.
3. Erilaisten toimenpiteiden hydrologisten vaikutusten arviointiin. Voidaan esim. tutkia, miten maankäytön muuttuminen, uoman perkaus, suon ojitus tai muu toimenpide vaikuttaa valuntaan. Tällöin malli on ensin kalibroitava tarkasteltavaa toimenpidettä aikaisemman havaintojakson perusteella. Tosin voidaan myös käyttää vertailualueita hyväksi.
4. Tiedon lisäämiseen valuntaan vaikuttavista tekijöistä. Tieteelliseltä kannalta tätä voidaan pitää valuntamallien päätarkoituksena. Mallin kehittäjälle se on usein ”sivutuote”, ja mallin käytännöllinen tarkoitus on yksi tai useampi aiemmin mainituista.

Kun tietty mallirakenne on voitu todeta havaintoaineistoa ja mallin käyttöä vastaavaksi, on mallin muodostamisprosessi pääpiirteissään kuvan 2 mukainen. Mallin parametreille asetetaan lähtöarvot ja suoritetaan mallin kalibrointi. Tiettyä hyvyyskriteeriä käyttäen päätellään, onko malli ”tarpeeksi hyvä” vai pitääkö mallirakenne muuttaa tai antaa mallin parametreille uudet arvot. Useimmiten joudutaan mallin kalibrointi suorittamaan lukuisia kertoja. Kalibroinnin jälkeen on mallin hyvyys tutkittava erillisellä testijaksolla. Tällöinkin voidaan vielä joutua muuttamaan mallirakennetta ja suorittamaan kalibrointivaihe uudelleen.



Kuva 2. Valutamallin muodostamisen vaiheet.  
Fig. 2. The different stages of rainfall-runoff modelling.

## 2.5 Mallin hyvyyden mittaaminen

Mallin rakenteen parantaminen ja parametrien optimointi edellyttää, että käytettävissä on jokin kriteeri mallin hyvyyden mittaamiseksi. Yksinkertaisin tällainen kriteeri on havaittujen ja mallilla laskettujen valuntojen graafinen vertailu. Tätä voidaan pitää varsin tärkeänä, mutta tietokonetta varten on ollut tarpeen kehittää numeerisia kriteereitä, joita onkin olemassa useita (WMO 1975). Eniten käytetty lienee havaittujen ja laskettujen valuntojen erotusten neliösumma

$$F^2 = \sum_{i=1}^N [Q_h(i) - Q_l(i)]^2 \quad (3)$$

$Q_h(i)$  = havaittu valunta aikavälillä  $i$

$Q_l(i)$  = laskettu valunta aikavälillä  $i$

$N$  = aikavälien lukumäärä

Merkitään havaittujen valuntojen keskiarvosta poikkeamien neliösummaa symbolilla  $F_0^2$ . Tällöin

$$F_0^2 = \sum_{i=1}^N [Q_h(i) - \bar{Q}_h]^2 \quad (4)$$

$\bar{Q}_h$  = havaittujen valuntojen keskiarvo

Nyt voidaan muodostaa normeerattu hyvyyskriteeri, jonka esittivät Nash & Sutcliffe (1970):

$$R^2 = \frac{F_0^2 - F^2}{F_0^2} \quad (5)$$

Jos lasketut ja havaitut arvot vastaavat täysin toisiaan, saa  $R^2$  arvon +1. Tämän kriteerin pienin mahdollinen arvo on  $-\infty$ . Itse asiassa  $F^2$  ja  $R^2$  ovat parametrien optimoinnin kannalta lähes sama kriteeri.  $R^2$ -kriteerillä saavutetaan se etu, että voidaan suoraan verrata tietyn mallin hyvyyttä eri valuma-alueilla. Sitä käyttäen voidaan myös verrata usean eri mallin keskinäistä paremmuutta tietyllä valuma-alueella.

Harvemmin sovellettuja mallien hyvyyskriteerejä ovat seuraavat (Bergström 1976):

$$F_{abs} = \sum_{i=1}^N |Q_h(i) - Q_l(i)| \quad (6)$$

$$F_{diff} = \sum_{i=2}^N \left[ |Q_h(i) - Q_h(i-1)| - |Q_l(i) - Q_l(i-1)| \right] \quad (7)$$

$$F^2_{mv} = \frac{1}{9} \sum_{i=1}^{N-2} \left[ \sum_{j=0}^2 Q_h(i+j) - \sum_{i=0}^2 Q_l(i+j) \right]^2 \quad (8)$$

Mallin hyvyyskriteerin valinta on mitä oleellista, sillä eri kriteereitä käyttäen saadut parametrien optimiarvot poikkeavat usein huomattavasti toisistaan. On ilmeistä, että mallin pääasiallinen käyttö on otettava huomioon hyvyyskriteeriä valittaessa. Jos esim. halutaan mallin ennustavan alivirtaamat tarkasti, voitaneen kriteeriä  $F_{abs}$  pitää soveliaampana kuin kriteeriä  $F^2$ . Jos taas tulvahuiput halutaan saada tarkemmin ennustettua, on neliöllinen kriteeri  $F^2$  absoluuttisten erotusten summaa  $F_{abs}$  parempi.

Joskus mallilla laskettu valunta saattaa poiketa havaitusta valunnasta systemaattisesti tietyllä tarkastelujaksosella. Tällöin on hyödyllistä laskea havaitun ja lasketun valunnan kumulatiivinen erotus aikaväli aikaväliltä:

$$a_t = \sum_{i=1}^N [Q_h(i) - Q_l(i)] \quad (9)$$

Kun  $a_t$  tulostetaan koko tarkastelujaksolle, ilmenevät systemaattiset poikkeamat varsin hyvin. Malli voi esim. tiettyinä vuodenaikoina antaa liian suuren tai pienen valunnan. Tämä virhe voidaan  $a_t$ -käyrän perusteella poistaa parametrien arvoja muuttamalla.

## 2.6 Mallin parametrien optimointi

Valuntamallin parametrit ovat joko rajoitettuja tai vapaita. Rajoitetut parametrit voidaan määrittää valuma-alueen fysiografisten ominaisuuksien perusteella; tällainen parametri on esim. valuma-alueen keskikaltevuus tai järvisyys. Kun rajoitetun parametrin arvo on riittävän huolellisesti määritetty, ei sitä muuteta mallia kalibroitaessa.

Mallin kalibroinnin kannalta oleellisia ovat vapaat parametrit, joiden arvoja voidaan muuttaa mallin hyvyyden parantamiseksi. Tällaisella parametrilla voi olla fyysikaalinen tulkinta; se voi esim. olla maavesivaraston keskiarvo valuma-alueella. Aina kuitenkin vapaan parametrin fyysikaalinen tulkinta ei ole selvä, vaan se voi olla esim. tietyn lausekkeen empiirinen eksponentti tai kerroin.

Vapaiden parametrien arvojen asettamista siten, että käytetty hyvyyskriteeri saa mahdollisimman suuren arvon, kutsutaan mallin parametrien optimoinniksi. Jos vapaita parametrejä on useita, globaalin optimin löytäminen on käytännössä lähes mahdotonta. Sen sijaan likimääräinen tai lokaalinen optimi voidaan löytää joko kokeilemalla tai automaattisella optimoinnilla.

Kokeilevassa optimoinnissa parametrien alkuarvot määritetään perustuen valuntakäyrien tarkasteluun. Kalibrointiajo suoritetaan ja saatujen tulosten perusteella pyritään ensin asettamaan kohdalleen ne parametrit, jotka vaikuttavat valunnan kokonaismäärään. Samalla on syytä tarkkailla, miten malliin sisältyvien varastomuuttujien arvot muuttuvat kalibrointijakson aikana. Jos esim. pohjavesivarasto suurenee tai pienenee oleellisesti, on syytä muuttaa sen arvoon vaikuttavia parametrejä, ellei vastaavaa muutosta todellisuudessa ole tapahtunut.

Kun valunnan kokonaismäärä ja varastomuuttujien arvot on saatu kohdalleen, pyritään löytämään valunnan aikajakaumaan vaikuttavien parametrien optimiarvot. On selvää, että näiden parametrien muuttaminen vaikuttaa myös valunnan kokonaismäärään. Mallin rakenteesta riippuu, kuinka hyvin nämä kaksi kalibrointivaihtetta voidaan erottaa toisistaan.

Automaattisessa parametrien optimoinnissa voidaan soveltaa useita eri menetelmiä. Hydrologiassa näistä tunnetuimmat ovat Rosenbrockin (1960) ja Monron (1971) kehittämät hakumenetelmät. Kullekin vapaalle parametrille (lukumäärän  $n$  kpl) annetaan pienin ja suurin mahdollinen arvo, ja optimointirutiini tutkii näin muodostuneen  $n$ -ulotteisen, rajatun avaruuden.

Jos vapaita parametrejä on useita, voi automaattisen optimoinnin vaatima tietokoneaika nousta huomattavan suureksi. Automaattinen optimointi on myös fyysikaalisesti "sokea": parametrien optimikombinaatio saattaa vastata fyysi-

kaalisesti epämieliekästä tilannetta.

WMO (1975) on päätenyt suositttelemaan ko-keilevan ja automaattisen optimoinnin yhteis-käyttöä parhaana vaihtoehtona. Automaattista optimointia voisi lähinnä soveltaa parametrien "hienosäädössä" tai optimoitaessa kahta tai korkeintaan kolmea parametria kerrallaan.

### 3. TUTKIMUSKOHTEN YLEISKUVAUS

"Synes mycket likt att Vuoksen är grafven och intet af naturen, både inloppet och dess fall."

Pehr Brahe, 1638

Saimaan kehityksen esitti pääpiirteissään H.Berghell jo 1898. Myöhemmin tätä aihetta on käsitelty mm. A. Hellaakoski, joka julkaisi useita Saimaan historiaa ja rantamuotoja koskevia tutkimuksia (Hellaakoski 1922, 1933, 1936). Kiinnostus Saimaan historiaa kohtaan ei myöhemminkään ole laantunut — sitä osoittavat mm. M. Saarniston (1970, 1971) uusimpia menetelmiä soveltavat tutkimukset.

Yoldiameren syntyessä noin 10 000 vuotta sitten irtautui ulomman Salpausselän ja mannerjään välinen osa Saimaasta järveksi, joka purkautui sen ja nykyisen Mäntyharjun reitin välisen vedenjakajan yli mereen. Jäätikön sulaessa paljastui alempia kynnyksiä purku-uomaksi, mutta maankohoamisen seurauksena nämä yhteydet mereen katkesivat varsin pian. Saimaan vesistön pinta-ala kasvoi, ja yhdessä Päijänteen kanssa tämä suurjärvi purkautui Pielaveden Aitojärven kautta nykyisen Perämeren suuntaan. Noin 6 000 vuotta sitten tapahtuneen Heinolan harjun murtumisen jälkeen purku-uomana oli Kymijoki, kunnes Vuoksenniskan murtuessa Saimaan ja Päijänteen yhteys katkesi. Suur-Saimaan vedenpinta laski noin 4,5 m (Saarnisto 1970). Kynnys Kärenlammen kautta Kymijoen vesistöön on edelleenkin suhteellisen matala — vuoden 1899 tulvan aikana Saimaan pinta oli vain 40 cm tämän kynnystason alapuolella (Hellaakoski 1922).

Maankohoaminen jatkuu edelleen. Tutkimusalueen luoteisosissa se on lähes 5 mm/a ja kaak-

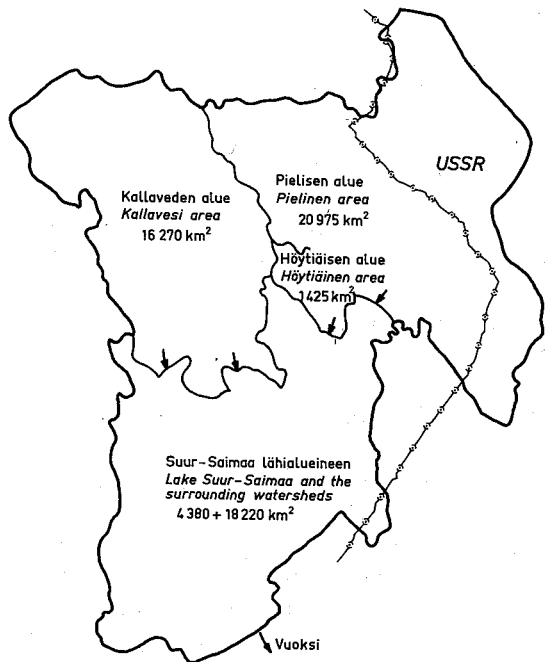
koisosissa noin 2,5 mm/a (Kääriäinen 1953). Suur-Saimaan eri asteikkojen vedenkorkeushavaintoja verrattaessa tämä ilmiö on otettava — kiusallista kyllä — huomioon.

### 3.1 Osa-aluejako

Koko vesistöalueen ala Tainionkoskelle on 61 265 km<sup>2</sup>. Järvisyys on 19,9 % — alueen järvet muodostavat siis yli kolmanneksen Suomen järvalasta.

Koska tässä tutkimuksessa keskitytään Suur-Saimaan lähivaluma-alueeseen, on seuraavat osa-alueet erotettu kokonaisvaluma-alueesta (kuva 3a):

Osa-alue	Virtaama- asemat	Ala km <sup>2</sup>	Järvisyys %
Pielisen alue	Jakokoski (1958–70)	21 225	12,6
	Kaltimo (1971–75)	20 975	12,7
Kallaveden alue	Konnus + Karvio	16 270	15,3
Höytiäisen alue	Puntari- koski	1 425	22,1



Kuva 3a. Vuoksen vesistöalue.

Fig. 3a. The drainage basin of River Vuoksi.

Näiden alueiden yhteispinta-ala (Pielisen alue Kaltimon mukaan laskettuna) on 38 670 km<sup>2</sup> ja järvisyys 14,1 %. Tämä on 63,1 % Saimaan koko valuma-alueesta. — Kaikilla näillä osa-alueilla on toteutettu säännöstelyjä, jotka merkittävästi muuttavat luonnontilaisia purkaussuhteita.

Jäljellejäävän lähivaluma-alueen pinta-ala on Suur-Saimaan jakson 1958–75 keskivedenkorkeudella (N60+75,80 m) 18 220 km<sup>2</sup>. Tästä on järviä 2 350 km<sup>2</sup> eli 12,9 %.

## 3.2 Lähivaluma-alue

### 3.2.1 Korkeussuhteet

Mannerjään keskeisen vaikutuksen maiseman luonteeseen havaitsee Saimaan lähialueilla selvänä. Jään pääasiallinen liikesuunta luoteesta kaakkoon näkyy järviältaiden, saarien, harjujen ja jokilaaksojen suunnassa ja muodossa.

Tutkimusalueetta hallitsevat Suur-Saimaan altaat ovat noin 76 m merenpinnasta. Noin 71 % lähivaluma-alueesta on 100 m korkeuskäyrän alapuolella. Yli 150 m korkeudelle kohoavat vain yksittäiset harjanteet ja kallioselänteet; ne muodostavat noin 0,8 % lähivaluma-alueesta.

Vaikka maasto on suurpiirteiltään melko tasaista, se on kumpuilevaa ja vaihtelevaa. Tämä ilmenee myös järviältaiden lukuisuutena ja pirstoutuneisuutena. Valuma-alueiden väliset vedenjakajat ovat yleensä matalia ja bifurkaatioita esiintyvä alueella useita.

### 3.2.2 Kallioperä

Pääosa tutkimusalueen kallioperästä on kiilleliusketta, kiillegneissia tai migmatiittia (taulukko 1). Alueen itäreunalla liuskeet ovat poimittuneet Itä-Suomen graniittigneissialuetta vastaan. Poimittumisvaiheessa syntyi useita synkliinialtaita; tällaisia ovat mm. Höytiäinen, Pyhäselkä ja Orivesi. Niitä erottavien antikliinien kohdalla pistää alustan graniittigneissi näkyviin (Suomen geologia 1964). Etelämpänä on laajahkoja alueita happamia syväkiviä varsinkin Puruveden, Pihlajaveden ja Etelä-Saimaan ympäristössä. Kaakkois-Suomen rapakivialueen pohjoisosat yltävät myös tutkimusalueelle.

Taulukko 1. Tutkimusalueen kallioperä (Suomen kartasto 1960).

Table 1. Pre-quatertiary rocks of the research area.

Kivilaji Rock	Osuus alueen kallioperästä (%) Percentage in the research area
fylliittiä ja kiilleliusketta <i>phyllite and micaschist</i>	25
kiillegneissia <i>mica gneiss</i>	17
migmatiittia <i>migmatite</i>	17
graniittigneissia <i>granite gneiss</i>	>1
kvartsiittia <i>quartzite</i>	<1
muuta metamorfisia kivilajeja <i>other metamorphic rocks</i>	>1
happamia syväkiviä yleensä <i>acid plutonic rocks in general</i>	25
granodioriittia ja kvartsidioriittia <i>granodiorite and quartz diorite</i>	6
graniittia <i>granite</i>	>1
rapakiveä <i>rapakivi</i>	4

### 3.2.3 Maaperä

Maalajeista keskeinen merkitys on moreenilla, jota on lähes kaikkialla. Alavilla alueilla sitä tosin peittää useimmiten turvekerros. Kohoumat ovat myös usein moreenia, joskin moreenipeite on ohut (0,5–3 m) ja paljas kalliopinta on monin paikoin näkyvissä.

Jääkauden sulamisvaiheen muistona maisemassa ovat reunamoreeni- ja harjualueet. Sisempi Salpausselkä kulkee tutkimusalueen halki jakaen varsinaisen Saimaan altaan kahtia. Se muodostaa myös Vuoksen vesistön vedenjakajan Pihlajaveden ja Puruveden kaakkoispuolella sekä Oriveden ja Pyhäselän itäpuolella. Tämän harjujakson itäpuolelta purkautuu Oriveteen Pyhäjärven vesistöalue, joka rajoittuu kaakossa Ulompaan Salpausselkään Neuvostoliiton alueella. Tämä Ulompi Salpausselkä on Saimaan altaan rajana ja vedenjakajana Lappeenrannan ja Imatran välillä.

Pitkittäis- ja poikittaisharjujen osuus maapinta-alasta on tutkimusalueella 8 %. Hiekka- ja hietamaita on etupäässä harjujen lähistöllä; niitä on yhteensä 4,5 %. Savi- ja hiesumaita on suhteellisen vähän (alle 2 %). Nämä osuudet on määritetty Suomen kartaston (1960) maaperäkartan perusteella.

Soita on tutkimusalueella noin 15 % maapinta-alasta. Pääosa niistä on korpia tai rämeitä; nevoja on koko suoalasta vain 10 %. Alueen suot ovat yleensä ohutturpeisia; lähes puolet on sellaisia, missä turpeen paksuus on alle 1 m.

### 3.24 Ilmasto

Vuoden keskilämpötila on tutkimusalueen pohjoisosassa noin 3°C ja eteläosassa noin 4°C. Heinäkuussa vastaavat arvot ovat 17°C ja 18°C sekä helmikuussa -9°C ja -8°C. Termisen kasvukauden pituus on 160–170 päivää.

Korjattu vuosisadanta jaksolla 1931–1960 oli 669 mm. Alueen eteläosassa sataa yleisesti ottaen eniten – paikallisilmastolliset vaihtelut saattavat kuitenkin olla merkittäviä. Erityisesti on perusteltua olettaa, että järvilla sataa vähemmän kuin ympäröivillä maa-alueilla; tätä kysymystä ei kuitenkaan ole riittävästi tutkittu.

Sadepäivien ( $P \geq 1$  mm) lukumäärä vuodessa on 105–115. Pysyvä lumipeite tulee alueen pohjoisosissa keskimäärin 20.11. ja etelässä 5.12. Aukeilta mailta lumipeite häviää 25.–30. huhtikuuta. Suurimmillaan lumipeitteen vesi-arvo on keskimäärin noin 120 mm – tämän maksimin ajankohta on maaliskuun lopulla. Yksittäisinä vuosina lumisuhteet poikkeavat huomattavastikin keskimääräisestä; esim. keväällä 1966 vesi-arvon maksimi oli 204 mm ja keväällä 1973 vain 48 mm.

Tuulen keskinopeus alueen maa-asemilla 10 m korkeudella on noin 3–3,5 m/s. Suurilla järvilla tuulet ovat kuitenkin huomattavasti voimakkaampia. Suurimmillaan tuulen nopeus on yleensä syksyllä.

### 3.25 Kasvillisuus

Alueen vallitsevana kasvillisuusmuotona ovat metsät, joita on yli 80 % koko maa-alasta (Suomen kartasto 1960). Puuston keskikuutiomäärä on tyypillisesti välillä 40–80 k-m<sup>3</sup>/ha. Metsät ovat yleensä mänty- tai kuusivaltaisia, mutta

myös koivikoita on vanhoilla kaskialueilla melko runsaasti.

Eniten viljelysmaita on alueen eteläosassa Saimaan länsi- ja eteläpuolella (20–30 % maa-alasta). Pohjoisempänä pellon osuus on yleensä 5–20 %, paikoin jopa alle 5 %. Keskimääräinen peltoprosentti on 11,1 (Ilvessalo 1958).

## 3.3 Suur-Saimaa

”Wida öfver det östra Finlands delar utbreder Saima sina blå vatten.”

Topelius: Boken om vårt land, 1875

Vesitie Lappeenrannasta Joensuuhun tai Varkauteen on pitkä ja mutkainen – kuitenkin vedenkorkeus on lähes muuttumaton. Suur-Saimaa voidaan jakaa neljään osa-alueeseen, joissa voidaan kuitenkin edelleen erottaa useita altaita. Nämä neljä osa-aluetta ovat seuraavat:

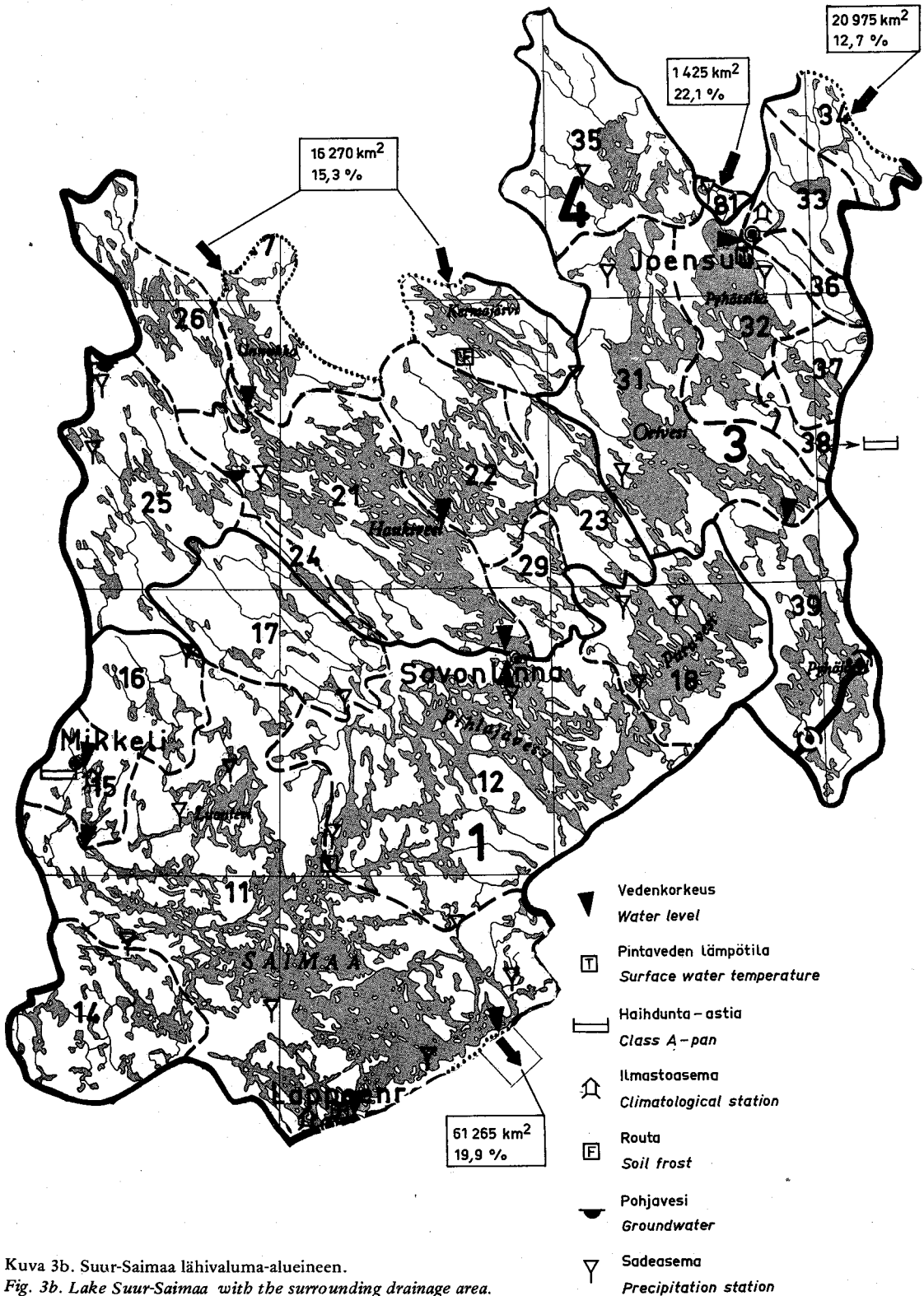
Osa-alue	Ala km <sup>2</sup>
1. Etelä-Saimaa	1 480
2. Puruvesi-Pihlajavesi	1 170
3. Haukivesi-Enonvesi	830
4. Pyhäselkä-Orivesi	990

Osa-alueiden 1 ja 2 välisenä rajana on Puumalansalmi. Puruvettä ja Pihlajavettä erottaa Punkaharju, joten niitä voitaisiin myös tarkastella erillisinä osa-alueina. Selvin raja on osa-alueiden 2 ja 3 välillä: Savonlinnan salmissa vedenpinta laskee lähes 10 cm. Alueita 3 ja 4 erottaa Haukivirta Enonkoskella.

Pääaltaiden lisäksi kuhunkin osa-alueeseen kuuluu lukuisia pieniä altaita, joita kapeikot ja toiset altaat erottavat pääaltaista. Lyhytaikaiset vedenkorkeuden vaihtelut voivat olla eri puolilla Suur-Saimaata hyvinkin erilaisia.

Riittävän pitkällä aikavälillä Suur-Saimaa kuitenkin käyttäytyy lähes homogeenisesti vedenkorkeuden muutosten osalta. Tähän palataan tarkemmin kohdassa 6.4.

Suur-Saimaan keskivedenkorkeus jaksolla 1931–1960 oli Lauritsalan asteikolla N60+75,70 m, jota vastaava kokonaispinta-ala on 4 380 km<sup>2</sup>. Keskiisyvyys on n. 17 m ja suurin syvyys 82 m. Rantaviivan pituus on saaret (13 710 kpl) mukaan lukien 14 850 km.



Kuva 3b. Suur-Saimaa lähivaluma-alueineen.

Fig. 3b. Lake Suur-Saimaa with the surrounding drainage area.

#### 4. LÄHIVALUMA-ALUEEN HYDROLOGIA

Saimaan lähivaluma-alue on tyypillisintä Järvi-Suomea. Useimmat osavaluma-alueet ovat pienehköjä reittivesistöjä, joista eräissä voi nimetä selvän keskusaltaan. Pinta-alaltaan suurimmat ovat Sismajärven (1 245 km<sup>2</sup>), Pyhäjärven (1 045 km<sup>2</sup>), Viinijärven (1 035 km<sup>2</sup>) ja Kuolimon (890 km<sup>2</sup>) vesistöalueet. Kymmenen suurinta osavaluma-alueetta käsittää 7 760 km<sup>2</sup> ja 20 suurinta 9 590 km<sup>2</sup>.

Koko lähivaluma-alueen pinta-ala on 18 220 km<sup>2</sup> ja järvisuus 12,9 %. Alueen kartta ja tärkeimmät osavaluma-alueet sekä tässä tutkimuksessa käytetyt hydrologiset havaintoasemat on esitetty kuvassa 3b.

Valutamallin soveltamista ajatellen osavaluma-alueiden systemaattinen tarkastelu on tarpeen. Vesistötoimikunta (1958) on luettellonut yli 80 osavaluma-alueita ala- ja järvisuystietoineen. Tarkistettuna ja täydennettynä järvisuysdeltään yli 5 % alueiden yhteispinta-ala on

10 940 km<sup>2</sup>, josta on järviä 18,7 %. Erittelemätön jäännösalue käsittää siten 7 280 km<sup>2</sup>; se muodostuu lukuisista pienehköistä valuma-alueista Suur-Saimaan ranta-alueilla ja saarissa. Sen keskimääräinen järvisuus on 4,1 %.

Kuvassa 4 on esitetty luetteloitujen osavaluma-alueiden keskimääräinen järvisuus pinta-alojen summan funktiona. Eräillä pienillä alueilla järvisuus on yli 40 %. Suuremmilla pinta-alojen summan arvoilla tätä käyrää voidaan approksimoida suoralla

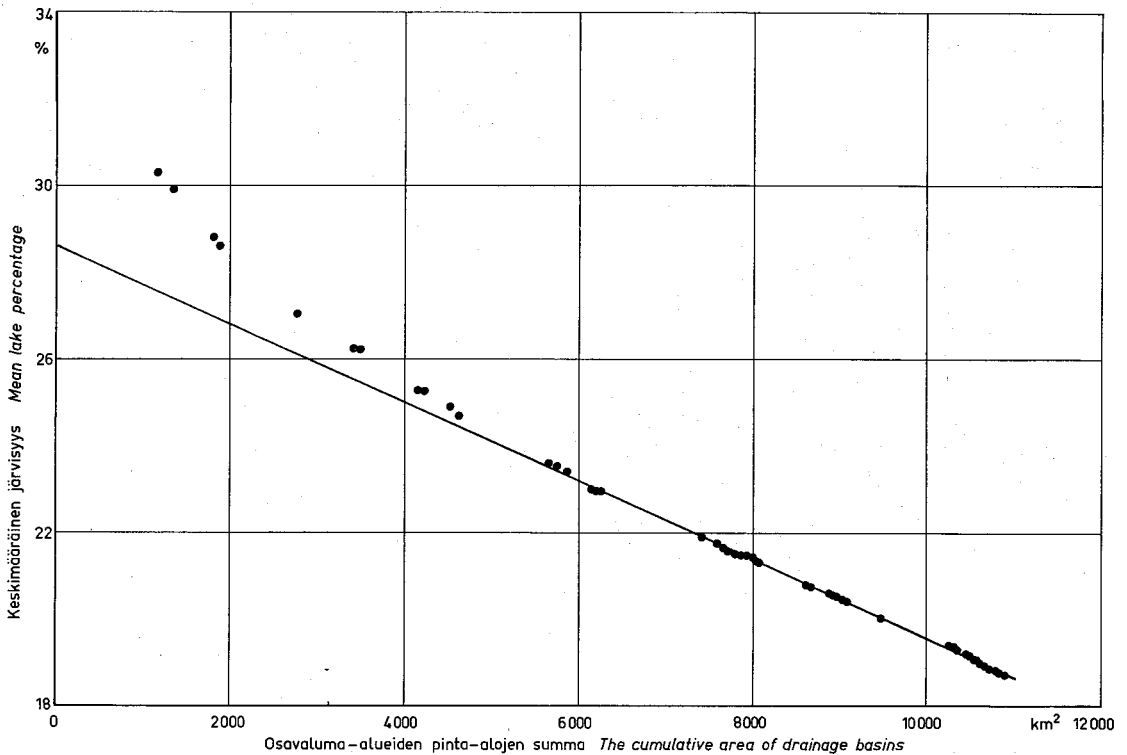
$$I = 28,6 - 0,00090 \cdot \Sigma F \quad (10)$$

$I$  = keskimääräinen järvisuus, %

$\Sigma F$  = osavaluma-alueiden pinta-alojen summa, km<sup>2</sup>

Kun  $\Sigma F = 3\,000$  km<sup>2</sup>, on käyrän epälineaarisen osan vaikutus järvisyyteen enää alle 1 %.

Veden viiveaika tietyn valuma-alueen järvivierkostossa on riippuvainen sekä kokonaispinta-alasta että järvipinta-alasta. Se riippuu myös valuma-alueen muodosta sekä altaiden sijainnista ja lukumäärästä. Näihin kysymyksiin palataan kohdassa 7.5.



Kuva 4. Osavaluma-alueiden keskimääräisen järvisyyden riippuvuus niiden pinta-alojen summasta.

Fig. 4. The relationship between the mean lake percentage and the cumulative area of the drainage basins.



#### 4.1 Toteutetut säännöstelyt

Lähivaluma-alueen järvistä eräät ovat säännöstelyjä. Pyhäjärveä on säännöstelty järven toiseen lasku-uomaan tehdyllä Puhoksen voimalaitoksen padolla 1966 alkaen. Jakson 1966–1975 keski-juoksumäärä oli 5,6 m<sup>3</sup>/s. Vuoden maksimijuoksumäärä on ollut 10–21 m<sup>3</sup>/s – nollajuoksumääriä on monina vuosina ollut useita kymmeniä. Toista lasku-uomaa (Hiiskoski) ei ole suljettu. Virtaamavaihteluita siitä ei ole, joten Pyhäjärven tulovirtaamavaihteluita ei voida laskea. Jos Pyhäjärven alueen keskivalumaksi oletetaan 7,5 l/s km<sup>2</sup>, Hiiskosken uoman keskivirtaama on noin 2,2 m<sup>3</sup>/s.

Sorsavettä on säännöstelty jo hyvin kauan. Jakson 1931–1960 keskivedenkorkeus oli NN+97,79 m ja vedenkorkeuden vaihteluväli 1,76 m. Sorsaveden valuma-alueen ala on 455 km<sup>2</sup> ja järvisyys 23,4 %.

Sorsaveden alapuolisen Osmajärven (F=575 km<sup>2</sup>, L=22,4 %) luusuassa on tehty virtaamavaihteluita 1964 lähtien. Jaksolla 1964–1975 oli keskivirtaama MQ=5,7 m<sup>3</sup>/s, keskiylivirtaama MHQ=10,0 m<sup>3</sup>/s ja keskialivirtaama MNQ=2,2 m<sup>3</sup>/s.

Maavettä on säännöstelty vuodesta 1959 alkaen. Jakson 1960–1974 säännöstelty keskivedenkorkeus oli NN+98,78 m, kun arvioitu luonnontilainen MW oli NN+99,10 m. Vedenkorkeuden vaihteluvälit olivat vastaavasti 1,18 m ja 1,36 m. Maaveden valuma-alueen ala on 850 km<sup>2</sup> ja järvisyys 15,1 %.

Maaveden keskimenovirtaama oli jaksolla 1960–1975 7,5 m<sup>3</sup>/s. Vuotuinen ylivirtaama vaihteli välillä 13–40 m<sup>3</sup>/s. Koska kyseessä on tyypillinen viikkosäännöstely, nollajuoksumääriä esiintyy runsaasti.

Maaveden säännöstely on vaikuttanut jonkin verran myös alapuolisen Sysmäjärven vedenkorkeuksiin. Sysmäjärven luusuassa on myös voimalaitos.

Jukajärvellä Juvalla on toteutettu 1964 säännöstely, joka alentaa järven vedenkorkeutta noin 30–60 cm. Tämän järven valuma-alueen ala on noin 200 km<sup>2</sup> ja järvisyys noin 20 %.

Uusin Saimaan lähialueilla toteutettu säännöstely koskee Kulkemusjärveä Sulkavalla. Järven valuma-alueen ala on 51,5 km<sup>2</sup> ja järvisyys 14,1 %. Koska tämä säännöstely on alkanut vasta 1975, se ei ole merkittävästi vaikuttanut tarkaste-

lujaksolla 1958–1975. Näin ollen tällä jaksolla voimassaolleen säännöstelyjen vaikutuspiirissä oli Saimaan lähivaluma-alueesta noin 2 500 km<sup>2</sup> eli vajaat 14 %. Tämän alueen järvisyys on lähes 23 % eli huomattavasti suurempi kuin koko lähivaluma-alueen keskimääräinen järvisyys.

On vaikeata arvioida, missä määrin nämä säännöstelyt vaikuttavat Suur-Saimaan lähialueen tulovirtaaman ajalliseen jakaumaan. Säännöstelyjen järvien vedenkorkeuksien poikkeamat luonnontilaisista ovat kuitenkin niin pienet, ettei vaikutus voine muodostua oleelliseksi valuntamallin soveltamista ajatellen.

#### 4.2 Virtaama- ja vedenkorkeushavainnot

Saimaan lähialueiden ei-säännöstellyiltä reiteiltä on virtaamavaihteluita hyvin niukalti. Kuolimojärven vesistöalueelta (F=890 km<sup>2</sup>, L=24,7 %) niitä on 1971 lähtien. Jaksolla 1971–1975 oli keskivirtaama (Kärnäkoski+Partakoski) MQ=7,2 m<sup>3</sup>/s, MHQ=17,3 m<sup>3</sup>/s ja MNQ=2,3 m<sup>3</sup>/s. Runsaasta järvisyydestä johtuen virtaamavaihtelut ovat hitaita. Kevättulvan huippu on toukokuun lopulla. Kesäsateet lisäävät virtaamaa vain harvoin.

Neljästä lähialueen järvestä on luonnontilaisia vedenkorkeushavainnoja pitkäkö sarja. Nämä sarjat on esitetty tunnuslukuineen taulukossa 2.

Nämä ovat kaikki verraten suuria altaita eivätkä vedenkorkeuden vaihtelut ole kovin rajuja. Keskiyli- ja keskialiveden erotus on Pyhäjärvässä ja Kuolimojärvässä alle 40 cm, Viinijärvässä 56 cm ja Sysmäjärvässä 59 cm. Koko jakson yli- ja aliveden erotus sitä vastoin on kahdessa viimeksimainitussa järvässä huomattava.

Valuntamallin soveltamisen kannalta olisi tärkeää tietää, miten paljon kaikkien lähialueen järvien yhteenlaskettu vesivarasto vaihtelee. Tätä vaihtelua voidaan mitata muuttajalla  $\Delta V$ :

$$\Delta V = \sum_i (MHW_i - MNW_i) \cdot A_i \quad (11)$$

$\Delta V$  = vesivaraston muutos, 10<sup>6</sup>m<sup>3</sup>

MHW<sub>i</sub> = järven i keskiylivesi, m

MNW<sub>i</sub> = järven i keskialivesi, m

A<sub>i</sub> = järven i pinta-ala, km<sup>2</sup>

Pinta-ala A<sub>i</sub> on luonnollisesti jossain määrin riippuvainen vedenkorkeudesta. Tämä riippuvuus

Taulukko 2. Suur-Saimaan lähijärvien luonnontilaisia vedenkorkeuksia.  
 Table 2. Unregulated water levels of some lakes in the research area.

Järvi Lake	Havaintojakso Observation period	MW m	MHW m	MNW m	HW m	NW m
Viinijärvi	1912-41	NN+79,08	79,37	78,81	79,84	78,07
Sysmäjärvi	1912-22, 47-56	87,77	88,14	87,45	90,11	87,16
Pyhäjärvi	1913-65	79,51	79,72	79,36	80,00	79,11
Kuolimojärvi	1932-50, 67-75	76,87	77,09	76,71	77,34	76,55

jätetään toistaiseksi kuitenkin tarkastelun ulkopuolelle. Vuotuisen vedenkorkeusvaihtelun amplitudiin (MHW-MNW) vaikuttavat seuraavat tekijät:

1. Altaan purkautumiskäyrä. Jos määräävä poikileikkaus on leveä tai kaltevuus sen alapuolella suuri, virtaama kasvaa nopeasti vedenkorkeuden kasvaessa. Yhtenäistä analyysiä purkautumiskäyrien parametreista ei ole tehty. Tätä tutkimusta varten valittiin 16 Sisä-Suomen järveä käsittävä otos, jossa järvien keskipinta-ala oli 22 km<sup>2</sup> ja valuma-alue keskimäärin 1 600 km<sup>2</sup>. Jakson 1961-1970 keskivedenkorkeutta vastaava purkautumiskäyrän tangentti  $\Delta Q/\Delta W$  vaihteli välillä 0,02-1,0 m<sup>3</sup>/s cm. Yhden cm:n suuruinen vedenkorkeuden muutos aiheutti keskimäärin 3,1 % virtaamamuutoksen. Keskiyliveden korkeudella vastaava virtaamanmuutos oli 1,6 % ja keskialiveden korkeudella 4,4 %. Vaihtelu eri järvien välillä oli kaikissa tapauksissa huomattava. Suure  $\Delta Q/\Delta W$  ei riippunut lainkaan järven pinta-alasta ( $r=-0,02$ ). Sen sijaan se riippui valuma-alueen alasta ( $r=0,91$ ) ja valuma-alue järvipinta-alasta ( $r=0,27$ ), mikä on varsin odotettu tulos.

2. Altaan pinta-ala. Kaikkien muiden tekijöiden ollessa muuttumattomia vedenkorkeusvaihtelun amplitudi pienenee lineaarisesti altaan pinta-alan kasvaessa.

3. Altaan valuma-alueen ominaisuudet, lähinnä sen ala, muoto ja järvisyys. Valuma-alueen pinta-alan kasvu lisää vedenkorkeusvaihtelua, jos järvipinta-ala ja alueen muoto pysyvät samoina. Pyöreähkö muoto merkitsee lyhyttä sade- tai sulamisvesien keräytymisaikaa ja siten nopeita ja suuria vedenkorkeusvaihteluita. Järvipinta-alan kasvu valuma-alueella merkitsee lisää varastotilaa ja siten hitaampaa ja

pienempää vaihtelua altaiden vedenkorkeuksissa.

Käytännössä ylläesitetyt tekijät liittyvät toisiinsa siten, ettei niiden vaikutuksen erittelemisen vedenkorkeusvaihteluiden selittäjänä ole helppoa. Yhteensä 33 Sisä-Suomen järveä (järvien keskipinta-ala 27 km<sup>2</sup>, valuma-alueiden 921 km<sup>2</sup> ja keskimääräinen järvisyys 11,8 %) käsittävästä otoksesta saatiin seuraavat yhden selittäjän lineaariset regressiomallit:

$$\Delta W = 104 - 0,51A \quad r = -0,41 \quad (12a)$$

$$\Delta W = 94 - 0,0036F \quad r = -0,07 \quad (12b)$$

$$\Delta W = 147 - 4,57L \quad r = -0,78 \quad (12c)$$

$$\Delta W = 109 - 0,15 \frac{L \cdot F}{100} \quad r = -0,46 \quad (12d)$$

$\Delta W$  = jakson 1961-1970 keskiyli- ja keskialiveden erotus, cm

A = altaan pinta-ala, km<sup>2</sup>

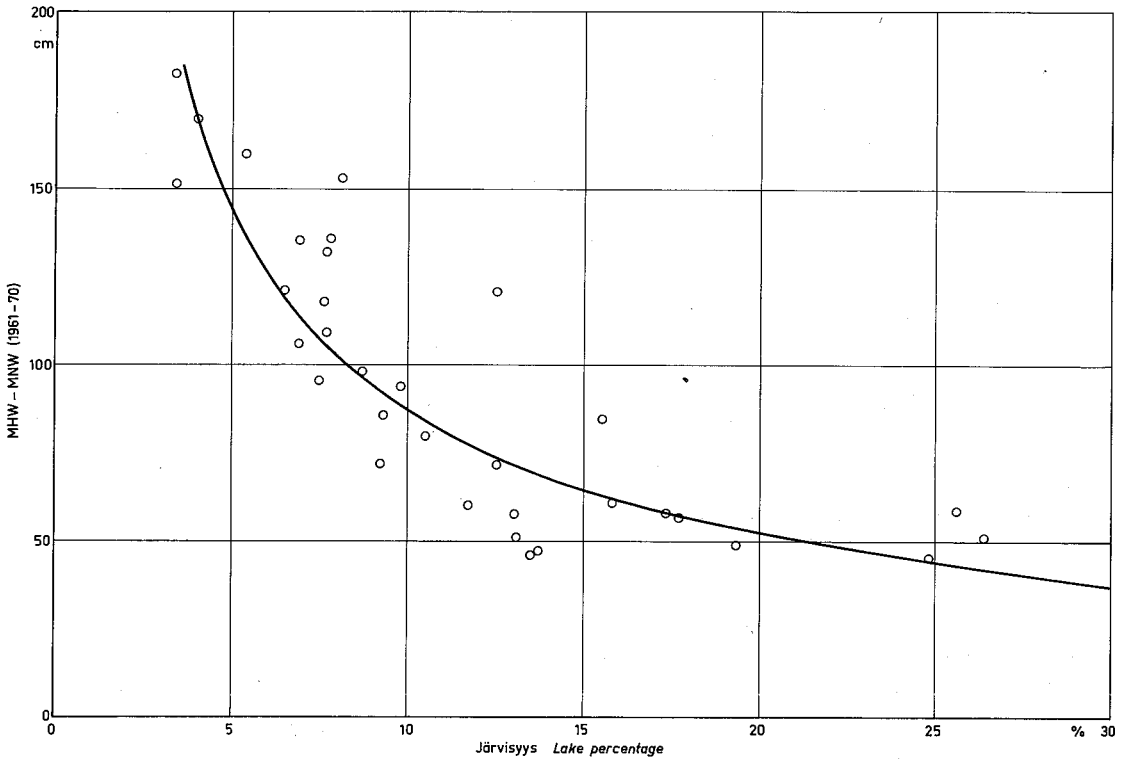
F = valuma-alueen pinta-ala, km<sup>2</sup>

L = valuma-alueen järvisyys, %

Näistä malleista (12c) ja (12d) ovat 99 % tasolla merkitseviä ja (12a) 95 % tasolla. Paras selittäjä on järvisyys; kun malli (12c) korvattiin kuvassa 5 esitetyllä lausekkeella

$$\Delta W = 469L - 0,73 \quad (13)$$

saatiin korrelaatiokerroimeksi -0,87. Muita malleja vastaava muunnos ei parantanut. Järvisyys on siis yksinään varsin hyvin keskimääräisen vedenkorkeusvaihtelun selittäjä. Kuvan 5 käyrältä voidaan lukea  $\Delta W$  kullekin luetteloitulle osavaluma-alueelle. Kun nämä kerrotaan valuma-alueitten järvipinta-aloilla, saadaan arvio järvien yhteenlasketun vesivaraston vaihtelulle. Näin saadaan järvisyydeltään yli 5 % alueille kokonaisvarastonvaihteluksi 1040 · 10<sup>6</sup>m<sup>3</sup>. Tämä vastaa keskimäärin 51 cm vedenkorkeusvaihtelua.



Kuva 5. Keskimääräisen vuotuisen vedenkorkeusvaihtelun riippuvuus järvisyydestä eräillä Sisä-Suomen järvillä 1961–1970.

Fig. 5. The dependence of the mean annual water level variation on the lake percentage in certain lakes in Central Finland in 1961–1970.

### 4.3 Aluesadanta

Mitatus sadannan aluearvo Suur-Saimaan lähialueille on määritetty isohyeettimenetelmällä. Sade-asemia on alueella tai sen läheisyydessä parisenkymmentä. Puolenkuun aluesadannan määrittämisvirhe lienee pienempi kuin  $\pm 10\%$ . Tätä suuremmaksi se nousee vain sellaisina puolikuukausina, jolloin sadanta on poikkeuksellisen epätasaisesti jakautunut.

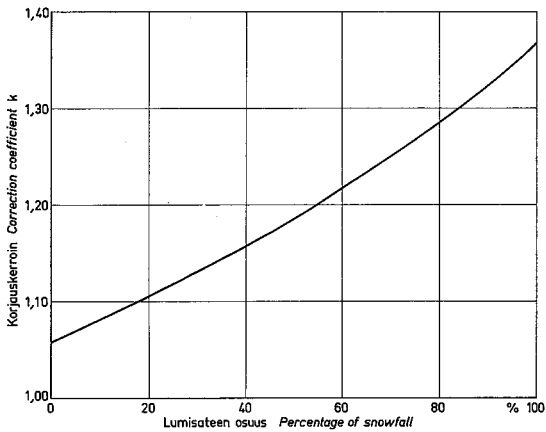
Mitattu sadanta on kaikkina vuodenaikoina todellista sadantaa pienempi. Korjauskerroin riippuu ensisijaisesti sateen lajista – lumisateille se on paljon suurempi.

Tiettynä puolikuukautena korjauskerroin riippuu siten lumisateen osuudesta kokonaissadannasta. Tätä osuutta on approksimoitu määrittämällä lumisadepäivien prosenttiosuus kaikista

sadepäivistä kunakin jakson 1958–1975 puolikuukautena (asemana Punkaharju). Keskimääräiset osuudet koko jaksolla puolikuukausittain on esitetty taulukossa 3.

Lumisadepäivien osuuden perusteella on kuvassa 6 esitetyltä käyrältä luettu korjauskerroin kullekin puolikuukaudelle. Käyrä perustuu osittain Ilmatieteen laitoksen tutkimuksiin (Solantie 1976); näiden mukaista korjausta on kuitenkin jonkin verran alennettu, koska lumipeitteen vesiaron simulointi (kohta 8.21) oli selvästi parempi pienemmillä korjauskertoimilla.

Keskimääräiset korjatut puolikuukausisadannat Suur-Saimaan lähialueilla jaksolla 1958–1975 on esitetty kuvassa 7. Siinä on yksikkönä  $10^6 \text{ m}^3$ . Millimetreinä ilmaistuna keskimääräinen vuosisadanta on 702 mm, suurin 944 mm (1974) ja pienin 563 mm (1964).



Kuva 6. Mitatun sadannan korjauskertoimen lumisateen osuuden funktiona.

Fig. 6. The correction coefficient of the measured precipitation as a function of the snowfall percentage.

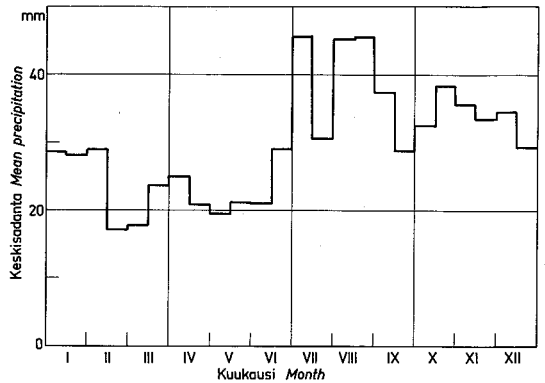
Taulukko 3. Lumisadepäivien keskimääräinen osuus kaikista sadepäivistä eri puolikuukausina Punkaharjun sadeasemalla.

Table 3. The semimonthly mean percentages of days with snowfall of all days with precipitation.

Kuukausi Month	Lumisadepäivien osuus (%) The percentage of days with snowfall	
	Päivät 1–15 Days 1–5	Päivät 16–30(31) Days 16–30(31)
	I	91,1
II	94,3	89,8
III	86,0	80,1
IV	48,7	41,8
V	7,1	3,1
VI	0	0
VII	0	0
VIII	0	0
IX	0,5	1,8
X	10,4	33,3
XI	41,4	68,4
XII	80,0	87,7

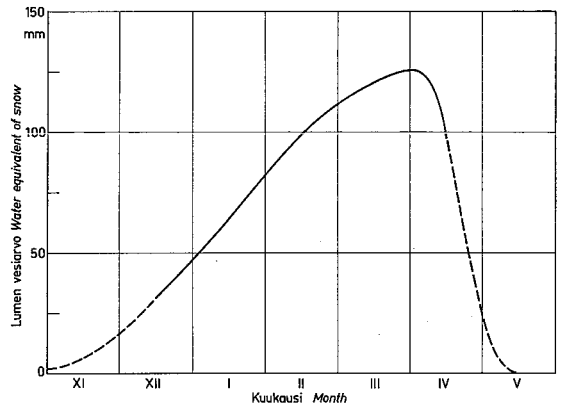
#### 4.4 Lumisuhteet

Lumipeitteen vesiarvon keskimääräinen kulku Suur-Saimaan lähialueilla jaksolla 1958–1975 on esitetty kuvassa 8. Tämä käyrä perustuu 1–2 kertaa kuukaudessa tehtyihin linjamittauksiin. Runsaslumisin oli talvi 1965–1966; silloin vesiarvo ylitti huhtikuun lopulla 200 mm. Tämän maksimi-



Kuva 7. Keskimääräiset puolenkuun sadannat Suur-Saimaan lähialueella 1958–1975.

Fig. 7. Mean semimonthly precipitation on the area surrounding Lake Suur-Saimaa.



Kuva 8. Lumipeitteen vesiarvon keskimääräinen kulku Suur-Saimaan lähialueilla 1958–1975.

Fig. 8. Average water equivalent of snow cover on the area surrounding Lake Suur-Saimaa in 1958–1975.

min ajankohta oli poikkeuksellinen; yleensä vesiarvo on suurimmillaan maaliskuun vaihteissa. Jaksolla 1958–1975 keskimaksimi oli noin 125 mm. Toukokuun alussa oli vesiarvo keskimäärin enää 25 mm. Sulaminen oli nopeinta huhtikuun jälkipuoliskolla (keskimäärin noin 5 mm/d). Lumipeitteen karttumisen oli lähes tasaista joulukuun alusta helmikuun loppuun.

Tässä tutkimuksessa sovellettavassa sulantamallissa on keskeisenä muuttujana positiivisten vuorokausilämpötilojen summa (astepäivätekijä) kullakin aikavälillä. Tämä muuttuja on laskettu Lappeenrannan, Mikkelin ja Joensuun ilmasto-

asemille. Sen keskimääräiset kuukausisummat on esitetty taulukossa 4.

Positiivisten vuorokausilämpötilojen summan voidaan olettaa korreloivan melko hyvin sulanan kanssa, mikäli maanpinnalla on yhtenäinen lumipeite. Tammi-helmikuussa sulanta on siten varsin vähäistä; useimmissa tapauksissa sulaneen veden määrä ei ylitä lumipeitteen pidäntäkapasiteettia, joten valuntaa ei synny. Jo maaliskuun alkupuolella astepäivätekijä kasvaa helmikuun jälkipuoliskosta noin 5–6-kertaiseksi. Huhtikuussa ei sulamatonta lunta useimpina vuosina ole enää jäljellä astepäivätekijän edellyttämää määrää. Sama on tilanne marraskuussa ja joinakin vuosina (esim. 1974) vielä joulukuussakin.

Taulukko 4. Positiivisten vuorokausilämpötilojen keskimääräiset kuukausisummat eräillä asemilla jaksolla 1958–1975.

Table 4. The average monthly sums of positive daily temperatures at certain stations in 1958–1975.

Ilmastoasema Climatological station	Positiivisten vuorokausilämpötilojen keskimääräinen kuukausisumma, °C d The average monthly sum of positive daily temperatures, °C d					
	XI		XII		I	
	XI	XII	I	II	III	IV
Lappeenranta	354	73	31	11	109	807
Mikkeli	344	65	31	16	114	707
Joensuu	246	38	20	8	70	541

## 4.5 Haihdunta maa-alueilta

Maa-alueiden haihdunnaksi Saimaan lähialueilla jaksolla 1931–1960 on arvioitu 417 mm/a (Solantie 1976). Tämä on 62 % vastaavan jakson korjatusta keskisadannasta. Metsähaidunnan estimaatti on 437 mm ja aukeiden maiden haihdunnan 340 mm.

Maa-alueiden haihdunta voidaan määrittää useilla eri menetelmillä. Lähtökohtana voivat olla alueen vesitase, meteorologiset havainnot tai suoranainen pistearvojen mittausta lysimetreillä ja näihin perustuva aluearvon määrittäminen.

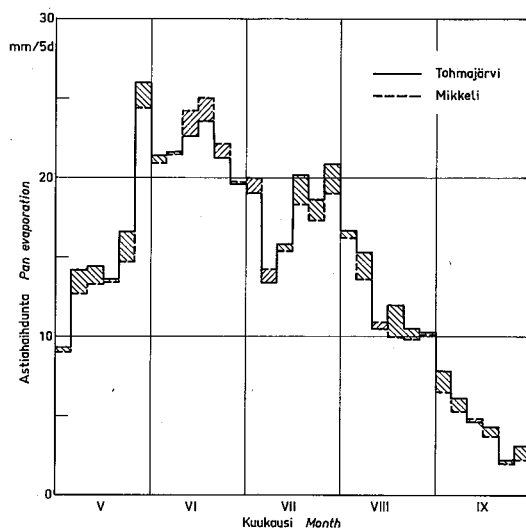
Tietyn indeksin maa-alueiden haihdunnalle antavat myös Class A-astioilla tehdyt havainnot. Astiahaidunnan voidaan katsoa edustavan potentiaalista haihduntaa; näin saadun haihdunta-indeksin perusteella voidaan edelleen arvioida todellinen haihdunta esimerkiksi maankosteusoloja

kuvaavan muuttujan avulla.

Saimaan lähialueilla on Class A-haihdunta-asetat Mikkeliissä ja Tohmajärvellä. Havainnot alkoivat 1960; niitä on tehty useimpina vuosina toukokuun 1. päivästä lokakuun alkupuolelle. Molempien asemien viiden vuorokauden haihduntakeskiarvot jaksolta 1960–1975 on esitetty kuvassa 9.

Vaikka havaintosarjan pituus on 16 vuotta, ovat satunnaisvaihtelut aikavälistä toiseen huomattavia. Jos ne tasoitetaan, astiahaidunnan maksimi osuu kesäkuun puoliväliin. Tällöin kokonaissäteilykin on suurimmillaan (Kolkki 1969). Asemien välisessä erossa satunnaiskomponentin osuus on myös merkittävä; kuitenkin Tohmajärven arvot ovat keskimäärin noin 7 % suuremmat. Aikaväleittäin laskettu viiden vuorokauden arvojen korrelaatiokerroin on 0,80–0,99. Systemaattista vaihtelua sen kulussa ei voida havaita. Molempia havaintosarjoja voidaan eräitä yksittäisiä aikavälejä lukuunottamatta pitää luotettavina. Class A-astiahaidunnan keskimääräisiksi kuukausisummiksi (mm) saadaan jaksolle 1960–1975 seuraavat:

	V	VI	VII	VIII	IX	Σ
Tohmajärvi	98	132	120	78	29	457
Mikkeli	89	129	112	69	24	423



Kuva 9. Keskimääräinen astiahaidunta Tohmajärvellä ja Mikkeliissä 1960–1975.

Fig. 9. Mean evaporation from a Class A pan at Tohmajärvi and Mikkeli in 1960–1975.

Suurimmat yksittäiset kuukausiarvot ylittävät 160 mm. Ne esiintyvät kesä- tai heinäkuussa: elokuussa ovat 100 mm ylittävät arvot jo harvinaisia.

Valutamalleissa on käytetty erilaisia haihdunnan määrittämenetelmiä. Useimmissa malleissa on lähtökohtana astiamittauksiin tai johonkin meteorologiseen kaavaan perustuva potentiaalinen haihdunta. Stanfordin mallissa (Crawford & Linsley 1966) haihdunta tapahtuu ensin interseption varastosta ja sitten lähinnä maanpintavarastoa vastaavasta upper-zone vyöhykkeestä. Mikäli haihduntapotentiaalia on näiden tyhjennyttyä jäljellä määrä EP, haihtuu maavesivarastosta (lower zone) määrä E;

$$E = EP - \frac{EP^2}{2r} \quad (14)$$

Kerros r on riippuvainen maavesivaraston vallitsevan arvo LZS ja sen kyllästysarvon LSZN suhteesta:

$$r = K3 \cdot \frac{LZS}{LZSN} \quad (15)$$

Tässä K3 on mallin vapaa parametri.

Sacramento-mallissa (Burnash & al. 1973) ei ole interseption varastoa. Maanpintavarastosta haihtuva määrä E on suoraan verrannollinen sen vallitsevan arvon UZTWC ja maksimiarvon (UZTWM) suhteeseen:

$$E_1 = EP \cdot \frac{UZTWC}{UZTWM} \quad (16)$$

Maavesivarastosta haihtuu määrä E<sub>2</sub>:

$$E_2 = (EP - E_1) \cdot \frac{LZTWC}{UZTWM + LZTWM} \quad (17)$$

LZTWC = maavesivaraston vallitseva arvo

LZTWM = maavesivaraston maksimiarvo.

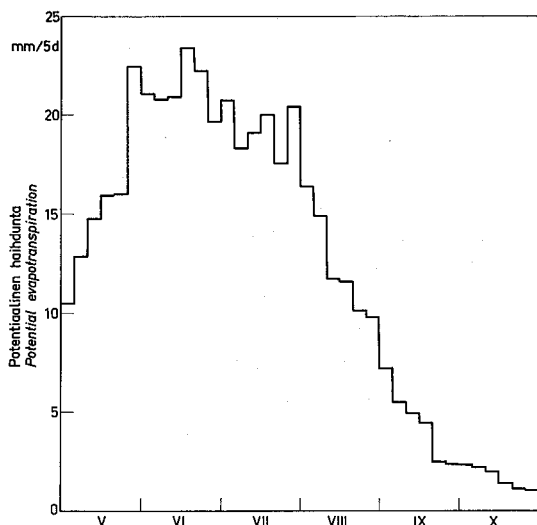
Ruotsalaisessa HBV-mallissa (Bergström 1976) oletetaan myös haihdunnan riippuvan lineaarisesti maavesivaraston suuruudesta. Haihdunta tapahtuu potentiaalisesti kuitenkin jo arvolla LP ennen kuin maavesivaraston kyllästysarvo saavutetaan. Parametrin LP suhde kyllästysarvoon on eri valuma-alueilla vaihdellut välillä 0,7–1,0. SSARR-

mallissa (USCE 1975) haihdunnan riippuvuus maavesivarastosta on käyräviivainen. Käyrä poikkeaa kuitenkin vain vähän suorasta lukuunottamatta maankosteusvaraston ääriarvoalueita. Jos potentiaalinen haihdunta annetaan kuukausiarvoina ja malli laskee kuitenkin vuorokausiarvoja, oletetaan potentiaalisen haihdunnan pienenevän tietyn käyrän mukaisesti sateisina päivinä. Suurilla sadannoilla potentiaalinen haihdunta on vain 12–15 % sateettomien päivien arvoista.

Myös huomattavasti monimutkaisempia haihdunnan määrittämenetelmiä on muutamissa malleissa käytetty. Eräissä on jopa kehitetty lausekkeitä interseption laskemiseksi. Niinpä Bultot & Dupriez (1976) määrittivät interseption erikseen havu- ja lehtimetsille sekä viljelysmaille; he käyttivät selittävinä muuttujina sadantaa, sateen intensiteettiä ja potentiaalista haihduntaa.

Toinen keskeinen kysymys haihdunnan määrittämisessä on sen muuttujan valinta, joka parhaiten kuvaa potentiaalista haihduntaa. Stanfordin mallissa ja SSARR-mallissa käytetään Class A-astian haihduntoja. Lähtökohta on sama Sacramento-mallissa; siinä astiahaihdunnat kuitenkin muunnetaan valuma-alueen kasvillisuuden ja paikallisilmastollisten olojen perusteella saaduilla kertoimilla. HBV-mallissa on kokeiltu useita muuttujia. Päivittäiset Penmanin kaavalla lasketut arvot Bergström (1973) havaitsi parhaiksi Stormyran alueelle Tukholman lähellä. Class A-astiahaihdunnat eivät olleet vertailussa mukana.

Tässä tutkimuksessa on potentiaalisina haihduntoina käytetty em. Mikkelin ja Tohmajärven Class A-astiahaihduntojen keskiarvoa. Vuosille 1958–1959 on käytetty vertailuasemaa (Jokiainen), jonka haihdunnat on redukoitu jakson 1961–1970 rinnakkaihavaintojen avulla kuukausittaisia korjauskertoimia käyttäen. Alkukesän ja loppusyksyn osalta on myös jouduttu käyttämään vertailuasemien redukoituja Class A-astiahavaintoja tai meteorologista haihdunta-indeksiä (Mustonen & Seuna 1969). Näin on saatu potentiaalinen haihduntaindeksi jaksolla 1958–1975 touko-lokakuulle; sen kulku viiden vuorokauden keskiarvoina on esitetty kuvassa 10.



Kuva 10. Keskimääräiset puolenkuun potentiaaliset haihdunnat 1958–1975.

Fig. 10. Average semimonthly potential evapotranspiration in 1958–1975.

## 4.6 Maankosteus

Maankosteuden vaihtelusta Saimaan lähialueilla ei ole tutkimusjaksolta käytettävissä systemaattisia havaintoja. Maankosteuden vuotuinen kulku on kuitenkin pääpiirteissään tunnettu. Kevätmaksimi esiintyy pintakerroksissa sulamiskauden lopulla huhti-toukokuun vaihteessa. Syvemmällä maksimin ajankohta viivästyy useita viikkojakin. Pintakerroksen vesivarasto pienenee nopeasti ja saavuttaa minimin yleensä heinä- tai elokuussa. Syyssateet kasvattavat varastoa maan jäätymiseen ja lumipeitteen muodostumiseen saakka. Sen jälkeen varasto kasvaa roudan vaikutuksesta hitaasti ylimmässä puolen metrin kerroksessa ja pienenee syvemmällä kevätnousuun saakka. Vaihtelun vuotuinen amplitudi riippuu oleellisesti maalajista; syvemmälle mentäessä amplitudi melko säännönmukaisesti pienenee.

Kvantitatiivisia tuloksia maankosteuden vaihteluista on koko Suomessakin niukalti. Hiekka- maalla Tuusulassa ylimmän 100 cm kerroksen vesivarasto oli jaksolla 1968–1974 keskimäärin 124 mm (Lemmelä 1976). Suurin kuukausikeskiarvo oli yleensä huhtikuussa (keskimäärin 171 mm) ja pienin heinä- ja elokuussa (96 mm). Vuotuinen vaihtelu oli siten tässä kerroksessa

noin 75 mm. Syvyydellä 100–200 cm vaihtelu oli keskimäärin 60 mm ja 200–300 cm kerroksessa enää 38 mm.

Muiden maalajien osalta analysoituja tuloksia on vieläkin vähemmän. Lammin Pääjärvellä vuosina 1971–1972 oli maavesivaraston vaihtelu ylimmässä 140 cm kerroksessa moreenimaassa noin 130 mm ja hiesumaassa noin 150 mm (Kuusisto 1973). Tässä kerroksessa varaston suuruus oli moreenissa noin 580 mm ja hiesussa 510 mm. Tarkastelujakso on kuitenkin aivan liian lyhyt.

Ruotsissa on moreenimaalla todettu ylimmän 1 m kerroksen vesipitoisuuden vaihdelle välillä 240–310 mm (Lundin 1977). Ajoittain pohjaveden pinta nousi tähän kerrokseen. Huokoisuus oli ylimmässä desimetrissä 60 % ja metrin syvyydellä 20 %.

Saimaan lähialueiden maavesivaraston ja sen vaihteluiden karkeakin arviointi on vaikeaa. Valtaosa alueesta on moreenia. Savi- ja hiesumaita on vain 1–2 % eikä harjualueiden ja hiekkamaidenkaan osuus ole yhteensä 5 % enempää maapinta-alasta. Pohjaveden pinnan voidaan arvioida olevan Saimaan ympäristön moreenimailla keskimäärin 2–4 m syvyydellä. Jos huokoisuus on keskimäärin 20–30 %, saadaan maavesivaraston maksimiarvoksi 400–1 200 mm. Keskimääräinen vuotuinen vaihtelu tuskin ylittää koko maavesivyöhykkeen osalta arvoa 200 mm, joka sekin olisi lähes kolmannes vuosisadannasta. Korostettakoon, että nämä arviot ovat vain suuntaa antavia.

## 4.7 Pohjavesi

Tutkimusalue kuuluu järvisedun ja Salpausseudun pohjavesialueisiin (Wihuri 1975). Salpausseudulla Saimaan etelä- ja itäpuolella on runsaasti pohjavettä. Pääosa tutkimusalueesta on kuitenkin järviseduun kuuluvaa – siellä tärkeimpinä akvifereina ovat pitkittäisharjut. Moreenimaat ovat pohjavesioloiltaan varsin heterogeenisia; sekä moreenin koostumus että sen vedenläpäisevyys vaihtelee suuresti.

Pohjaveden pinnan vaihtelut noudattavat selvästi hydrologista vuosirytmää. Keväällä lumen sulaessa pohjaveden pinta nousee maksimikorkeuteensa. Kesällä se laskee melko tasaisesti elossyyskuuhun asti ja nousee sitten jonkin verran

syysateiden vaikutuksesta. Talvikautena pohjavesiolot ovat hyvin säännölliset; pinta laskee hitaasti routaantumisen ja pohjavesivalunnan seurauksena.

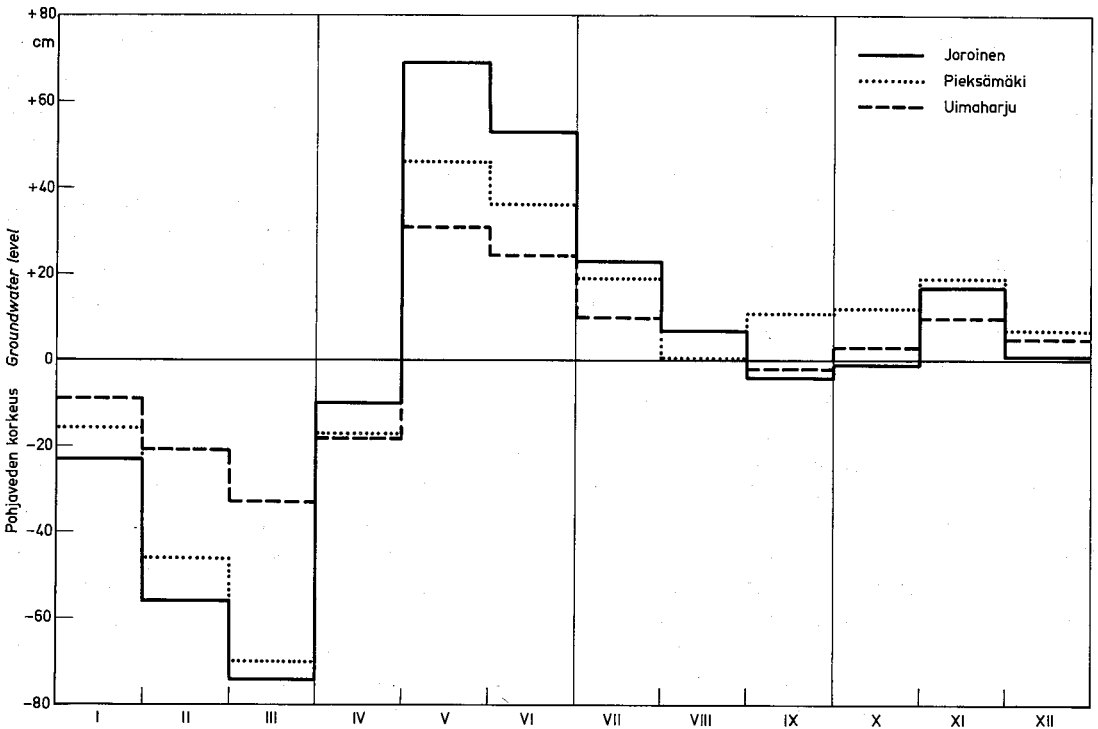
Tutkimusalueella tai sen lähistöllä on useita pohjavesiasemia. Kolmen aseman havaintoja on tarkemmin analysoitu tätä tutkimusta varten; ne ovat Joroinen, Pieksämäki ja Uimaharju. Maalajina on kahdessa ensinmainitussa hietamoreeni ja Uimaharjussa hiekka. Kuvassa 11 on esitetty pohjaveden korkeuden keskimääräiset kuukausiarvot näillä asemilla koko havaintojakson 1962–1975 keskiarvoihin verrattuna. Nämä keskiarvot, so. pohjaveden pinnan keskisyvytydet olivat seuraavat:

Joroinen	289 cm
Pieksämäki	414 cm
Uimaharju	318 cm

Pohjaveden pinta oli kaikilla kolmella asemalla ylimmillään toukokuussa ja alimmillaan maalisis-

kuussa. Näiden kuukausikeskiarvojen erotus oli Joroisissa 143 cm, Pieksämäellä 116 cm ja Uimaharjussa 63 cm. Vaihtelu on siis moreenimailla suurempi kuin hiekassa; tämä on todettu selvästi useissa tutkimuksissa (mm. Nordberg & Persson 1976). Kaikilla asemilla esiintyy myös keskimäärin 10–20 cm suuruinen syysnousu. Sen ajankohta vaihtelee eri vuosina, mutta huippu osuu yleensä marraskuulle.

Nämä asemat edustanevat Saimaan lähialueille tyypillisiä pohjavesioloja. Harjualueilla on oma vuosirytmensä, mutta niiden osuus kokonaispinta-alasta on todettu vähäiseksi. Keskimääräinen ylimmän ja alimman kuukausikeskiarvon erotus 107 cm vastanee noin 120 cm keskimääräistä vuotuista vedenkorkeusvaihtelun amplitudia. Jos moreenin ominaisintoisuuden oletetaan olevan 5–10 %, pohjavesivaraston vuotuinen amplitudi olisi noin 60–120 mm. Tämä vastaisi 10–20 % vuosisadannasta.



Kuva 11. Pohjaveden korkeuden kuukausikeskiarvot eräillä havaintoasemilla 1962–1975. Vertailutasona saman kauden keskimääräinen pohjaveden korkeus.

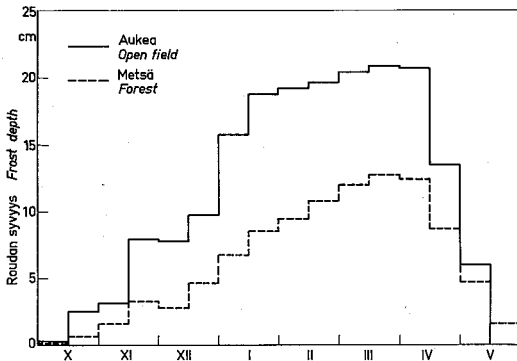
Fig. 11. Mean monthly ground-water levels at some stations in 1962–1975. The reference level is the mean level for the whole period.



## 4.8 Routa

Routakerroksen vedenläpäisevyys sulamiskauden aikana vaikuttaa olennaisesti muodostuvan pohjaveden määrään. Roudan syvyyden on eri tutkimuksissa todettu riippuvan pakkasummasta ja maalajista (Soveri & Johansson 1966), mutta myös lumipeitteestä ja puuston määrästä (Mustonen 1966). Roudan syvyyden ja vedenläpäisevyyden alueellinen vaihtelu on Suomen oloissa melko suuri. Koska routahavaintoverkko lisäksi on harva, ei roudan aluearvoja ole mahdollista määrittää. Saimaan alueella on koko jakson 1958–1975 ajan ollut toiminnassa vain Heinäveden routa-asema. Mittauspisteitä on ollut viisi (2 aukealla, 2 metsässä ja 1 suolla); mittausmenetelmänä on ollut vuoteen 1969 saakka routarauta ja sen jälkeen metyleenisiniputket.

Kuvassa 12 on esitetty yhteenveto Heinäveden routahavainnoista. Routaantuminen metsässä on ollut huomattavasti vähäisempää kuin aukealla. Keskimääräinen roudan maksimisyvyys aukealla on 21 cm ja metsässä 13 cm. Maksimijankoa on sama: maaliskuun jälkipuolisko. Sen sijaan routa sulaa metsässä jonkin verran myöhemmin.



Kuva 12. Roudan keskimääräinen syvyys Heinäveden havaintoasemalla 1958–1975.

Fig. 12. The mean frost depth at Heinävesi observation site in 1958–1975.

## 5. JÄRVIHAIHDUNTA

Vuoksen vesistöalueen eteläosan järvien vuotuinen haihdunta oli kaudella 1931–1960 Solantien (1976) mukaan 553 mm. Avovesikauden (10.5.–10.12.) haihdunnan osuus oli 462 mm ja jääpeitekauden 91 mm.

Järvihaihdunnan keskeisen merkityksen vuoksi sitä käsitellään seuraavassa melko laajalti. Siihen palataan lisäksi Suur-Saimaan vesitaseen yhteydessä kohdassa 6.5.

Järvihaihdunnan määrittämiseen on olemassa useita menetelmiä. Kosteusvuon pistearvonkin suoranainen mittaaminen on melko hankalaa ja kallista, ja aluearvojen vaatimaa havaintopistetiheyttä ei voida käytännössä toteuttaa. Näin ollen on tyydyttävä välillisiin menetelmiin. Useissa vertailuissa (mm. Antal & al. 1973) on todettu käyttökelpoisimmaksi ns. aerodynaaminen menetelmä:

$$E = (a + bv_h)(e_0 - e_h) \quad (18a)$$

$E$  = haihdunta tietyllä aikavälillä, mm

$v_h$  = tuulen nopeus korkeudella  $h$ , m/s

$e_0$  = kyllästetyn vesihöyryn paine vedenpinnan lämpötilassa, mb

$e_h$  = ilman vesihöyryn paine korkeudella  $h$ , mb

$a, b$  = empiirisiä kertoimia (usein  $a=0$ )

Itse asiassa lausekkeen (18a) muuttujat pitäisi korvata hetkellisillä arvoilla ja integroida aikavälin yli. Käytännössä keskiarvoihin perustuva lauseke on osoittautunut riittävän hyväksi approksimaatioksi. Kuukausiarvojen käyttö tuntiarvojen sijasta antaa vain 1–3 mm liian suuria kuukausihaihduntoja kesä-heinäkuussa Järvi-Suomessa (Solantie 1976).

Lauseketta (18a) sovellettaessa on ongelmana kertoimien  $a$  ja  $b$  määrittäminen. Erisuuruisilla järvillä erilaisissa ilmasto-oloissa on saatu toisistaan poikkeavia kertoimia (esim. Elomaa 1974). Suomessa on usein käytetty Shuljakovskin (1969) määrittämiä kertoimia:

$$E = n(0,15 + 0,108v_2)(e_0 - e_2) \quad (18b)$$

$E$  = haihdunta, mm/aikaväli

$n$  = aikavälin pituus, d

$v_2$  = tuulen nopeus 2 m korkeudella, m/s

$e_0$  = kyllästetyn vesihöyryn paine vedenpinnan lämpötilassa, mb

$e_2$  = ilman vesihöyryn paine 2 m korkeudella, mb

Riittävät tiedot lausekkeen (18b) muuttujista on Suur-Saimaan alueelta saatavissa jaksolle 1958–1975. Seuraavassa tarkastellaan erikseen kutakin tarvittavaa muuttujaa.

## 5.1 Tuulennopeus järvilla

Suoranaisia tuulennopeushavaintoja Järvi-Suomen suurjärviltä on julkaissut Mäkelä (1971). Tämän selvityksen mukaan Lappeenrannan ja Joensuun lentosääasemilla 10 m korkeudella mitattujen tuulennopeuksien keskiarvo on kerrottava luvulla 1,09, jotta saataisiin tuulennopeus Vuoksen valuma-alueen suurjärvillä 2 m korkeudella. Ilman ja veden lämpötilaero riippuu kuitenkin tarkastelukuukaudesta, joten tämä kerroin ei ole vakio. Mäkelän tutkimuksen pohjalta on Solantie (1976) esittänyt tasoitusmenettelyn, jonka perusteella saadaan seuraavat kuukausittaiset muunnoskerroimet:

V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
0,87	0,94	1,01	1,09	1,17	1,24	1,31

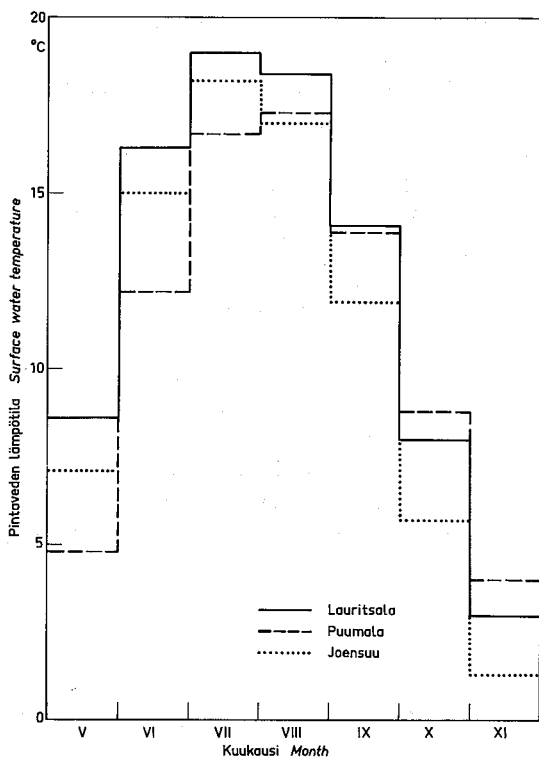
Tässä tutkimuksessa on myös käytetty lähtötietoina Lappeenrannan ja Joensuun lentosääasemien tuulihavaintoja. Näistä on laskettu puolikuukausikeskiarvot, jotka on edelleen muunnettu järven yläpuolella vallitsevia oloja vastaaviksi. Tämä on tehty interpoloimalla lineaarisesti puolikuukausittaiset muunnoskerroimet edellä mainituista Solantien esittämistä kertoimista. Talvikautena on käytetty kerrointa 1,09; helmikuusta lähtien sitä on lineaarisesti pienennetty. Talvikauden osalta korjauksella ei ole käytännön merkitystä, koska puolikuukausihaidunnat ovat vain muutamia millimetrejä.

Lappeenrannan ja Joensuun lentosääasemia voidaan pitää tuulioloiltaan Suur-Saimaan aluetta edustavina. Lisäksi tuulennopeuden puolikuukausiarvojen alueellinen vaihtelu on Suomen oloissa varsin pieni, joten kahden aseman käyttäminen on tässäkin suhteessa riittävää.

## 5.2 Pintaveden lämpötila

Koko tarkastelujakson 1958–1975 ajan on Suur-Saimaalla tehty pintaveden lämpötilahavaintoja

vain Lauritsalassa. Vuodesta 1961 lähtien ovat lisäksi käytettävissä Puumalan ja Joensuun havainnot. Pintaveden lämpötilan keskimääräiset kuukausiarvot jaksolla 1961–1975 näillä kolmella asemalla on esitetty kuvassa 13.



Kuva 13. Pintaveden lämpötilan kuukausikeskiarvot Suur-Saimaan havaintoasemilla 1961–1975.

Fig. 13. Mean monthly surface water temperatures at the observation sites of Lake Suur-Saimaa in 1961–1975.

Suur-Saimaan pintaveden lämpötilan alueellinen vaihtelu on pienintä loppukesällä. Keväällä vesi lämpenee varsin nopeasti suojaisissa lahdissa, kun taas avoimilla selillä ja virtapaikoissa lämpeneminen on hidasta. Erot ovat vielä kesäkuusakin varsin suuret. Pohjois-eteläsuunnassa veden lämpenemisen ero on muutoin samanlaisissa olosuhteissa varsin pieni. Jäät lähtevät alueen eteläosissa keskimäärin vain viikon verran aikaisemmin kuin pohjoisosissa.

Syksyllä lämpötilaerot jälleen kasvavat. Suurten selkien vesimassoihin on varautunut huomattavia lämpömääriä, ja ne jäätyvät useita viikkoja

myöhemmin kuin lahdet. Myös pohjois-eteläsuuntainen jäätymisspäivien ero on suurempi kuin jäänlähtöpäivien välinen.

Lauritsalan, Puumalan ja Joensuun veden lämpötilojen keskiarvon on oletettu riittävän tarkasti edustavan Suur-Saimaan ja sen lähialueen järvien keskimääräistä pintaveden lämpötilaa. Vuosille 1961–1975 on näiden asemien havainnoista laskettu keskimääräiset puolikuukausiarvot, ja vuosille 1958–1960 on Lauritsalan havainnot korjattu yhteiseltä havaintojaksolta saaduilla kertoimilla.

Muita korjauksia näin saatuun pintaveden lämpötilaan ei ole tehty. Ilmeistä on, että eräät korjaukset saattaisivat tarkentaa tuloksia. Klo 8 aamulla mitattu veden lämpötila ei esimerkiksi täysin vastaa vuorokausikeskiarvoa. Hydrologian toimiston kesällä 1972 suorittamien vertailujen mukaan se on erityisesti kesä-heinäkuussa selvästi vuorokausikeskiarvoa alempi. Vertailuaineiston suppeus ei kuitenkaan riitä yleispätevän korjauksen arvioimiseen.

Lähialueen järvissä pintaveden lämpötila on keväällä korkeampi ja syksyllä matalampi kuin Suur-Saimaassa. Järvihaihdunnan avovesikautinen jakauma on niissä siten kevätpainotteisempi kuin Suur-Saimaassa. Koska lähijärivistä ei ole lämpötilahavaintoja, on haihdunnan kulku niissä oletettu samanlaiseksi kuin Suur-Saimaassa. Kuukausittaisia korjauskertoimia ei ole kokeiltu, koska niiden arvioiminen olisi ollut hankalaa.

Eräs ongelma aiheutuu jäänlähtö- ja jäätymisspäivien vaihtelusta alueen eri osissa. Havaintoja on lähes kymmeneltä asemalta, joista useimmat kuitenkin edustavat suojaisia lahtia. Avoimia asemia painottamalla määritettiin kullekin vuodelle keskimääräinen jäänlähtö- ja jäätymisspäivä. Pintaveden lämpötilakeskiarvo jäänlähtö- ja jäätymisspäivän sisältävän puolikuukauden avovesipäiville arvioitiin tehtyjen havaintojen ja ao. päivämäärien perusteella.

Keskimääräiseksi jäänlähtöpäiväksi Suur-Saimalle saatiin tarkastelujaksolla 8.5. ja jäätymisspäiväksi 8.12. Edellisen keskivirhe lienee pienempi kuin  $\pm 5$  d, jälkimmäisen jonkin verran suurempi. Lähialueen järvet ilmeisesti jäätyvät aikaisemmin; niille on kuitenkin käytetty samoja päivämääriä. Jäänlähdon osalta ero Suur-Saimaaseen on verraten pieni.

### 5.3 Ilman vesihöyrynpaine

Lauseke (18) on varsin herkkä ilman vesihöyrynpaineen virheille. Tämän suureen tarkka mittaaminen on vaikeaa; lisäksi sen arvot maanpinnan ja vesipinnan yläpuolella ovat erilaiset.

Tässä tutkimuksessa on lähdetty Lappeenrannan ja Joensuun lentosääasemien havainnoista. Näitä kahta havaintosarjaa yhtä paljon painottamalla on laskettu ilman vesihöyrynpaineen puolikuukausiarvot.

Lappeenrannan ja Joensuun vesihöyrynpaineiden ero on pienin kesä-elokuussa. Tällöin vesihöyrynpaine on Lappeenrannassa keskimäärin 0,15 mb suurempi. Muina kuukausina vastaava erotus on 0,36–0,57 mb – syksyllä ja talvella se on suurimmillaan.

Vesihöyrynpaineen keskiarvo koko tarkastelujaksolle on Lappeenrannassa 7,28 mb ja Joensuussa 6,89 mb. Heinäkuussa se on suurin (13,3 ja 13,2 mb) ja tammikuussa pienin (3,1 ja 2,7 mb).

Järvellä ilman vesihöyrynpaine on suurempi kuin maanpinnan yläpuolella. Ero on suurin kesäkuukausina; silloin suhteellinen kosteus on varsin alhainen, ja runsas haihdunta kasvattaa ilman vesihöyrypitoisuutta järven yläpuolella. Eron suuruutta ovat selvittelleet mm. Elomaa (1974) ja Solantie (1976). Solantien arviot eri kuukausille ovat seuraavat:

kuukausi	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
korjaus (mb)	0,2	1,4	1,5	1,4	1,2	0,5	0,2	0,1

Näitä korjaustermejä on käytetty tässä tutkimuksessa. Eri vuosina korjaukset voivat vaihdella melkoisestikin; tätä ei ole kuitenkaan pyritty ottamaan huomioon. Puolikuukausiarvot korjaustermille on interpoloitu lineaarisesti.

### 5.4 Järvihaihdunnan määrittäminen

Koska lausekkeen (18a) kertoimien arvoja Suur-Saimaalle ja sen lähijärville ei tunneta, laskettiin haihdunta näille järville useita kerroinkombinaatioita käyttäen. Näistä kerroinkombinaatioista valittiin ne, joilla saadut tulokset parhaiten vastasivat muissa tutkimuksissa tämän alueen järville saatuja haihdunnan kuukausi- ja vuosikeskiarvoja. Shuljakovskin käyttämät kertoimet osoittautui-

vat liian suuriksi: niillä saatiin vuosihaidunnaksi yli 590 mm. Kertoimen arvoksi lausekkeessa (18a) valittiin  $a=0$ ; kysymys haihdunnan tapahtumisesta tyynellä säällä ei olekaan kuukausiarvoja käsiteltäessä relevantti, koska tuulen nopeuden pienimmätkin kuukausikeskiarvot ovat noin 2 m/s. Näin ollen optimoitavaksi parametriksi jää vain  $b$ , tosin erikseen avovesi- ja jääpeitekaudelle. Parhaiksi malleiksi saatiin seuraavat:

$$\text{avovesikausi: } E=n \cdot 0,136v_2(e_0-e_2) \quad (18c)$$

$$\text{jääpeitekausi: } E=n \cdot 0,162v_2(e_0-e_2) \quad (18d)$$

Jään- ja lumenpinnan lämpötila oletettiin samaksi kuin ilman lämpötila. Tämä oletus pätee hyvin, jos suojapäiviä on niukalti. Loppukeväästä oletus kuitenkin johtaa systemaattisesti liian suuriin haihduntoihin.

Jos puolikuukauteen sisätyi  $n_1$  avovesi- ja  $n_2$  jääpeitepäivää, saatiin järvi haihdunta lausekkeiden (18c) ja (18d) summuna, kun  $n$  korvattiin niissä muuttujilla  $n_1$  ja  $n_2$ . Jäänlähtöpäivää pidettiin avovesipäivänä, jäätymispäivää puolestaan jääpeitepäivänä.

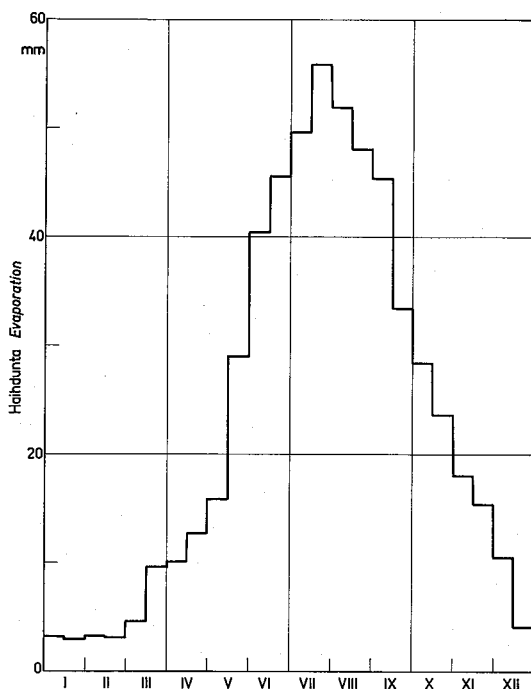
## 5.5 Tulokset

Kohdan 5.4 lausekkeilla lasketut järvi haihdunnan puolikuukausikeskiarvot kaudelta 1958–1975 Suur-Saimaalle ja sen lähialueen järville on esitetty kuvassa 14.

Järvi haihdunnan keskiarvo on tarkastelujaksolla 565 mm/a. Tämä on 12 mm enemmän kuin kaudelle 1931–1960 vesitasamenetelmällä saatu tulos. Avovesikauden haihdunnan osuus on 499 mm (Solantien tulos 462 mm). Puolikuukausiarvot ovat Solantien saamia suuremmat erityisesti kesäkuussa, mikä vastaa tutkimuskausien ilmastollisia eroja.

Vuoden, suurin puolikuukausihaihdunta on keskimäärin 67 mm. Sen ajankohta vaihtelee kesäkuun alkupuoliskosta syyskuun loppupuoliskoon – useimmiten se kuitenkin osuu heinäkuulle.

Jatkotarkasteluja varten on määritetty puolenkuun haihduntojen todennäköisyysjakaumat kaikille puolikuukausille (taulukko 5). Ne on arvioitu normaalijakauman todennäköisyyspaperia käyttäen. Jakson lyhydestä johtuvia otantavai-



Kuva 14. Keskimääräinen järvi haihdunta Suur-Saimaan alueella 1958–1975.

Fig. 14. Average lake evaporation in the Suur-Saimaa area in 1958–1975.

teluita on pyritty eliminoimaan tasoittamalla peräkkäisten puolikuukausien haihduntojen jakaumia toisiinsa nähden.

Kesällä tyypilliset järvi haihdunnan puolikuukausiarvot ovat noin 40–60 mm. Kerran 10 vuodessa toistuva puolenkuun maksimihaihdunta on noin 75 mm ja kerran 50 vuodessa toistuva lähes 90 mm. Nämä arvot osuvat heinäkuun alkupuoliskolle. Marraskuussa jakaumien vaihtelukerroin (=keskihajonnan suhde keskiarvoon) on huomattavan suuri, koska eräinä vuosina haihdunta on pieni jääpeitteen takia. Kuitenkin jakaumien 99 % piste on tällöin vielä 33–41 mm. Tammi-helmikuussa olot ovat hyvin stabiilit; maaliskuun alkupuoliskolla haihdunnat kääntyvät nousuun. Huhtikuun jälkipuoliskolla voi haihdunta saatujen tulosten mukaan jo ylittää 20 mm.

Taulukko 5. Eräitä Suur-Saimaan haihduntajakaumien prosenttipisteitä.

Table 5. Certain percentages of the distributions of the evaporation from Lake Suur-Saimaa.

Aikaväli Interval	Järvihaihdunnan enimmäisarvo (mm) todennäköisyydellä ... % Maximum lake evaporation (mm) with a probability of ... per cent										
	1	2	5	10	25	50	75	90	95	98	99
1	0	0	1	1	2	3	4	5	6	7	8
2	0	0	1	1	2	3	4	5	6	7	8
3	0	0	1	2	2	3	4	5	6	7	8
4	0	0	1	2	2	3	4	5	6	7	8
5	1	1	2	3	4	5	6	7	8	10	12
6	2	3	5	7	8	10	12	13	15	17	18
7	3	4	6	7	8	10	12	14	16	18	19
8	4	5	7	9	11	13	16	18	20	22	23
9	5	6	8	10	13	16	20	25	27	30	33
10	7	8	13	16	22	28	35	41	45	51	55
11	16	20	24	27	33	39	46	53	57	62	65
12	19	22	26	29	36	44	54	62	68	75	80
13	22	25	29	33	41	50	60	69	75	83	88
14	28	31	36	40	48	57	67	75	81	88	93
15	27	30	34	38	45	53	62	69	75	82	86
16	23	26	30	35	41	49	58	66	73	80	84
17	20	23	28	33	38	45	52	59	64	70	73
18	10	12	15	19	24	33	41	50	55	62	65
19	7	9	13	17	22	30	37	44	48	54	57
20	5	6	10	14	18	23	29	34	37	41	44
21	2	3	5	7	12	17	23	29	33	38	41
22	1	2	4	6	9	15	21	25	27	31	33
23	0	1	2	4	5	9	13	17	21	25	28
24	0	1	1	1	2	3	5	6	7	9	11

## 6. SUUR-SAIMAAN VESITASE

"Se on saaria täynnään, se on repaleinen ääriviivoiltaan, sitä pilkkovat pitkät niemet, siitä työntyy eri tahoille pitkiä umpipohjukoita."

Aaro Hellaakoski, 1933

Kun pyritään simuloimaan suuren altaan lähialueilta keräytyvää valuntaa, eräs heikkous on ilmeinen; tätä valuntaa ei historiallisen havaintosarjan avulla voida tarkoin määrittää. Mallia sovellettaessa lähtökohtana on havaitun ja simuloitun valunnan vertailu ja "yhteensovittaminen". Havaitun valunnan sijasta joudutaan lähialueiden tapauksessa kuitenkin käyttämään vesitaseyhtälön jäännöskomponenttina laskettua valuntaa. Muiden komponenttien systemaattiset virheet kumuloituvat tähän jäännöskomponenttiin.

Suur-Saimaan vesitaseyhtälö voidaan esittää muodossa

$$\Delta V = \sum_{i=1}^3 TR_i + TS + (PL - EL) \cdot A(h) - Q \quad (19a)$$

$\Delta V$  = altaan vesivaraston muutos,  $10^6 m^3$

$TR_i$  = tulovirtaama yläpuoliselta alueelta  $i$ ,  $10^6 m^3$

$TS$  = tulovirtaama lähialueilta,  $10^6 m^3$

$PL$  = sadanta altaan pinnalle, m

$EL$  = haihdunta altaan pinnasta, m

$A(h)$  = altaan pinta-ala vallitsevalla vedenkorkeudella  $h$ ,  $km^2$

$Q$  = menovirtaama,  $10^6 m^3$

Altaan ja pohjavesivaraston välinen virtaama on sisällytettävissä lähialueilta tulevaan virtaamaan.

Altaan vesivaraston muutos voidaan arvioida

vedenkorkeushavaintojen perusteella.  $A(h)$  tunnetaan,  $TR_i$ ,  $PL$  ja  $Q$  ovat havaittuja ja  $EL$  voidaan laskea. Näin ollen  $TS$  saadaan yhtälöstä jäännösoskomponenttina:

$$TS = \Delta V - \left[ \sum_{i=1}^3 TR_i + (PL - EL) \cdot A(h) - Q \right] \quad (19b)$$

Seuraavassa tarkastellaan erikseen vesitaseyhtälön kutakin komponenttia.

## 6.1 Tulovirtaama yläpuolisilta alueilta

Yläpuoliset alueet käsittävät Kallaveden, Pielisen ja Höytiäisen vesistöalueet. Nämä poikkeavat hydrologiselta luonteeltaan selvästi Suur-Saimaan lähivaluma-alueesta. Useista suurista altaista johtuen veden viiveaika on Kallaveden ja Pielisen alueilla huomattava. Lisäksi niillä samoin kuin Höytiäisen alueella säännöstely on merkittävästi muuttanut purkautumissuhteita tarkastelujaksolla.

Taulukossa 6 on esitetty keskimääräiset tulovirtaamat näiltä alueilta puolikuukausittain jaksolla 1958–1975. Pielisjärven alueen (Jakokoski, Kaltimo) virtaamien tarkkuus lienee paras ( $\pm 3\%$ ). Suhteellinen virhe on suurin pienillä virtaamilla, siis talvella ja loppukesällä. – Kallaveden alueen virtaamien (Konnu + Karvio) virhe on noin  $\pm 4\%$  aina 1970-luvun alkuun asti, jolloin Konnuksen uuden kanavan valmistuttua virtaama-arvojen epätarkkuus kasvoi. Hydrologian toimistossa on käynnissä Konnu-Karvion purkautumiskäyrästäjen laadinta, mutta tässä työssä käytetyt tulovir-

taamat on laskettu vanhojen, epätarkempien käyrien perusteella.

Puntarikosken virtaamat ovat systemaattisesti liian pieniä säännöstelyn alkamisesta 1958 lähtien – siis koko tarkastelujakson ajan. Puntarikosken voimalaitosta ei ole kalibroitu. Virhe on ilmeisesti  $-10\%$  luokkaa; taulukon 6 arvot ovat kuitenkin korjaamattomia.

Pielisen alueelta purkautuva vesimäärä oli tarkastelujaksolla keskimäärin  $7\,240$  milj. $m^3/a$ . Puolenkuun keskiarvojen hajonta oli  $57$  milj. $m^3$ . Vastaavat arvot Kallaveden alueella olivat  $5\,230$  ja  $81$  milj. $m^3$  sekä Höytiäiselle  $530$  ja  $8,0$  milj. $m^3$ . Näin ollen saadaan puolenkuun keskiarvojen vaihtelukertoimiksi näille kolmelle alueelle  $0,19$ ,  $0,37$  ja  $0,36$ .

## 6.2 Menovirtaama

Suur-Saimaan menovirtaaman puolenkuun arvot on laskettu vuodelle 1958 Imatran ja vuosille 1959–1975 Tainionkosken voimalaitoksen tietojen perusteella. Arvojen tarkkuuden voidaan arvioida olevan  $\pm 2\%$ . Keskimääräiset puolenkuun menovirtaamat on esitetty taulukossa 7.

Vuosikeskiarvo on  $17\,860$  milj. $m^3$  eli  $566$   $m^3/s$ . Puolenkuun keskiarvojen keskihajonta on  $35$  milj. $m^3$ ; niiden vaihtelukerroin on siten  $0,05$ . Tämä on selvästi pienempi kuin yläpuolisten alueiden tulovirtaamien vaihtelukerroin. Suur-Saimaan allas tasoittaa virtaaman vuotuista kulkua huomattavasti.

Taulukko 6. Keskimääräiset puolenkuun tulovirtaamat Suur-Saimaan yläpuolisilta alueilta 1958–1975.  
Table 6. The mean semimonthly inflows from the upstream areas of Lake Suur-Saimaa in 1958–1975.

Alue Area	Päivät Days	Keskimääräinen puolenkuun tulovirtaama $10^6 m^3$ Mean semimonthly inflow $10^6 m^3$											
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Pielisjärvi	01–15	286	276	249	225	276	389	387	361	318	248	259	280
	16–	298	232	252	232	378	383	407	363	295	275	270	299
Kallavesi	01–15	180	168	162	166	284	425	284	208	181	165	169	181
	16–	185	143	172	201	431	348	265	202	173	170	176	191
Höytiäinen	01–15	34	31	19	12	10	17	20	18	19	20	26	33
	16–	38	24	16	11	13	15	18	22	20	24	30	35
Yhteensä Total	01–15	500	475	430	403	570	831	691	587	517	433	454	494
	16–	522	398	440	444	823	746	690	587	487	469	476	525

Taulukko 7. Suur-Saimaan keskimääräiset puolenkuun menovirtaamat 1958–1975.

Table 7. Mean semimonthly outflows of Lake Suur-Saimaa in 1958–1975.

Päivät Days	Keskimääräinen puolenkuun menovirtaama 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> Mean semimonthly outflow 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup>											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
01–15	755	749	737	712	720	724	727	763	749	723	716	737
16–	812	647	774	728	749	724	792	808	738	764	725	789

### 6.3 Allassadanta

Sadannan jakautumista järvelle ja ympäröiville maa-alueille ei Suomen oloissa ole riittävästi tutkittu. On kuitenkin perusteltua olettaa, että järvellä sataa vähemmän. Kesäaikana ilmassoihin kohdistuu maanpinnan yläpuolella suurempi kitka. Se lisää turbulenssia ja siten kuurosateiden todennäköisyyttä. Näin on erityisesti asian laita, jos orografia myös vaikuttaa maaston kohotessa järven ympäristössä.

Talviaikana lämpötilasuhteet ovat lähes samankaltaiset järvien ja maa-alueiden yläpuolella. Orografian merkitys on sen sijaan talvella suurempi kuin kesällä, joten järvellä sataa talvellakin vähemmän. Lisäksi tuntuu kokemukseräisesti selvältä, että tuuli kuljettaa jonkin verran lunta järveltä rannoille. Tämän kulkeutumisen merkitys ei kuitenkaan voi olla kovin suuri.

Altaan pinnalle tulevan sadannan määrittämi-

nen normaalilla sademittarilla on epätarkkaa. Tuulivirhe kasvaa suuteksi, jos mittari asetetaan luodolle tai avoimelle rannalle. Suuremmissa saarissa tuulisuhteet voivat olla maa-asemia vastaavat, mutta orografian vaikutus voi olla merkittävä.

Suur-Saimaan allassadannan määrittämiseksi valittiin alueen 9 järvellisintä sadeasemaa. Järvelisyys on määritelty sadeasema keskipisteenä piirretyn 5 km säteisen ympyrän järvirosenttina. Näillä 9 asemalla se vaihtelee välillä 35–70 %, keskiarvo on 48 % (taulukko 8).

Osa näistä asemista ei ole toiminut jakson 1958–1975 kaikkina vuosina. Keskimäärin havaintovuosia on 15,4 asemaa kohti.

Taulukossa 8 on esitetty kunkin aseman kuu-kausi- ja vuosisadannan keskimääräinen poikkeama aluesadannasta. Vertailu on prosenttinen, koska havaintovuodet eivät ole kaikilla asemilla samat. Vertailu perustuu korjaamattomiin sadantoihin, mutta prosenttisina tulokset olisivat korjatuille sadannoille samat.

Taulukko 8. Suur-Saimaan rannanläheisten asemien sadannan ja aluesadannan vertailu.

Table 8. The comparison of the precipitation of lake-exposed stations and areal precipitation.

Asema Station	Järvelli- Lake syys (%) percen- tage	Havaintovuo- sien lukumäärä Number of observation years	Sadannan poikkeama aluesadannasta (%) Difference from areal precipitation (%)													Σ
			I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII		
Joutseno	35	15	+11	+6	+6	-6	-8	-21	+10	-0	-6	-2	+1	+5	-0	
Anttola	50	16	-9	-8	-9	-1	-1	-8	-3	+1	-1	-5	-11	-13	-6	
Puumala	40	16	+12	+7	+11	0	-14	-2	+1	+4	+8	+2	+2	+6	+3	
Savonlinna	70	12	-17	-13	-16	-6	-9	-6	-7	-8	-5	-2	-7	-2	-9	
Kerimäki	55	11	-6	+3	-10	-12	-10	-11	-10	-10	+0	-4	+5	-1	-5	
Punkaharju	65	18	-4	-10	-4	-6	-8	-6	-6	-14	-5	-5	-4	-3	-7	
Joroinen	35	18	-24	-11	-28	-3	+5	-2	+12	-3	-8	-15	-11	-22	-8	
Savonranta	40	14	-2	+2	-1	+2	+2	-8	+6	+2	+7	-2	+2	+4	-1	
Pyhäselkä	45	18	-26	-26	-32	-17	-8	+21	+2	-12	-14	-10	-22	-25	-13	
Keskiarvo																
Mean	48	15	-7	-6	-9	-5	-5	-5	+1	-4	-3	-5	-5	-6	-6	

Taulukko 9. Suur-Saimaan keskimääräiset puolenkuun allasadannat 1958–1975.  
 Table 9. Mean semimonthly precipitation into Lake Suur-Saimaa in 1958–1975.

Päivät Days	Keskimääräinen puolenkuun sadanta $10^6\text{m}^3$ Mean semimonthly precipitation $10^6\text{m}^3$											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
01–15	106	108	68	100	78	88	203	188	161	136	143	134
16–	105	63	88	80	86	121	135	187	120	159	130	110

Keskimääräinen allasadanta poikkeaa aluesadannasta  $-5,1\%$ . Todellisuudessa poikkeama on luultavasti vieläkin suurempi. Vain yhdellä asemalla (Puumala) se on positiivinen. Poikkeaman vuotuinen kulku ei ole kovin säännöllinen; kuitenkin kesällä se on jonkin verran pienempi.

Taulukon 8 asemien perusteella määritetyt Suur-Saimaan allasadannan puolen kuun keskiarvot on esitetty taulukossa 9. Puolikuukausiarvot on saatu laskemalla ensin aritmeettinen keskiarvo ko. kuukautena toimineiden asemien sadannoille. Tämän on oletettu jakautuvan puolikuukausiarvoihin samassa suhteessa kuin aluesadanta. Tällä approksimaatiolla on vältetty työläs puolikuukausiarvojen laskeminen päiväarvojen perusteella. Lopuksi arvot on korjattu kohdassa 4.3 esitettyä menettelyä käyttäen.

Tarkastelujakson lyhydestä johtuva satunnaisvaihtelu on puolikuukausikeskiarvoissa melko voimakas. Millimetreiksi muutettuna keskimääräinen allasadanta oli  $659\text{ mm/a}$ , kun aluesadannan keskiarvo oli  $702\text{ mm/a}$ . Poikkeama oli siten keskimäärin  $43\text{ mm}$  ja sen keskihajonta  $19\text{ mm}$ ; se on näin ollen varsin säännöllinen vuodesta toiseen.

Taulukossa 10 on esitetty Suur-Saimaan sadantajakaumien prosenttipisteitä kullekin puolikuukaudelle. Jakaumat on tasoitettu graafisella menetelmällä, koska satunnaisvaihtelu olisi muutoin huomattava. Suurimmat sadannat ovat odotettavissa elo- ja syyskuussa: silloin puolikuukausiarvot ovat kerran 100 vuodessa  $110\text{--}130\text{ mm}$ . Sateettomia puolikuukausia esiintyy useimmin helmi-huhtikuussa (noin kerran 20 vuodessa).

## 6.4 Vedenkorkeus

"Tällä liki  $4\,000\text{ km}^2$ :n vesialalla vetten pinnat, tulva-aikojen mukaan vaihdellen, poikkeavat vain jonkun sentin tai enintään jonkun desimetrin toisistaan."

Aaro Hellaakoski, 1933

Suur-Saimaalla on 9 vedenkorkeusasemaa, jotka ovat toimineet koko jakson 1958–1975 ajan. Nämä asemat on merkitty kuvaan 3b; niiden vedenkorkeuden tunnusluvut tarkastelujaksolla on esitetty taulukossa 11.

Jakson 1958–1975 keskivedenkorkeuden mukaan kahden ylimmän osa-altaan pinnat ovat lähes täysin samassa tasossa ( $N60+75,822\text{ m}$ ). Savonlinnan ala-asteikon keskivedenkorkeus oli  $N60+75,775\text{ m}$  eli  $4,7\text{ cm}$  alempi kuin ylimpien altaiden. Tämän voinee katsoa edustavan Pihlajaveden osa-altaan keskikorkeutta. Etelä-Saimaan keskivedenkorkeus saadaan tarkimmin määritettyä, koska käytettävissä on neljä asteikkoa; se on  $N60+75,735\text{ m}$ . Tämä on  $4,0\text{ cm}$  Pihlajavettä alempana.

Edellä olevassa tarkastelussa ei ole huomioitu maankohoamisen vaikutusta. Tämä ilmiö aiheuttaa sen, ettei  $N60$ -tasossa ilmoitettu jakson 1958–1975 keskivedenkorkeus suoraan ilmaise ao. jakson keskivedenkorkeutta merenpinnasta. Koska maankohoaminen ei ole samansuuruinen eri asteikoilla, eivät myöskään yllä esitetyt osa-altaiden korkeuserot ole tarkkoja.

Tarkempien korkeuserojen selvittämiseksi on taulukossa 12 esitetty maankohoamisen suuruus eri asteikoilla sekä jakson 1958–1975 todellinen MW merenpinnasta lukien. Tämä on laskettu perustuen siihen, että tarkastelujakson ajallisen painopisteen etäisyys  $N60$ -järjestelmän referenssiajasta on 7 vuotta. Korjaus on siten  $+7\Delta h$ , missä  $\Delta h$  on vuotuisen maankohoamisen suuruus.

Taulukossa 12 saadaan osa-altaille seuraavat korjatut keskikorkeudet merenpinnasta jaksolla 1958–1975:

Savonlinnan yläpuoliset osa-altaat	75,850 m
Pihlajavesi	75,799 m
Etelä-Saimaa	75,761 m

Ylimpien altaiden ja Pihlajaveden korjattu korkeusero on siis  $5,1\text{ cm}$ . Tästä erosta  $4,7\text{ cm}$  on Savonlinnan salmien keskimääräinen putoukso-



Taulukko 10. Eräitä Suur-Saimaan sadantajakaumien prosenttipisteitä.

Table 10. Some percentages of the distributions of the precipitation into Lake Suur-Saimaa.

Aikaväli Interval	Sadannan enimmäisarvo (mm) todennäköisyydellä ... % Maximum precipitation (mm) with a probability of ... per cent										
	1	2	5	10	25	50	75	90	95	98	99
1	0	1	2	5	11	18	32	48	61	69	75
2	0	1	2	5	12	19	33	49	62	71	77
3	0	0	1	4	10	16	28	42	50	57	63
4	0	0	0	2	7	13	24	37	44	49	54
5	0	0	0	1	6	13	25	39	47	54	59
6	0	0	0	1	7	13	25	39	47	54	60
7	0	0	0	2	7	13	25	38	45	51	56
8	0	0	0	2	7	13	25	38	45	50	55
9	0	0	1	4	8	13	25	38	44	49	54
10	0	0	2	4	8	13	25	38	45	50	55
11	0	0	2	6	8	13	25	38	44	48	52
12	0	0	2	6	10	17	30	47	57	64	70
13	0	0	2	8	13	22	37	57	70	87	95
14	0	1	3	9	15	25	41	62	76	95	105
15	0	1	4	9	16	28	45	69	86	108	120
16	1	3	6	10	18	31	50	74	92	115	130
17	4	6	8	11	18	30	48	71	88	110	125
18	6	8	9	12	18	29	45	65	79	98	110
19	8	10	11	13	19	29	44	63	76	94	105
20	10	12	13	16	20	30	44	62	74	90	100
21	11	13	14	17	21	31	44	60	69	81	90
22	13	15	16	18	21	31	43	58	67	77	85
23	4	6	9	12	16	24	38	54	64	75	83
24	1	2	4	7	14	22	36	52	63	74	80

Taulukko 11. Suur-Saimaan vedenkorkeusasteikot ja vedenkorkeuden keski- ja ääriarvot 1958–1975.

Table 11. Water level gauges on Lake Suur-Saimaa and the mean and extreme water stages in 1958–1975.

Asteikko Gauge	Nimi Name	Osa-alue Subarea	Vedenkorkeuden keski- ja ääriarvot 1958–1975 (N60+m) Mean and extreme water stage in 1958–1975 (N60+m)				
			MW	HW	MHW	MNW	NW
52	Puhos	Pyhäselkä-Orivesi	75,823	76,97	76,23	75,47	75,06
101	Taipale, ala	Haukivesi	75,822	76,95	76,21	75,45	75,02
102	Oravi	Haukivesi	75,826	76,95	76,20	75,46	74,99
103a	Savonlinna, ylä	Haukivesi	75,817	76,96	76,13	75,44	75,00
105a	Savonlinna, ala	Puruvesi-Pihlajavesi	75,747	76,83	76,10	75,42	75,00
108	Mikkeli	Etelä-Saimaa	75,747	76,83	76,10	75,42	75,00
110	Juurisalmi	Etelä-Saimaa	75,734	76,81	76,08	75,41	74,99
112	Lauritsala	Etelä-Saimaa	75,735	76,85	76,09	75,40	74,96
113a	Niskalampi	Etelä-Saimaa	75,726	76,84	76,09	75,39	74,94

keus. Vastaavasti Pihlajaveden ja Etelä-Saimaan korkeusero on 3,8 cm. Muutos korjaamattomiin eroihin nähden on siis sittenkin varsin pieni.

Jatkossa tarkastellaan Suur-Saimaata kahtena altaana, joita rajoittavat em. Savonlinnan kapei-

kot. Näistä altaista käytetään nimityksiä Suur-Saimaan ylä- ja ala-allas tai pelkästään nimityksiä ylä- ja ala-allas.

Edellä esitetyt tarkastelut perustuvat oletukseen, että eri asteikoiden kiintopisteiden korkeu-

det tunnettaisiin tarkoin. Kaikkia asteikoita ei kuitenkaan ole tarkkavaaittu. Näin ollen 0,1 cm tarkkuuden käyttö taulukoissa 11 ja 12 saattaa olla liiallista optimismia. Tästä syystä myöskään maankohoamisen vaikutusta ei jatkotarkasteluissa oteta huomioon, vaan esitetyt vedenkorkeudet ovat N60-järjestelmän arvoja.

Taulukko 12. Maankohoaminen ja todellinen keski-vedenkorkeus merenpinnasta Suur-Saimaan asteikoilla 1958–1975.

Table 12. The land uplift and actual mean water stage of the gauges on Lake Suur-Saimaa in 1958–1975.

Asteikko Gauge	Maankohoaminen Land uplift mm/a	MW 1958– 1975 m
52 Puhos	3,3	75,846
101 Taipale, ala	5,1	75,858
102 Oravi	4,2	75,855
103a Savonlinna, ylä	3,2	75,841
105a Savonlinna, ala	3,4	75,799
108 Mikkeli	4,4	75,778
110 Juurisalmi	4,2	75,763
112 Lauritsala	3,0	75,756
113a Niskalampi	2,8	75,746

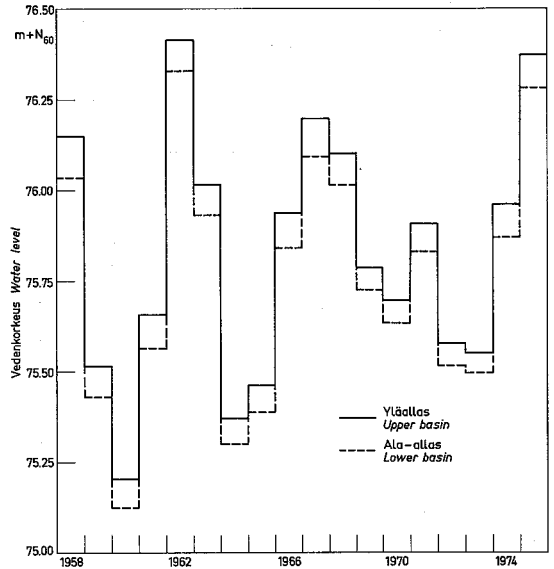
#### 6.41 Ylä- ja ala-altaan vedenkorkeuksien vertailu

Suur-Saimaan ala-altaalle tässä luvussa esitettävät vedenkorkeudet on laskettu asteikoiden 105a, 108, 110, 112 ja 113a keskiarvoina. Myös yläaltaalle on käytetty viittä vedenkorkeusasteikkoa: taulukossa 12 lueteltujen asteikoiden 52, 101, 102 ja 103a lisäksi on käytetty Pyhäselän rannalla olevaa Tikan asteikkoa (51a). Koska siellä ei ole tehty havaintoja vuosina 1959–1963, sitä ei käytetty edellä esitetyissä vertailuissa.

Ala-altaan keskivedenkorkeudeksi 1958–1975 saadaan  $N60+75,744$  m ja yläaltaan  $N60+75,827$  m. Keskimääräinen vedenkorkeuksien erotus on siis 8,3 cm.

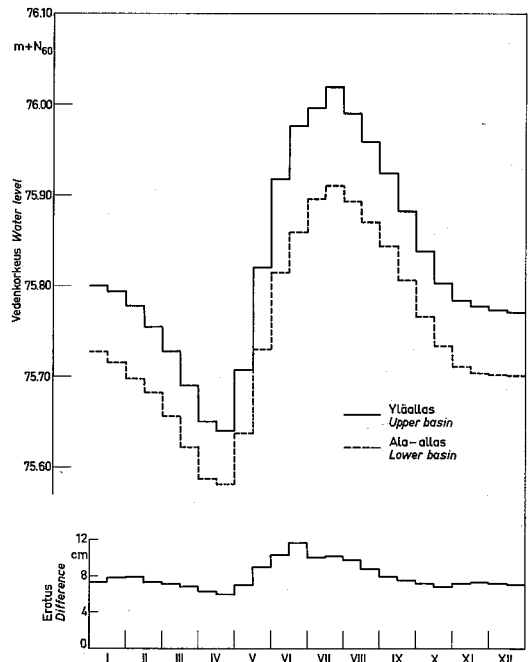
Kuvassa 15 on esitetty ala- ja yläaltaan keskivedenkorkeudet tarkastelujakson eri vuosille. Keskivedenkorkeuksien erotus vaihtelee välillä 5,6–11,5 cm. Se on jonkin verran suurempi ylemmillä vedenkorkeuksilla. Maankohoamisen vaikutuksesta se  $N60$ -järjestelmässä ilmaistuna jonkin verran pienenee jakson loppua kohti.

Vedenkorkeuden keskimääräisen vuotuisen kulun tarkastelu (kuva 16) paljastaa selvän vaihe-



Kuva 15. Suur-Saimaan ylä- ja ala-altaan keskivedenkorkeudet vuosina 1958–1975.

Fig. 15. Mean water levels of the upper and lower parts of Lake Suur-Saimaa in 1958–1975.



Kuva 16. Suur-Saimaan ylä- ja ala-altaan vedenkorkeuden keskimääräinen kuukausivaihtelu jaksolla 1958–1975.

Fig. 16. Mean monthly variation in the water level of the upper and lower part of Lake Suur-Saimaa in 1958–1975.

eron ala- ja yläaltaan välillä. Keväällä tulovirtaamien kasvaessa yläallas kohoaa nopeammin. Kun yläallas huhtikuun jälkipuoliskolla on keskimäärin 6,0 cm ala-allasta korkeammalla, vastaava korkeusero on 11,7 cm kesäkuun jälkipuoliskolla, jolloin se on suurimmillaan. Sen jälkeen ero tasoittuu 7–8 cm:iin elokuun loppuun mennessä. Tämän suuruisena se pysyttelee sitten maaliskuulle saakka, jolloin se vielä jonkin verran pienenee.

Vedenkorkeuksien vuotuisen erotuksen kulku on osin luonnollinen, osin säännöstelyn aiheuttama. Yläaltaan tulovirtaaman kasvaessa keväällä virtaama yläaltaasta ala-altaaseen ei ehdi seuramaan tätä kasvua ja yläallas kohoaa voimakkaammin. Tilanne tasoittuu myöhemmin kesällä ja muutokset syksyllä ja alkutalvesta ovat satunnaisuonteisia. Helmi-huhtikuussa tulovirtaamat ovat pienet ja niihin verrattuna huomattavan suuri juoksutus ala-altaasta alentaa sitä nopeammin.

Suurin ero ala- ja yläaltaan vedenkorkeuden muutoksissa esiintyy yleisimmin touko-kesäkuussa. Lähes poikkeuksetta syynä on tällöin yläaltaan nopeampi nousu, joka on suurimmillaan yli 7 cm ala-altaan puolikuukausinousua suurempi.

Tämän erivaiheisuuden takia on ala- ja yläaltaan vesivaraston muutokset laskettava erikseen. Kummallekin altaalle on laskettu keskimääräiset vedenkorkeuden puolen kuun muutokset viiden asteikon avulla. Muutokset näillä viidellä asteikolla poikkeavat myös jonkin verran toisistaan.

Virhearviota varten on tarkasteltu vedenkorkeusmuutosten keskihajontojen keskimääräistä kulkua ala- ja yläaltaalle. Se on laskettu lausekkeesta

$$\bar{S}_i = \frac{1}{18} \sum_{j=1}^{18} \left[ \frac{1}{4} \sum_{k=1}^5 (\Delta h_{kij} - \Delta h_{ij})^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (20)$$

$\bar{S}_i$  = vedenkorkeusmuutosten keskihajontojen keskiarvo aikavälillä i

$\Delta h_{kij}$  = vedenkorkeusmuutos asteikolla k aikavälillä i havaintovuotena j

$\Delta h_{ij}$  = vedenkorkeusmuutosten keskiarvo aikavälillä i havaintovuotena j

Suure  $\bar{S}_i$  on pienimmillään talvikuukausina. Sen keskiarvo koko vuodelle on 1,61 cm (alaallas) ja 1,49 cm (yläallas). Jos vedenkorkeusmuutosten virheet oletetaan normaalisti jakautuneiksi, saadaan muutosten 95 % luotettavuusra-

joiksi ala-altaalle keskimäärin  $\bar{\Delta h} \pm 3,2$  cm ja yläaltaalle  $\bar{\Delta h} \pm 2,9$  cm. Vesivaraston muutoksiksi muutettuina 95 % luotettavuusraajat ovat seuraavat:

ala-allas:  $\Delta V \pm 85 \cdot 10^6 \text{ m}^3$

yläallas:  $\Delta V \pm 53 \cdot 10^6 \text{ m}^3$

Altaiden pinta-aloiksi on otettu 2 650 ja 1 820  $\text{km}^2$ ; näiden arvojen vaihtelua ei ole otettu huomioon.

Tämä virhetarkastelu osoittaa, että useitakin asteikoita käytettäessä suuren, useiden altaiden muodostaman järven vedenkorkeusmuutoksen määrittäminen on varsin epätarkkaa. Näin on asia siitakin huolimatta, että tarkastellaan puolikuukausimuutoksia ja että lyhytaikaiset vedenpinnan heilahtelut on muutoksia arvioitaessa pyritty eliminoimaan.

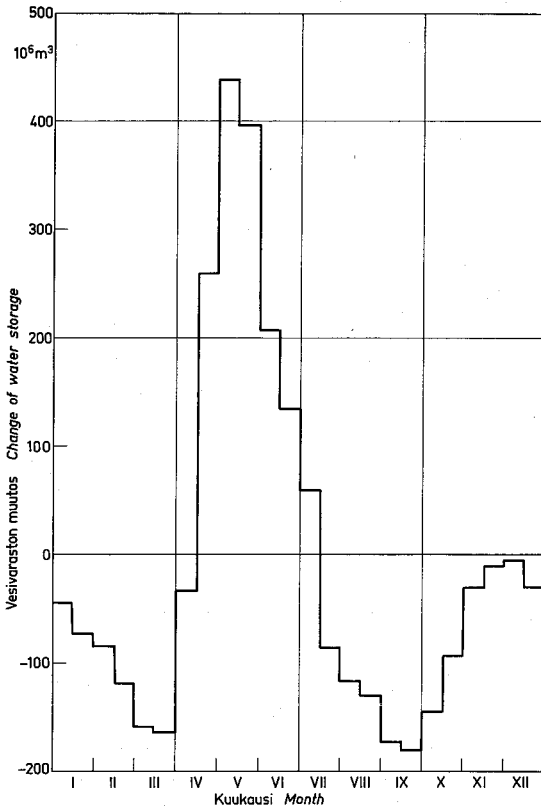
#### 6.42 Suur-Saimaan vesivaraston muutokset

Yllämääritettyjä ylä- ja ala-altaan vedenkorkeusmuutoksia ja niiden pinta-alakäyriä käyttäen on laskettu koko Suur-Saimaan vesivaraston muutokset. Kuvassa 17 on esitetty muutosten puolikuukausikeskiarvot tarkastelujaksona.

Merkillepantavaa on, että keskimäärin varasto pienenee kaikkina puolikuukausina heinäkuun jälkipuoliskolta huhtikuun alkupuoliskolle. Useina vuosina varasto kasvaa loka-, marras- ja joulukuussa, mutta keskimääräinen muutos on silloinkin negatiivinen. Pieneneminen on voimakkainta syys- ja maaliskuussa. Kevätnousu on rajuimmillaan toukokuun alkupuoliskolla; koko toukokuussa vesivaraston kasvu on keskimäärin yli 800 milj.  $\text{m}^3$ . Vesivarasto on yleensä suurimmillaan heinäkuun alkupuoliskolla, jonka jälkeen tulovirtaamien pieneneminen ja kasvava haihdunta kääntävät sen selvään laskuun.

#### 6.5 Allashaihdunta

Järvihaihdunnan määrittämistä käsiteltiin jo kohdassa 5. Suur-Saimaan kauden 1958–1975 vesitaseen kannalta on olennaista muuttaa millimetreinä lasketut haihdunnat milj. kuutiometreiksi. Kunkin puolenkuun haihdunta on siis kerrottu vastaavalla allaspinta-alalla. Keskimääräiset puolenkuun allashaihdunnat on esitetty taulukossa 13.



Kuva 17. Suur-Saimaan vesivaraston keskimääräiset puolenkuun muutokset jaksolla 1958–1975.

Fig. 17. Mean semimonthly changes in the water storage of Lake Suur-Saimaa in 1958–1975.

Talvella haihdunnan merkitys Suur-Saimaan vesitaseessa on vähäinen. Kesällä se sitä vastoin vastaa lähes kolmannelta altaan menovirtaamasta; heinäkuussa se on keskimäärin  $174 \text{ m}^3/\text{s}$ . Suurimmat puolikuukausihaihdunnat ovat lähes  $300 \text{ m}^3/\text{s}$ .

Taulukoissa 5 ja 10 esitettyjä allas sadannan ja haihdunnan puolikuukausiarvojen todennäköisyysjakaumia voidaan käyttää Suur-Saimaan tulo-

virtaamaennusteiden yhteydessä. Koska sadanta ja haihdunta riippuvat toisistaan, ovat niiden erotuksen todennäköisyysjakaumat kuitenkin käytökelpoisempia. Nämä jakaumat on esitetty taulukossa 14.

Kesäkuukausina haihdunta on yleensä sadantaa suurempi. Kuitenkin on huomattava, että sadannan ja haihdunnan erotuksen maksimiarvotkin esiintyvät kesäkuukausina (lähinnä elo-syyskuussa). Näinä kuukausina jakaumien varianssi on siten poikkeuksellisen suuri.

Sadannan ja haihdunnan puolikuukausiarvojen autokorrelaatiokertoimet eivät ole yleensä merkitseviä. Näin ollen tulevien kuukausien arvoja ennustettaessa edellisten aikavälien tiedoista ei ole hyötyä. Yksinomaan taulukon 14 jakaumiin nojautuen voidaan siis arvioida mitä arvioitavissa on: sadannan ja haihdunnan erotus keskimääräisenä vuotena sekä kuivana ja märkänä vuotena tietyllä toistumisajalla.

## 6.6 Tulovirtaama lähialueilta

Suur-Saimaan vesitaseyhtälön (19b) kaikki komponentit lähialueiden tulovirtaamaa lukuunottamatta on edellä läpikäyty. Näin ollen tuntematon komponentti TS voidaan laskea kullekin jakson 1958–1975 puolikuukaudelle.

Lähialueiden tulovirtaaman keskimääräiset puolikuukausiarvot on esitetty kuvassa 18. Kevätylivalunnan huippu on varsin terävä: 25 % vuosivalunnasta tulee huhtikuun jälki- tai toukuun alkupuoliskolla. Syksyllä tulovirtaamat kasvavat lähes kaksinkertaisiksi kesäajan minimistä.

Lähialueiden tulovirtaaman kokonaismäärä on  $4\,410 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{a}$ . Koska lähialueiden järvien sadannan ja haihdunnan erotus on noin  $100 \text{ mm/a}$ , saadaan valunnaksi maa-alueilta noin  $8,5 \text{ l/s km}^2$ . Tätä voidaan verrata esim. Vuoksen valuma-

Taulukko 13. Suur-Saimaan keskimääräiset puolenkuun allashaihdunnat 1958–1975.

Table 13. Mean semimonthly evaporation from the Lake Suur-Saimaa in 1958–1975.

Päivät Days	Keskimääräinen puolenkuun haihdunta $10^6 \text{ m}^3$ Mean semimonthly evaporation $10^6 \text{ m}^3$											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1–15	14	14	20	44	69	178	220	229	201	125	79	47
16–	13	14	42	56	127	201	247	212	147	104	67	18

Taulukko 14. Eräitä Suur-Saimaan sadannan ja haihdunnan erotuksen jakaumien prosenttipistettä.

Table 14. Some percentages of the distributions of the difference between lake precipitation and lake evaporation.

Aikaväli Interval	Erotuksen enimmäisarvo (mm) todennäköisyydellä ... % Maximum difference (mm) with a probability of ... per cent.										
	1	2	5	10	25	50	75	90	95	98	99
1	-2	-1	1	4	11	22	33	46	56	66	74
2	-2	-1	1	4	11	22	33	47	57	67	76
3	-3	-2	0	3	9	19	29	40	48	56	62
4	-4	-3	-1	2	7	16	25	35	42	49	53
5	-9	-7	-5	-2	3	13	23	35	43	52	57
6	-15	-13	-10	-7	-1	9	20	32	40	50	56
7	-18	-16	-13	-10	-4	6	17	28	36	46	51
8	-22	-20	-17	-14	-7	3	14	26	34	44	49
9	-32	-29	-25	-21	-13	-2	12	25	33	41	46
10	-41	-38	-35	-31	-22	-11	2	15	24	34	42
11	-53	-51	-48	-44	-34	-22	-7	6	15	27	34
12	-72	-69	-65	-60	-48	-31	-10	10	22	39	47
13	-78	-74	-68	-62	-47	-26	-2	23	39	59	69
14	-74	-70	-64	-57	-42	-21	3	29	45	65	76
15	-65	-61	-55	-47	-32	-11	14	40	56	77	88
16	-57	-54	-49	-42	-29	-10	15	43	62	86	101
17	-48	-45	-41	-35	-24	6	17	44	62	86	100
18	-31	-28	-24	-19	-11	1	17	38	55	76	95
19	-25	-23	-20	-17	-10	1	17	37	54	74	92
20	-17	-14	-12	-10	-6	6	20	38	52	73	88
21	-14	-12	-9	-6	1	11	25	40	51	66	78
22	-11	-9	-6	-3	3	12	24	38	48	60	73
23	-6	-4	-2	1	7	16	29	43	54	66	76
24	-3	-1	1	4	10	19	32	46	57	69	77

alueella sijaitsevien pienten hydrologisten alueiden keskivalumiin vastaavalla kaudella; nämä on esitetty taulukossa 15.

Vertailualueiden keskivalumat ovat siis jonkin verran suurempia kuin Suur-Saimaan lähialueen. Toisaalta niiden keskisadanta on myös suurempi. Lisäksi on todettava, että lähekkäinkin sijaitsevilla alueilla (51–53) keskivalumat poikkeavat toisistaan huomattavasti, joten laajempien alueiden valuntaa niiden perusteella ei ole syytä arvioida.

Systemaattisten virheiden osuus lähialueiden valunnan määrittämisessä ei edelläolevan perusteella voi olla kovin suuri. Sitä vastoin kohdassa 6.41 esitetty puolenkuun vedenkorkeusmuutosten virhearvio osoittaa, että termin  $\Delta V$  virheistä aiheutuu melkoinen satunnaisvaihtelu puolenkuun tulovirtaamiin. Tämä ilmenee erityisesti kuivakausina; tällöin TS heilahtelee suurella amplitudilla. Tämä virhe ei kuitenkaan vaikuta merkittävästi puolenkuun keskiarvoihin eikä

Taulukko 15. Keskivalumat eräillä pienillä hydrologisilla alueilla kaudella 1958–1975.

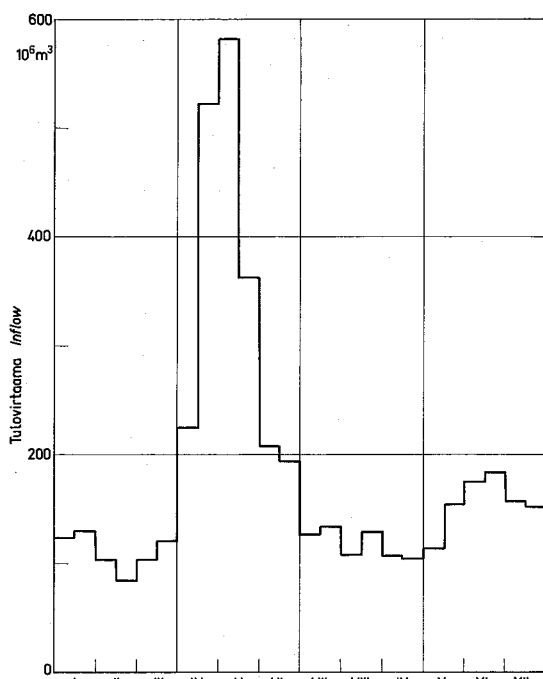
Table 15. Mean runoff on certain small hydrological basins in 1958–1975.

Valuma-alue <i>Drainage basin</i>	Ala <i>Area</i>	Pellon osuus <i>Cultivated land</i>	Keskivaluma <i>Mean runoff</i>
	km <sup>2</sup>	%	l/s km <sup>2</sup>
43 Latosuonoja	5,3	19	8,84
44 Huhtisuonoja	5,3	0	8,72
51 Kesselinpuro	21,7	4	8,06
52 Kuokkalanoja	2,8	21	9,55
53 Mustapuro	11,2	15	10,27

koko jakson keskivaluntaan, koska se kumoutuu peräkkäisinä aikaväleinä.

Lähialueiden tulovirtaaman kulku ilmenee tarkemmin valuntamallin soveltamisen yhteydessä esitettävistä kuvista 26 ja 31.

Taulukossa 16 on tarkasteltu lähialueiden



puolenkuun tulovirtaamien todennäköisyysjakumia. Graafinen tasoitus on suoritettu satunnaisvaihteluiden eliminoimiseksi. Erityisesti on pyritty ottamaan huomioon satunnaisvaihtelun vaikutus jakaumien alapäässä.

Tulvahuippu osuu selvästi huhti-toukokuun vaihteeseen. Kerran 50–100 vuodessa puolikuu-kausiarvo ylittää tällöin  $1\,000 \cdot 10^6 \text{m}^3$ ; tämä nostaa Suur-Saimaata noin 23 cm. Syyshuipun aikana vastaavat maksimit ovat 600–800 milj. $\text{m}^3$ . Kesäkuivakausi on ankarin elokuun lopulla ja syysskuun alussa, talvikuivakausi helmikuun jälkipuoliskolla.

Kuva 18. Keskimääräiset puolenkuun tulovirtaamat Suur-Saimaan lähialueilta jaksolla 1958–1975.

Fig. 18. Mean semimonthly inflows from the areas surrounding Lake Suur-Saimaa in 1958–1975.

Taulukko 16. Eräitä Suur-Saimaan lähialueiden valunnan jakaumien prosenttipisteitä.

Table 16. Some percentages of the distributions of the inflow from the areas surrounding Lake Suur-Saimaa.

Aikaväli Interval	Tulovalunnan enimmäisarvo ( $10^6 \text{m}^3$ ) todennäköisyydellä ... % Maximum inflow ( $10^6 \text{m}^3$ ) with a probability of ... per cent										
	1	2	5	10	25	50	75	90	95	98	99
1	36	37	40	45	62	95	145	210	265	360	450
2	31	32	34	40	56	91	135	195	245	235	420
3	27	28	33	38	54	86	125	180	220	280	320
4	18	19	23	30	47	76	115	165	200	250	285
5	30	32	37	43	59	87	130	185	230	290	340
6	44	46	52	58	76	110	155	210	255	320	375
7	55	60	73	88	125	195	285	380	455	540	600
8	295	305	325	345	405	485	605	740	835	960	1050
9	275	290	315	345	420	525	675	850	965	1120	1220
10	150	160	180	205	260	240	445	555	630	720	785
11	105	115	125	135	160	195	245	310	355	410	450
12	95	105	115	125	150	185	230	270	300	330	355
13	47	50	58	67	89	120	165	215	250	295	325
14	32	38	49	61	85	120	170	235	280	360	400
15	24	29	37	48	67	100	160	235	290	380	425
16	16	21	31	43	70	110	170	255	315	395	465
17	19	23	26	34	53	90	155	245	310	395	475
18	22	24	29	37	53	95	160	255	320	405	490
19	31	34	38	45	63	105	175	275	345	440	560
20	56	58	62	68	81	115	195	305	400	560	690
21	61	64	71	80	105	140	220	360	465	630	770
22	52	55	60	70	100	135	210	340	440	590	690
23	45	48	52	63	85	125	195	300	370	500	595
24	41	44	49	59	80	120	185	290	355	470	555

## 7. VALUNTAMALLI

Valuntamallien lukuisuudesta huolimatta järvi-reiteille soveltuvia malleja on niukalti. Tämä johdetaan pääasiassa siitä, että suomalaismaisemille tyypillisiä reittivesistöjä on maailmalla vähän. Niitä esiintyy lähinnä eräissä Kanadan ja Neuvostoliiton osissa, mutta näihin alueisiin ei niiden vähäisen taloudellisen merkityksen vuoksi ole kohdistettu hydrologista tutkimusta.

Alunperin Columbia-joen vesistöalueella kehitetyllä varsin monimutkaisella SSARR-mallilla myös järvi-reittien käsittely olisi mahdollista. Jo-kaista pientäkin allasta pitäisi tämän mallin kuitenkin tarkastella omana yksikkönään. Lisäksi useat mallin parametrit on annettava 2- tai 3-dimensioisina taulukkoina.

Tutkimuksen lähtökohdaksi valittiin yksinkertaisempi ruotsalainen HBV-malli (Bergström 1976). Sitä on Ruotsissa sovellettu yli 10 valuma-alueelle, joiden pinta-alat vaihtelevat välillä 4–4 000 km<sup>2</sup> ja järvisyydet 0,5–15 %. Osa näistä valuma-alueista on sijainnut tunturivyöhykkeellä, jossa olosuhteet ovat selvästi Suomen oloista poikkeavat. Kuitenkin HBV-mallista on melko runsaasti kokemuksia myös valuma-alueilta, joilla hydrometeorologiset ja fysiografiset tekijät ovat verrattavissa Suomen oloihin.—Suomessa tätä mallia on toistaiseksi sovellettu kahdelle pienehkölle järveltömälle alueelle (Kuusisto 1977) sekä kahdelle järvi-vesistöille avovesikauden osalta (Virta 1977).

Olenaisimmat muutokset HBV-malliin on tehty pohjavesivaraston muodostumismekanismiin, valunnan etenemiseen uomaverkostossa sekä edelleen sen purkautumiseen järvi-altaista. Seuraavassa tarkastellaan mallin rakennetta ja vertaillaan sitä eräisiin muihin malleihin.

### 7.1 Sulanta

Sulantamalleissa yleisimmin käytetty muuttuja on tarkasteltavan aikavälin keskilämpötila. Koska aikavälin pituus on tässä sovellutuksessa 5 d, ei keskilämpötila kuitenkaan ole hyvä sulannan selittäjä. Näin on erityisesti asianlaita lämpötilan vaihdellessa jyrkästi 0°C molemmin puolin. Paremmaksi selittäjäksi on todettu positiivisten vuorokausikeskilämpötilojen summa eli astepäi-

vätekiä (Lemmelä & Kuusisto 1974). Mallissa oletetaan sulannan noudattavan lauseketta

$$\text{MELT} = \text{KM} \cdot (\Sigma \text{D} - \text{TIND}) \quad (21)$$

MELT = sulanta, mm

KM = sulantaparametri, mm/°C d

$\Sigma \text{D}$  = 5 d:n positiivisten vuorokausikeskilämpötilojen summa, °C d

TIND = se lämpötilasumman arvo, jolloin sulanta alkaa, °C d

Sulantaparametrille KM sai Kaitera (1939) arvon 4,47 mm/°C d ja Lemmelä & Kuusisto (1974) 4,94 mm/°C d. Nämä määrytykset tehtiin aukealla; metsässä tämä parametri on pienempi. Ilmeistä on, että sulamiskauden loppua kohti sen arvo kasvaa jonkin verran lumen ”kypsyessä”. Parametrin TIND arvo pitäisi asettaa sulamiskaudelle tyypillisen lämpötilan vuorokautisen kulun mukaan. Ilmeisesti se ei voi poiketa arvosta 0°C kovinkaan paljon. TIND todennäköisesti alenee sulamiskauden loppua kohti.

Sulamiskaudella tulleen sadannan olomuoto testataan myös parametrin TIND avulla. Jos astepäivätekiä on pienempi kuin TIND, kasvateetaan lumipeitteen vesiarvoa (SNOW) ja oletetaan maanpinnalle tuleva sade- ja sulamisvesien summa nolaksi. Muussa tapauksessa sadanta oletetaan vedeksi ja lisätään lausekkeella (21) laskettavaa sulantaa. Näiden summasta oletetaan määrän HOLD pidättyvän lumipeitteeseen. HOLD saadaan tiettyinä prosenttina osuutena (WCAP) lumipeitteen vesiarvosta. — Lemmelä (1970) on todennut sulamisvesien vapautumisen lumipeitteestä alkavan, kun koko lumipeitteen vesipitoisuus oli 4–6 % tilavuudesta. Painoprosenteiksi muunnettuna WCAP on noin 0,12–0,15. — Mikäli lumipeitteessä oli nestemäistä vettä edellisen aikavälin lopussa, on pidättyvä määrä kyllästystilan ja edellisen aikavälin vesivaraston erotus.

### 7.2 Haihdunta

Maanpinnalle tulleesta vedestä (YIELD) osa haihtuu, osa kasvattaa maavesivarastoa (SOIL) ja osa suotautuu välivarastoon (UZ). Maanpinnasta ta-  
pahtuvan haihdunnan oletetaan noudattavan lauseketta

$$E = EP \cdot \frac{SOIL}{LP} \quad (22)$$

E = todellinen haihdunta, mm  
 EP = Class A-astiahaihdunta, mm  
 SOIL = maavesivarasto, mm  
 LP = se maavesivaraston arvo, jolla todellinen haihdunta saavuttaa potentiaalisen, mm

Potentiaalisen haihduntaindeksin muodostaminen on selitetty kohdassa 4.5. Lausekkeessa (22) oletetaan haihdunnan siis kasvavan lineaarisesti maavesivaraston kasvaessa. Todellisuudessa funktio  $E=E(SOIL)$  lienee loivan S-kirjaimen muotoinen, mutta lineaarisella approksimaatiolla vältytään ylimääräisiltä parametreilta.

Parametrin LP poikkeamalle maavesivaraston maksimiarvosta on Bergström (1976) saanut eri sovellutuksien arvoja 0–40 mm. Jos pistearvojen sijasta ajatellaan aluearvoja, parametri LP ilmoittaa sen kosteustilan, jonka yläpuolella koko valuma-alue haihduttaa potentiaalisesti.

Maa-alueiden lumipeitteestä tapahtuva haihdunta lasketaan samalla lausekkeella kuin järvien talvikauden haihdunta:

$$ESC = n \cdot 0,162V_2(e_s - e_2) \quad (23)$$

ESC = lumipeitteen haihdunta, mm

Tästä haihdunnasta suurin osa on puihin piddättyntä lunta. Järvillä ja puiden latvustoissa tuuliolot eivät ole kovin erilaiset, joten lausekkeen (23) käyttäminen samoin parametrein kuin järvellä on perusteltua.

### 7.3 Mallin maanalainen osa

Maavesivyöhykkeen parametrin SOILX voidaan ajatella vastaavan juurivyöhykkeen hyötykapasiteettia. Kuitenkaan sen fysikaalinen tulkinta ei välttämättä ole näin ilmeinen.

Suodanta maavesivarastosta välivarastoon noudattaa lauseketta

$$INF = YIELD \cdot \left( \frac{SOIL}{SOILX} \right)^Y \quad (24)$$

INF = suodanta, mm  
 YIELD = maanpinnalle tullut vesimäärä, mm

Ääritilanteissa, so. maaperän ollessa hyvin kuiva tai hyvin kostea, suodanta on voimakkaasti riippuvainen eksponentista Y (kuva 19). Tämä johtuu siitä, että tämän parametrin parhaat arvot ovat yleensä varsin suuria (Virta 1977, Kuusisto 1976).

Maavesivarastosta ei käytetyssä mallirakenteen oleteta tapahtuvan valuntaa. Pintakerrosvalunnan laskemiseksi on mallissa välivarasto UZ, joka toimii valunnan suhteen lineaarisesti:

$$QUZ = KS \cdot UZ \quad (25)$$

QUZ = valunta välivarastosta, mm  
 KS = välivaraston purkauskerroin  
 UZ = välivarasto, mm

Välivaraston mukanaolo mallissa johtuu lähinnä tietokoneohjelmaan liittyvistä seikoista; sille ei siis ole varsinaista fysikaalista tulkintaa. Sen mukaanotto yksinkertaistaa suodautuvan vesimäärän jakamista pintakerrosvaluntaan ja pohjavesivaraston saamaan lisäykseen. — Välivarastosta poistuu vettä pohjavesivarastoon määrä, joka on riippuvainen kahdesta parametrasta:

$$PERC = \begin{cases} KP \cdot UZ, & \text{kun } UZ < UZX \\ KP \cdot UZX, & \text{kun } UZ \geq UZX \end{cases} \quad (26)$$

Pienillä välivaraston arvoilla perkolaaion riippuvuus välivarastosta on siis oletettu lineaariseksi. Perkolaatiolla on kuitenkin yläraja PERCX, joka saavutetaan arvolla UZX. — Parametrit UZX ja PERCX ovat yksiselitteisesti toisistaan riippuvia; niistä on valittu jatkotarkasteluihin PERCX sen selkeämmän fysikaalisen tulkinnan takia.

Valunta pohjavesivarastosta tapahtuu samalla tavalla kuin välivarastosta:

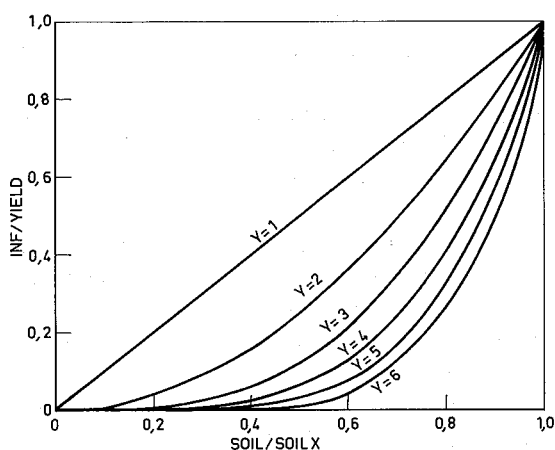
$$QGW = KG \cdot GW \quad (27)$$

QGW = valunta pohjavesivarastosta, mm  
 KG = pohjavesivaraston purkauskerroin  
 GW = pohjavesivarasto, mm

Lopuksi lasketaan maa-alueiden simuloitu valunta välivarastosta ja pohjavesivarastosta tapahtuvien valuntojen summana:

$$QM = QUZ + QGW \quad (28)$$





Kuva 19. Suodannan ja maavesivaraston riippuvuus eksponentin Y eri arvoilla.

Fig. 19. The dependence of infiltration and soil moisture storage with different values of the exponent Y.

## 7.4 Valunnan eteneminen järviin

Lausekkeen (28) mukainen vesimäärä purkautuu siis mallin maanalaisista varastoista kullakin aikavälillä. Fysikaalisena tulkintana voitaisiin ajatella tämän vesimäärän tihkuvan ojiin tai pikkupuroihin rinteiden juurilla. Se on kuitenkin osittain käsiteltävä myös maanpintavalunnaksi, jonka virtausopillinen käsittely on matemaattisesti hankalaa ja joka on selvästi epälineaarista.

Ylläesitetystä huolimatta on oletettu, että valunnan eteneminen noudattaa yksinkertaista lineaarista lauseketta

$$QR(n) = KR \cdot QM(n) + (1 - KR) \cdot QR(n-1) \quad (29)$$

Parametri KR ilmoittaa, mikä osa aikavälillä n syntyvästä valunnasta poistuu uomaverkostosta järviin saman aikavälin kuluessa. Koska käytetty aikaväli on niinkin pitkä kuin 5 d, vaihtelee tämän parametrin arvo todellisuudessa jonkin verran sen mukaan, mikä on syntyvän valunnan jakauma aikavälin sisällä. Vakioarvoa on kuitenkin käytetty; sen voidaan olettaa vastaavan tasaista valunnan jakaumaa.

Jos lausekkeeseen (29) sijoitetaan  $QR(n-1)$ , näin saatuun lausekkeeseen  $QR(n-2)$  ja niin edelleen, saadaan

$$QR(n) = KR \cdot QM(n) + KR(1 - KR)QM(n-1) + KR(1 - KR)^2QM(n-2) + \dots \quad (30)$$

Jos esim.  $KR=0,60$ , on aikavälillä n järviin tulevasta valunnasta 60 % peräisin samalla aikavälillä syntyneestä valunnasta. Vastaavasti edellisillä aikaväleillä syntyneen valunnan osuudet ovat 24, 9,6, 3,8,...%. Näin ollen 20 d tai "vanhempaa" valuntaa on enää 2,6 %. Malli ei kuitenkaan täysin vastaa perinnäistä keräytymisaikakäsitettä, jolla määritellään valunnan "maksimi-ikä". Käytännössä lineaarisuusoletuksen aiheuttama virhe on niin suuri, että se vaikuttaa muuttujan  $QR(n)$  jakaumaan huomattavasti enemmän kuin teoreettisesti väääröppinen valunnan keräytymisaikaa vanhempi valunta.

## 7.5 Järvien vaikutus

Osa Suur-Saimaan lähivaluma-aluetta on järvetöntä tai lähes järvetöntä, joten tältä alueelta Suur-Saimaaseen kertyvän valunnan aikajakautaman ilmaisee suoraan lauseke (29). Tämän alueen pinta-ala ilman järviä on keskimäärin  $AF=7\,027\text{ km}^2$ ; sen oletetaan muuttuvan Suur-Saimaan pinta-alan muutosten mukaisesti. Näin ollen suoraan Suur-Saimaaseen aikavälillä n tuleva valunta määritetään lausekkeesta

$$QNL(n) = (AF - AS(n) + AJ) \cdot QR(n) / 1\,000 \quad (31)$$

$QNL(n)$  = vähäjärviseltä lähivaluma-alueelta kertyvä valunta aikavälillä n,  $10^6\text{ m}^3$

$AF$  = vähäjärvisen lähivaluma-alueen maapinta-ala,  $\text{km}^2$

$AS(n)$  = Suur-Saimaan pinta-ala aikavälillä n,  $\text{km}^2$

$AJ$  = Suur-Saimaan keskipinta-ala,  $\text{km}^2$

$QR(n)$  = uomaverkostosta purkautuva valunta aikavälillä n, mm

Pääosalla lähivaluma-aluetta järvien virtaaman etenemistä hidastava ja sen vaihtelua tasoittava vaikutus on otettava huomioon. Tämän alueen keskipinta-ala ilman järviä on  $AR=8\,896\text{ km}^2$ . Se muuttuu vain alueen järvipinta-alan muutoksen verran.

Näin ollen saadaan

$$QL(n) = [AR + (1 - \frac{AS(n)}{AJ}) \cdot AL] \cdot QR(n) / 1\,000 \quad (32)$$

$QL(n)$  = runsasjärvisen lähivaluma-alueen maalueilta keräytyvä valunta,  $10^6\text{ m}^3$

AR = runsasjärvisen lähivaluma-alueen maapinta-ala, km<sup>2</sup>  
 AL = lähivaluma-alueen järvien yhteenlaskettu keskipinta-ala, km<sup>2</sup>

Lähivaluma-alueen järvipinta-ala korjataan siis kullakin aikavälillä Suur-Saimaan senhetkisen pinta-alan ja keskipinta-alan suhteen. Tämä korjaus on suurimmillaan ±2 % luokkaa. Koko lähivaluma-alueen järvipinta-ala on sisällytetty runsasjärviseen alueeseen, vaikka siitä vajaat 14 % onkin vähäjärvisellä alueella.

Yleisin tapa simuloida järvien vaikutusta on käyttää yksinkertaista epälineaarista mallia

$$Q = KL \cdot SXL \quad (33)$$

missä KL ja XL ovat varaston purkaussuhteista riippuvia parametreja, Q purkautuva vesimäärä ja S kynnystason yläpuolisen varaston tilavuus. Lauseke (33) on analoginen purkautumiskäyrien kanssa; niissä varastomuuttujaa vastaa vedenkorkeus. Jos luusuan kynnyskorkeus tunnetaan, voidaan kynnystason yläpuolinen vesitilavuus määrittää kullekin järvelle vedenkorkeuden funktiona ja siten muuttaa purkautumiskäyrä lauseketta (33) vastaavaan muotoon.

Lauseke (33) pitäisi periaatteessa määrittää jokaiselle lähivaluma-alueen järvelle. Sen jälkeen pitäisi laskea niistä purkautuvien vesimäärien eteneminen alapuolisiin altaiisiin esim. lausekkeen (29) kaltaisella mallilla. Koska lähivaluma-alueella on useita altaita käsittäviä reittivesistöjä, tämä johtaisi kuitenkin monimutkaisiin laskelmiin ja lukuisiin parametriveriointiin. Suuresti yksinkertaistaen mallissa oletetaan kaikkien lähivaluma-alueen järvien yhteisvaikutusta voitavan arvioida yhdellä ainoalla lausekkeella (33). Tällöin muuttuja S vastaa kaikkien järvien yhteenlaskettua kynnyskorkeuksien yläpuolista vesitilavuutta. Parametrit KL ja XL edustavat tämän hypoteettisen altaan purkaussuhteita. Niiden on kuitenkin myös otettava huomioon järvien peräkkäisyys ja rinnakkaisuus sekä järviä yhdistävien jokiosuoksien viive.

Mallin järvioltaan vesitasessa on luonnollisesti otettava huomioon myös sadanta ja haihdunta. Sadanta lasketaan kullekin 5 d aikavälille lausekkeesta

$$PL(n) = \frac{AS(n)}{AJ} \cdot AL \cdot P(n) / 1000 \quad (34)$$

PL(n) = sadanta järvioltaan aikavälillä n, 10<sup>6</sup>m<sup>3</sup>  
 P(n) = lähivaluma-alueen sadanta aikavälillä n, mm

AS(n) = Suur-Saimaan pinta-ala aikavälillä n, km<sup>2</sup>  
 AJ = Suur-Saimaan keskipinta-ala, km<sup>2</sup>  
 AL = lähivaluma-alueen järvien yhteenlaskettu keskipinta-ala, km<sup>2</sup>

Koska lähivaluma-alueen järvien ei voida olettaa vaikuttavan sadantaan yhtä voimakkaasti kuin Suur-Saimaan, ei lausekkeesta (34) ole käytetty Suur-Saimaalle erikseen määritettyä sadantaa. Samoin kuin edellä lausekkeessa (32), myös lausekkeessa (34) AL käsittää kaikki lähivaluma-alueen järvet (AL=2 340 km<sup>2</sup>). Mallin järvioltaan tapahtuva haihdunta lasketaan kullekin 5 d aikavälille lausekkeesta

$$EL(n) = \frac{AS(n)}{AJ} \cdot AL \cdot \frac{EL(m)}{3} / 1000 \quad (35)$$

Tässä EL(m) on aikavälin n sisältävän puolikuukauden järvihaihdunta. Mallissa siis oletetaan puolikuukausittain lasketun järvihaihdunnan jakautuvan tasaisesti kullekin kolmelle 5 d:n jaksolle. Suurin virhe tästä aiheutuu järviaraston arvoin silloin, kun säätila muuttuu voimakkaasti ko. puolikuun aikana tai kun vesi lämpenee tai jäähtyy voimakkaasti. Kuitenkin puolenkuun haihduntasumma pysyy luonnollisesti muuttumattomana.

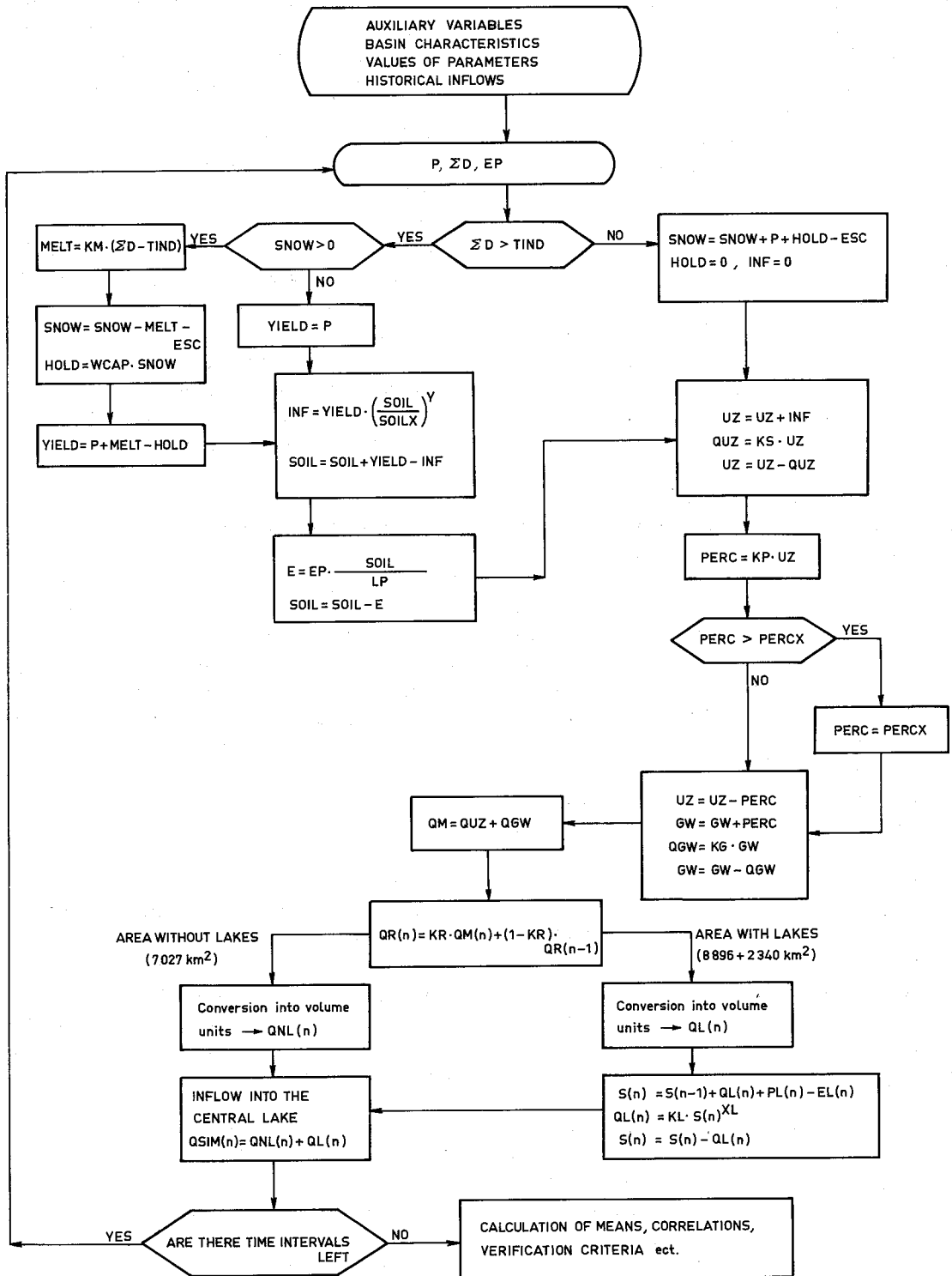
Järviaraston vesitaseyhtälö aikavälillä n on siis kokonaisuudessaan seuraava:

$$S(n) = S(n-1) + QL(n) + PL(n) - EL(n) - KL \cdot S(n-1) \cdot XL \quad (36)$$

Kaikkien symbolien merkitys ilmenee lausekkeista (32)–(35).

Yhteenvetona on kuvassa 20 esitetty tässä luvussa kuvatun valuntamallin rakenteen yleispiirteet. Useita varastomuuttujia koskevia testauksia sekä tulostusta varten tarvittavia välivaiheita on jätetty pois.

Mallissa on yhteensä 13 parametria. Osa niistä on varsin helppoja käsitellä, so. niiden arvot tunnetaan melko tarkkaan. Osalle sen sijaan voidaan arvioida vain hyvin karkea vaihteluväli, ja parasta arvoa pitää etsiä kokeilemalla. Parametrien välinen riippuvuus vaikeuttaa kokeilua ja voi johtaa hyvinkin huonoihin parametrikombinaatioihin. Kalibroinnin kulkua selvitetään tarkemmin luvussa 8.



Kuva 20. Valuntamallin rakenteen yleispiirteet.

Fig. 20. The general structure of the rainfall-runoff model.

## 8. MALLIN KALIBROINTI JA TESTAUS

### 8.1 Mallin hyvyyden mittaaminen

Kohdassa 2.5 on jo käsitelty erityyppisiä kriteereitä, joilla havaitun ja lasketun valunnan yhteensovivuutta on hydrologisissa malleissa mitattu. Tässä tutkimuksessa on käytetty pääkriteerinä lauseketta

$$R^2 = \frac{Fo^2 - F^2}{Fo^2} \quad (37)$$

$Fo^2$  = havaitun valunnan keskiarvosta laskettujen poikkeamien neliösumma

$F^2$  = havaitun ja lasketun valunnan erotusten neliösumma

Pääasiallinen huomio mallin kalibroinnissa on siis kiinnitetty tämän kriteerin arvon parantamiseen. Kuitenkin on käytetty useita muitakin kriteereitä, joista tärkeimmät ovat seuraavat:

1. Havaitun ja lasketun valunnan volyymien koko kalibrointijaksolla on vastattava toisiaan.
2. Havaitun ja lasketun valunnan keskimääräisen vuotuisen kulun on vastattava toisiaan. Eriytyistä huomiota on kiinnitetty kevättulvan volyymien vastaavuuteen.
3. Linjamittauksiin perustuvan ja mallin lasketun lumipeitteen vesi-arvon on vastattava toisiaan. Tätä vastaavuutta on mitattu korrelaatiokertoimella RL, joka on laskettu kunkin puolikuukauden lopun vesi-arvojen välille (tammihuhtikuulle).
4. Havaittujen pohjaveden korkeusvaihteluiden ja mallin pohjavesivaraston vaihteluiden on vastattava toisiaan. Tätä vastaavuutta on mitattu puolikuukausikeskiarvojen välisellä korrelaatiokertoimella RG.
5. Lähivaluma-alueen järvien vesitilavuuden ja mallin järvi-varaston vaihteluiden on vastattava toisiaan. Heikkoutena tässä vertailussa on ollut lähivaluma-alueen järvien vedenkorkeushavaintojen vähäisyys. Vain Pyhäjärvestä on koko kalibrointijaksolta käyttökelpoiset W-havainnot, ja tämänkin havaintosarjan viimeinen vuosi on säännösteltyä kautta. Vesitilavuuden muutosta on mitattu yksinomaan Pyhäjärven avulla, ja laskettu sen kynnyksen yläpuolinen vesitilavuus kunkin puolikuukau-

den lopussa. Tämän muuttujan ja mallin vesi-varastomuuttujan välinen korrelaatiokerroin RW on ollut vastaavuuden mittana.

6. Maavesivaraston vuotuinen vaihtelu on pyritty saamaan luonnonmukaista vaihtelua vastaavaksi. Havaintojen puuttuessa kalibrointijaksolta ei numeerista mittaa ole voitu käyttää.

Näistä kriteereistä kaksi ensimmäistä yleensä paranevat pääkriteerin  $R^2$  kasvaessa. Näin olisi asianlaista myös muiden kriteerien osalta, jos malli olisi riittävän hyvin fysikaalista todellisuutta vastaava. Kalibroinnista saadut kokemukset kuitenkin osoittavat, että kaikkien kriteerien maksimiarvoa ei saavutettu samoilla parametrien voilla kuin pääkriteerin maksimia. Harkintaa käytettiin ristiriitatilanteissa, joskin päähuomio kiinnitettiin  $R^2$ :n parantamiseen.

### 8.2 Kalibroinnin kulku

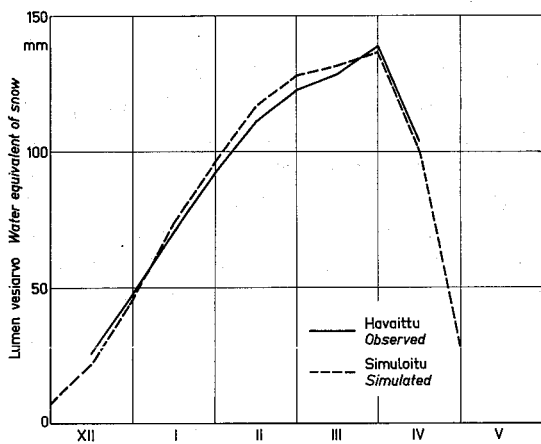
Useat mallin parametreista ovat sellaisia, että niiden alkuarvo voidaan yleensä asettaa valuntakäyriä tarkastelemalla tai aikaisempien tutkimustulosten perusteella. Koska simuloitava lähialueen valunta on saatu jäännöskomponenttina, ei valuntakäyrien tarkastelusta tässä sovellutuksessa ole kuitenkaan kovin suurta hyötyä.

#### 8.2.1 Sulantamalli

Sulantamalliin kuuluvien parametrien arvot ovat helpoiten arvioitavissa. Useissa tutkimuksissa on selvitelty sulannan riippuvuutta astepäivätekijästä ja lumipeitteeseen sisältyvän nestemäisen veden määrää (ks. viitteitä kohdassa 7.1).

Malli kalibroitettiin 5 d aikaväliä käyttäen vuosille 1958–1967. Lumipeitteen vesi-arvo kalibrointijaksolla alussa 1.1.1958 oli 65 mm. Sulantaparametrille KM annettiin alkuarvo 3,5 mm/°C d. Vastaavasti asetettiin TIND=+0,5°Cd ja WCAP=15%. Tällä parametrikombinaatiolla lumipeitteen vesi-arvo väheni kuitenkin liian nopeasti keväällä; toisaalta talvella kertyi lunta liikaa. Sulantaparametriä siis pienennettiin ja rajalämpötilaa TIND kasvatettiin. Niiden ”optimiarvoiksi” saatiin lopulta KM=2,6 mm/°C d ja TIND=+1,1°Cd. Parametriä WCAP ei muutettu lainkaan kalibroinnin kuluessa.

Lopullisella parametrikombinaatiolla havaitun ja lasketun vesiaron välinen korrelaatiokerroin  $RL=0,922$ . Vesiareojen keskimääräinen kulku kalibrointijaksolla on esitetty kuvassa 21. Lasketut vesiarvot ovat edelleen keskitalvella liian suuria ja pienenevät keväällä vähän liian nopeasti. Kun kokeiltiin sellaisia parametriarvoja, että keskimääräiset kulut vastasivat vielä paremmin toisiaan, huononi RL kuitenkin selvästi.



Kuva 21. Havaitun ja simuloitun lumipeitteen vesiaron keskimääräinen kulku kalibrointijaksolla.

Fig. 21. The average values of the observed and simulated water equivalents of snow cover in the calibration period.

Havaitun vesiaron keskimääräinen vuosimaksimi oli 144 mm. Sen ajankohta oli puolikuukausiarvojen perusteella määritettynä noin 23.3. Vastaavat arvot "parhaalla" parametrikombinaatiolla laskettuna olivat 146 mm ja 17.3. Yleensä maksimi osui saman puolikuun loppuun: kuitenkin vuonna 1961 laskettu vesi-arvo oli helmikuun puolivälissä 4 mm suurempi kuin huhtikuun alussa, jolloin havaittu vesi-arvo oli suurin. Tämä aiheuttaa eron maksimien keskimääräisissä ajankohdissa.

Yksittäisistä vuosista vesiaron simulointi onnistui huonoiten vuosina 1961 ja 1962. Edellisenä lunta kertyi noin 30 mm liikaa alkutalvesta ja jälkimmäisenä laskettu vesi-arvo pysytteli koko talven 20–40 mm havaittua pienempänä.

Syy jälkimmäiseen poikkeamaan oli ilmeisesti mallin yliarvioima sulanta tammikuussa; tämä

ilmenee myös  $102 \cdot 10^6 \text{m}^3$  suuruisena valunnan yliarviona tammikuun jälkipuoliskolla.

Kalibrointijakson runsaslumisimpana talvena 1966 havaitun vesiaron maksimi oli 204 mm ja lasketun 228 mm. Vesiaron yliarvioinnista huolimatta huhti-kesäkuun lasketun valunnan volyymi oli vain 2,4 % havaittua suurempi.

## 8.22 Haihdunta ja maavesimalli

Maavesimallin tyydyttävä kalibrointi on selvästi vaikeampaa kuin sulantamallin. Parametrien alkuarvot joudutaan arvioimaan melko karkeasti ja tarkkuudeltaan lumipeitteen vesiaron kaltaista kontrollimuuttujaa ei ole käytettävissä.

Lausekkeisiin (22) ja (24) sisältyvät parametrit SOILX, Y ja LP säätelevät lähinnä todellisen haihdunnan ja suodannan keskinäistä suhdetta. Kun SOILX kasvaa, maavesivaraston täyttyminen kestää kauemmin. Koska lausekkeen (24) eksponentti Y on aina todettu ykköstä suuremmaksi, parametrien SOILX kasvattaminen vähentää suodantaa haihdunnan kustannuksella, jos LP ei muutu. LP on puolestaan hyvin tehokas haihdunnan suuruutta ja ajallista jakaumaa säätelevä parametri. Yhdessä nämä kolme parametria muodostavat varsin monimutkaisen "kolmen kappaleen probleeman", jonka tyhjentävä tarkastelu kuluttaisi sekä aikaa että ATK-momenttia.

Näiden parametrien kalibroiminen aiheutti enemmän ajokertoja kuin minkään muun mallin osan kalibrointi. Täysin tyydyttävää kombinaatiota ei löytynyt; seuraavat arvot havaittiin sopivimmiksi:

$$\begin{aligned} LP &= 145 \text{ mm} \\ \text{SOILX} &= 250 \text{ mm} \\ Y &= 6,0 \end{aligned}$$

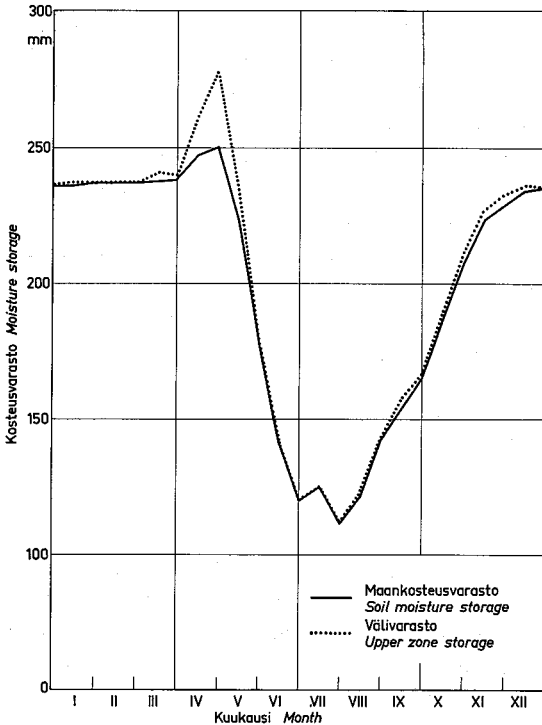
Ilmeisesti SOILX on fyysikaalista todellisuutta ajatellen liian suuri. Erotus SOILX–LP saa samalla varsin suuren arvon. Kuvasta 19 voidaan edelleen päätellä, että suurilla parametrien Y arvoilla suodannan ja maavesivaraston riippuvuuskaikäyrä kaartuu "liian voimakkaasti". Tämä johtaa myös siihen, että 5 d aikaväli aiheuttaa melko suuren diskreetointivirheen käyrän kaarevimmalla osalla liikuttaessa.

Parhaita parametriarvoja vastaavat mallin maavesi- ja välivaraston keskimääräiset vuotuiset ku-

lut on esitetty kuvassa 22. Välivarasto on kuvassa lisätty maavesivarastoon, koska näiden muuttujen summan voidaan tulkita edustavan koko pohjavedenpinnan yläpuolisen vyöhykkeen vesimäärän vaihtelua.

Maavesivarasto täyttyy yleensä joka kevät maksimiarvoonsa (SOILX=250 mm). Alkukesällä se laskee nopeasti ja heinä-elokuussa saavutettava minimi on keskimäärin 110–125 mm. Kuivina kesinä se laskee selvästi alle 100 mm:n. Syysnousu on melko tasainen, ja yleensä varasto asettuu 85–95 % iin kyllästysarvostaan joulukuun puolivälissä.

Välivaraston keskimääräinen maksimiarvo on 28 mm; se esiintyy huhtikuun lopussa. Kevätkautta lukuunottamatta tämän varaston keskiarvo on pieni, joskin yksittäisinä vuosina syysmaksimi on 10–15 mm. Välivarasto on siten luonteeltaan melko "varovainen": se reagoi voimakkaasti vain sulantakautena tai runsaan sateen jälkeen.

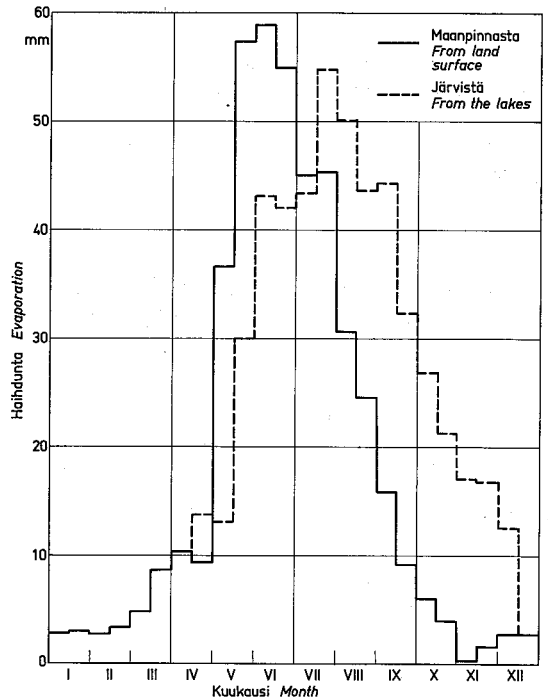


Kuva 22. Maavesi- ja välivaraston keskimääräinen vuotuisen kulku kalibrointijaksolla.

Fig. 22. Average annual variation of soil moisture and upper zone storages in the calibration period.

Maa-alueiden haihdunnan vuosikeskiarvo on parhaalla parametrikombinaatiolla 441,6 mm. Touko-marraskuun haihdunnan osuus on 390,7 mm. Kuvassa 23 on esitetty maa-alueiden ja järvien haihdunnan puolikuukausikeskiarvot kalibrointijaksolla. Ero niiden kulussa on odotetusti selvä: järvet haihduttavat runsaasti vielä lokamarraskuussa, jolloin maa-alueiden haihdunta on olematonta. Maa-alueiden haihdunnan maksimi osuu jo kesäkuun alkupuoliskolle, kun taas järvi haihdunta on suurimmillaan heinäkuun loppupuolella.

Mallin laskeman haihdunnan virhettä on vaikea arvioida. Ilmeisesti talvikauden haihdunta on liian suuri, vaikka se sisältää myös puihin interseptoituneen lumen haihdunnan. Samoin vaikuttaa todennäköiseltä, että pitkinä kuivauskausina lauseke (22) antaa jonkin verran liian suuria haihduntoja. Tähän viittaa se, että mallin laskema kevättulvan volyyymi jää kuivan kesän jälkeisenä keväänä liian pieneksi maavesivaraston



Kuva 23. Maa- ja järvi haihdunnan puolikuukausikeskiarvot kalibrointijaksolla.

Fig. 23. Mean semimonthly evaporation from the land surface and from the lakes in the calibration period.

suuren vajauksen vuoksi. Syynä tähän virheeseen voi myös olla parametrin SOILX liian suuri arvo.

### 8.23 Pohjavesimalli

Pohjavesimallin kalibroinnilla ei ole kokonaistuloksiin niin ratkaisevaa vaikutusta kuin maa-vesiä koskevalla mallin osalla. Koko mallin herkkyyden parametreille PERCX, KP ja KG on varsin pieni, varsinkin kun järvivarasto tasoittaa virtaaman vaihteluita voimakkaasti.

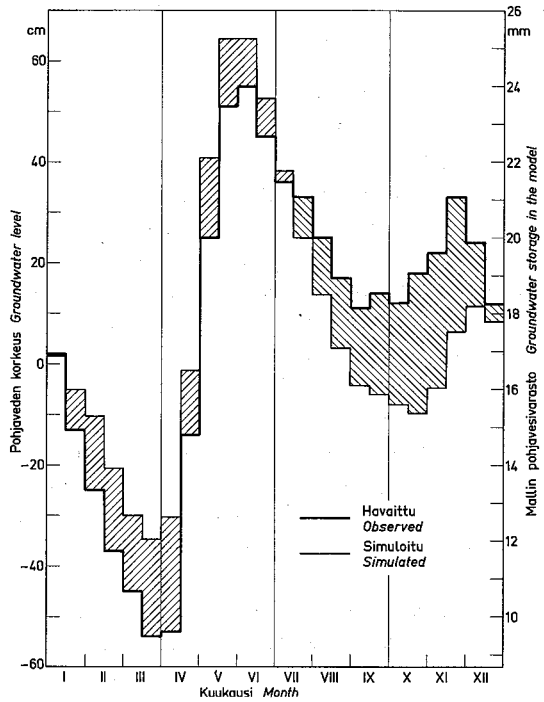
Pohjavesivaraston alkuarvon GW(1) tarkka arvioiminen on vaikeaa. Ensimmäiseksi törmätään kysymykseen, mitä osaa luonnon pohjavesivarastosta mallin varasto vastaa. Selvästi rajatussa pohjavesimuodostumassa vastaavuuden voisi määrittellä muodostuman reunaehtojen avulla. Saimaan lähialueen – samoin kuin lähes koko Suomen – pohjavesiesiintymät ovat kuitenkin niin heterogeeniset ja monimutkaiset, että tällainen määrittely ei ole mahdollista. On tyydyttävä toteamaan, että mallin pohjavesivarasto vastaa tiettyä aktiivista osaa tutkimusalueen pohjavesivarastoista. Koska mallissa jaetaan pohjavesivarasto tasaisesti koko valuma-alueelle, on selvää, että tämän varaston arvo GW on melko pieni. Kokeilujen arvojen vaihteluväli oli 10–40 mm; tyydyttävimmän tuloksen antoi GW=34 mm.

Parametrien PERCX, KP ja KG keskinäisillä suhteilla säädellään mallissa pohjaveden muodostumista ja purkautumista. Parametrien PERCX ja KP suhde säätelee myös kevät- ja syysnousun suhdetta. Kolmen aseman keskimääräisen pohjavedenkorkeuden avulla (kohta 4.7) voidaan verrata, kuinka hyvin mallin pohjavesivarasto vastaa havaitun indeksin kulkua. Tätä vastaavuutta on mitattu puolikuukausiarvojen välisellä korrelaatiokertoimella RG, jonka maksimointi on ollut osakriteerinä pohjavesimallin kalibroinnissa.

Parhaat parametriarvot ovat seuraavat:

PERCX = 3,5 mm/5 d  
 KP = 0,17  
 KG = 0,031

Näillä arvoilla korrelaatiokerroin RG=0,79 (kuva 24). Vastaavuus havaitun ja lasketun pohjavesivaraston välillä ei ole kovin hyvä: erityisesti talvi- ja kesäkausien varastonmuutokset käyttäy-



Kuva 24. Havaitun pohjavedenkorkeuden ja mallin pohjavesivaraston puolikuukausikeskiarvot kalibrointijaksolla.

Fig. 24. Semimonthly means of observed ground-water level and model ground-water storage in the calibration period.

tyvät eri tavalla. Sen sijaan kevät- ja syysnousujen keskinäinen suhde on mallin pohjavesivarastossa lähes sama kuin käytetyillä pohjavesiasemilla.

Kuvan 24 pystymittakaavojen perusteella laskettu pohjavesimuodostumien keskimääräinen tehoisa huokoisuus on vain 1,3 %. Tämä on selvästi pienempi kuin useimpien maalajien tehoisa huokoisuus. On kuitenkin otettava huomioon edellä kuvattu vaikeus tulkita mallin pohjavesivarastoa fyysikaalisesti.

### 8.24 Purot ja järvet

Tiettyssä pisteessä syntyneen valunnan etene- mistä uomaverkostossa säätelee parametri KR lausekkeen (29) mukaisesti. Tämän parametrin merkitys on suurin kevytlyivaluman aikana, jolloin valunta järveiltä alueilta Suur-Saimaaseen on huomattavan suuri. Tämä osa kokonais-

valunnasta määrää valuntahuipun ajankohdan, sillä järvireiteillä varaston S vaimennus on merkittävä.

Parametri KR on melko helposti optimoitavissa 5 d aikaväliä käytettäessä. Tämä parametri on mallissa varsin itsenäinen; samantapainen vaikutus on vain parametrilla KS. Kuitenkin KS vaikuttaa välillisesti myös pohjavesivaraston muodostumiseen, joten sillä on nopean säätelyvaikutuksen ohella myös hidas säätelyvaikutus. Tällä perusteella parametrien KR ja KS vaikutusta voidaan tarkastella erikseen optimoinnin kuluessa.

Järvireittien osuus lähivaluma-alueesta on niin suuri, että malli ei ole kovin herkkä parametrin KR vaihteluille. Kokeillut arvot vaihtelivat välillä 0,40–0,75; paras arvo oli  $KR=0,67$ . Parhaalla parametrikombinaatiolla KR:n muuttaminen arvoon 0,50 heikensi hyvyyskriteeriä noin yhdellä prosentilla.

Järvivaraston parametreilla KL ja XL (lauseke 33) on merkittävä ja yllättävän monimutkainen vaikutus valunnan aikajakamaan. Suppea otos Sisä-Suomen järvien purkautumiskäyristä osoitti, että jos nämä käyrät ilmaistaan lausekkeen (33) kaltaisina, parametri XL vaihtelee välillä 1,5–2,2. Parametri KL on luonnollisesti voimakkaasti riippuvainen järven pinta-alasta. — On huomattava, että lauseke (33) voidaan määrittää tietylle järvelle vain, jos luusuan kynnykskorkeus tunnetaan. Tämä rajoitti laajemman selvityksen tekemistä purkautumiskäyrien yhtälöistä.

Parametrille XL saadaan siis alkuarvo ylläkuvatulla tavalla. Sellaiseksi valittiin  $XL=2,0$ . Varastomuuttujalle S pyrittiin antamaan sellainen alkuarvo, että tämän muuttujan vaihteluväli vastaisi kohdassa 4.2 arvioitua lähialueen järvien vesivaraston vaihtelua. Ensimmäinen arvio oli  $S=2\,000 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ . Tämän jälkeen arvioitiin KL niin, että varastosta S purkautuva vesimäärä vastaisi likimain järvireiteiltä purkautuvaa vesimäärää. Näin saatiin  $KL=0,015 \cdot 10^{-6}$ .

Parhaassa parametrikombinaatiossa käytettiin seuraavia arvoja:

$$S = 2\,350 \cdot 10^6 \text{ m}^3$$

$$XL = 2,8$$

$$KL = 0,018 \cdot 10^{-6}$$

Optimointi kohti näitä arvoja ei alkuvaiheessa tapahtunut vähittäin lähestymällä, vaan melko summittaisia hakuaskeleita tehden. Jos muuttu-

jan S vaihteluväli saatiin sopivaksi, oli purkautuva vesimäärä selvästi virheellinen ja päinvastoin. Lopputulos on kompromissi, joka pienillä muuttujan S arvoilla antaa ehkä liian suuren virtaaman.

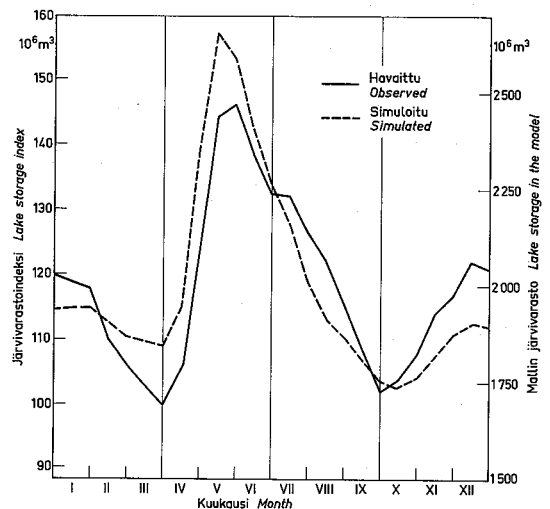
Muuttujan S keskimääräinen vuotuinen vaihteluväli oli  $1\,750-2\,600 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ . Näin ollen se vastaa vajaan 40 cm keskimääräistä vuotuista vedenkorkeusvaihtelua. Tämä on jonkin verran pienempi kuin kohdassa 4.2 arvioitu 51 cm.

Kuvassa 25 on verrattu Kiteen Pyhäjärven keskimääräistä vuotuista vedenkorkeusvaihtelua (=järvivarastoindeksi) mallin järvivaraston vaihteluun.

Korrelaatiokerroin on  $RW=0,67$ . Osasyynä vastaavuuden heikkouteen on käytetyn ”indeksijärven” epäedustavuus: se on lähivaluma-alueen suurin järvi, jolla lisäksi on kaksi purku-uomaa. Se oli kuitenkin ainoa lähivaluma-alueen järvi, josta oli täydellinen vedenkorkeussarja kalibrointijaksolta.

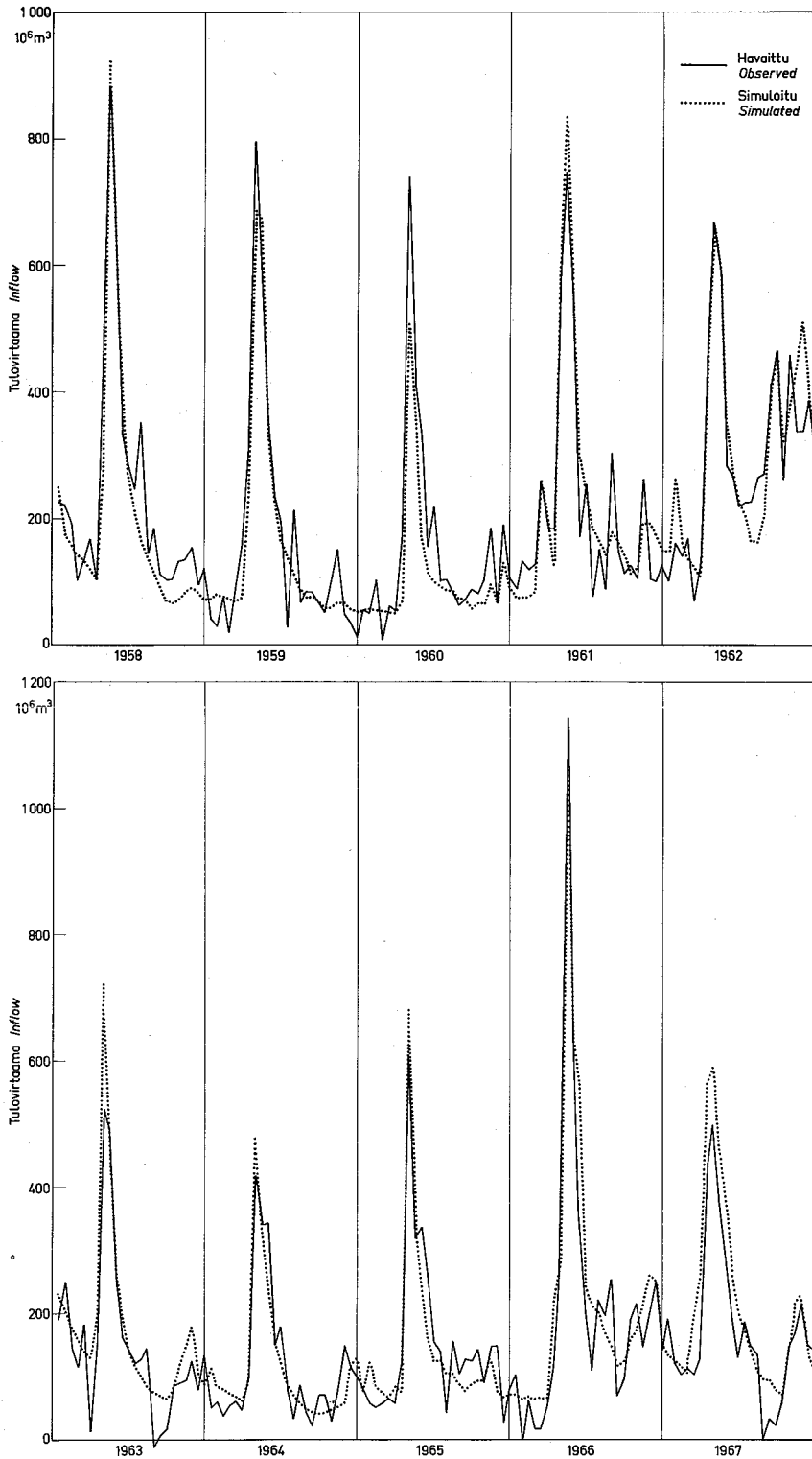
## 8.25 Yhteenveto

Kuvassa 26 on esitetty havaitun ja simuloidun lähialueiden tulovirtaaman kulku kalibrointijaksolla 1958–1967. Kyseessä ovat puolikuukausiarvot, joten oikeaoppisempi esitysmuoto olisi



Kuva 25. Järvivarastoindeksin ja mallin järvivaraston keskimääräinen vuotuinen vaihtelu kalibrointijaksolla. Fig. 25. Mean annual variation in the lake storage index and model lake storage in the calibration period.





Kuva 26. Havaittu ja simuloitu tulovirtaama Suur-Saimaan lähialueilta kalibrointijaksolla.  
 Fig. 26. Observed and simulated inflows from the surrounding areas of Lake Suur-Saimaa in the calibration period.

pylvädiagramma; käyrämuotoista esitystä on kuitenkin käytetty sen havainnollisuuden takia.

Hyvyyskriteerin (36) arvo on  $R^2=0,88$ . Jo muutaman kalibrointikerran jälkeen  $R^2$  ylitti 0,80 ja parinkymmenen ajon jälkeen se oli suurempi kuin 0,85. Sen jälkeen piti suorittaa noin 50 lisäajoa, ennen kuin saavutettiin arvo 0,88. Ilmeistä on, että hyvyyskriteerin osalta liikutaan melko lähellä sitä arvoa, mikä on saavutettavissa käytetyllä datalla ja mallirakenteella. Sen sijaan se parametriarvun osa, johon optimi on saatu paikallistettua, näyttää yhä melko laajalta. Parhaat löydetty parametriarvot eivät varmasti ole fyysikaalisessa mielessä parhaat, eivätkä niin ollen anna mallin eri varastoille luonnonmukaisinta kulkua.

Seuraavassa on yhteenvetona esitetty luettelo parhaista parametriarvoista sekä mallin varastomuuttujien keskimääräisistä vuotuisista vaihtelu-  
väleistä:

TIND = 1,1 °Cd	PERCX = 3,5 mm/5 d
KM = 2,6 mm/°Cd	KP = 0,17
WCAP = 15 %	KG = 0,031

SOILX = 250 mm	KR = 0,67
Y = 6,0	
LP = 145 mm	KL = 0,0187·10 <sup>-6</sup>
KS = 0,45	XL = 2,8

SNOW	0— 228 mm
SOIL	113— 250 mm
UZ	0— 28 mm
GW	12— 25 mm
S	1 750—2 600·10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup>

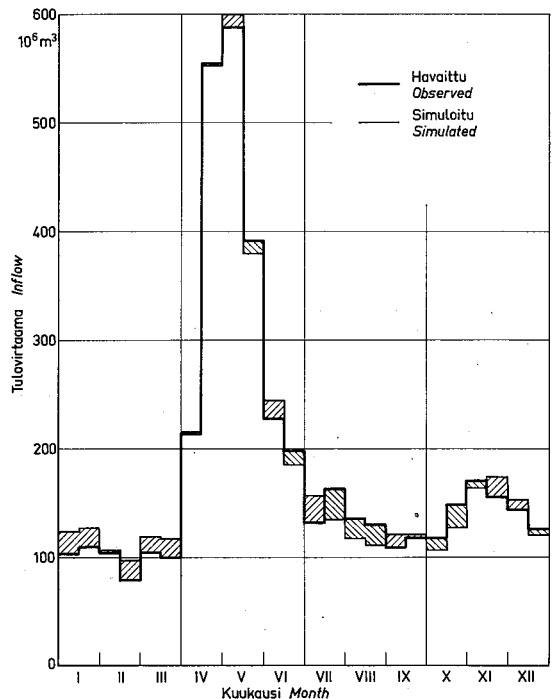
Havaitun ja simuloitun tulovirtaaman keskimääräiset puolenkuun arvot kalibrointijaksolla on esitetty kuvassa 27. Talvella simuloitun virtaamat ovat noin 5–10 % havaittuja suurempia. Kesällä ja syksyllä poikkeamat ovat peräkkäisinä aikaväleinä osin vastakkaismerkkiset ja kumoavat siten osittain toisensa.

Havaittu ja simuloitu huippu vastaavat keskimäärin hyvin toisiaan. Sen sijaan yksittäisinä vuosina poikkeamat voivat olla suuriakin. Heikoin on onnistunut vuosien 1960, 1961 ja 1967 huippujen simulointi. Ensinmainittuna vuonna simuloitu huippu oli selvästi liian pieni, muina mainittuina vuosina liian suuri. Nämä

poikkeamat ilmenevät selvänä myös kuvasta 28, jossa on esitetty havaitun ja simuloitun tulovirtaaman erotusten summakäyrä. Tämän erotuksen systemaattinen kumuloituminen kalibrointijakson alussa ja vastaava systemaattinen pieneminen jakson loppuvuosina on mallin toiminnan heikoin piirre. Syynä voisi esim. olla systemaattinen virhe havaintoaineistoissa tai mallin kykenemättömyys käsitellä tietyllä tavalla peräkkäin osuvia kuivia ja märkiä vuosia.

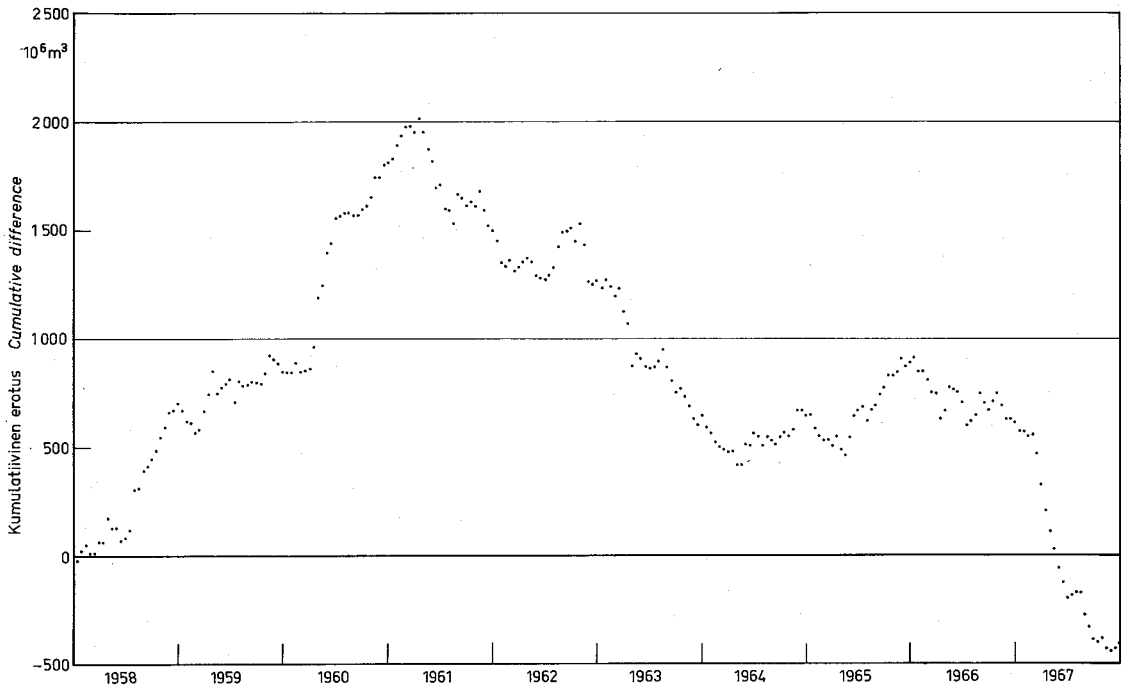
Kuvassa 29 on vielä verrattu havaittuja ja simuloituja huippuja. Kuvan pisteparit on valittu poimimalla kaksi suurinta havaittua puolikuukausiarvoa ja niitä vastaavat simuloitun arvot kulkakin keväältä. Korrelaatiokerroin on 0,81 – systemaattista virhettä ei tunnu olevan. Jos havaittujen arvojen satunnaisvaihtelu voitaisiin eliminoida, vastaavuus ilmeisesti paranisi jonkin verran.

Kuvassa 30 on esitetty havaitun ja simuloitun tulovirtaaman pysyvyysskäyrät. Vastaavuus on tyydyttävä ja käyrien alapäiden poikkeamakin on helposti selitettävissä em. havaittujen arvojen satunnaisvaihtelulla.

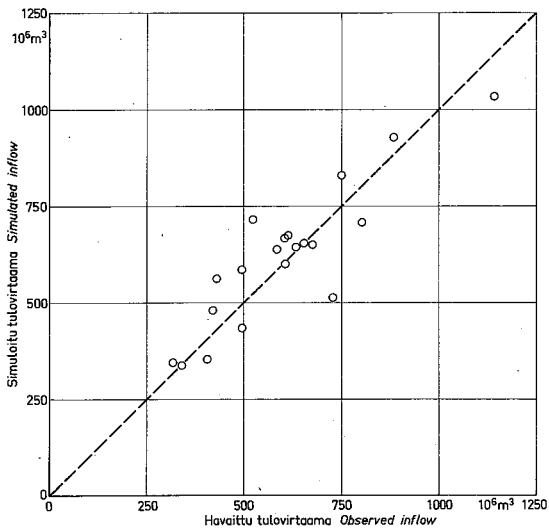


Kuva 27. Havaitun ja simuloitun tulovirtaaman puolenkuun keskiarvot kalibrointijaksolla.

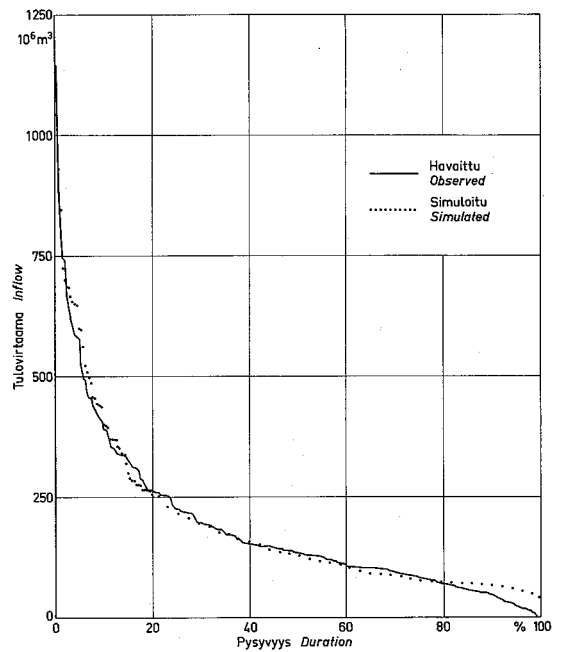
Fig. 27. Semimonthly means of observed and simulated inflows in the calibration period.



Kuva 28. Havaitun ja simuloitun tulovirtaaman erotusten summakäyrä kalibrointijaksolla.  
 Fig. 28. Cumulative difference in observed and simulated inflows in the calibration period.



Kuva 29. Havaittujen ja simuloitujen ylivirtaamien vertailu kalibrointijaksolla.  
 Fig. 29. A comparison of the observed and simulated maximum inflows in the calibration period.



Kuva 30. Havaitun ja simuloitun tulovirtaaman pysyvyyskäyrät kalibrointijaksolla.  
 Fig. 30. Duration curves of observed and simulated maximum inflows in the calibration period.

### 8.3 Mallin testaus

Kalibrointivaiheessa määritettyä parametrikombinaatiota käyttäen malli testattiin kaudelle 1968–1973. Mallin varastomuuttujien alkuarvoiksi otettiin kalibrointijakson viimeisen aikavälin arvot. Kuitenkin lumipeitteen vesiarvolle annettiin 1.1. 1968 havaittua tilannetta vastaava arvo.

Havaitun ja simuloidun valunnan puolenkuun arvot testijaksolla on esitetty kuvassa 31. Hyvyyskriteeri on  $R^2=0,77$  eli selvästi huonompi kuin kalibrointijaksolla. Suurin virhe esiintyy testijakson ensimmäisen vuoden kevätluipun simuloinnissa. — Simuloidun valunnan kokonaisvolyymi testijaksolla on 1,9 % havaitun valunnan volyymia suurempi.

Kuvissa 32–37 on esitetty vastaavat havaitun ja simuloidun valunnan vertailut kuin kalibrointijaksolla. Tulokset ovat samansuuntaiset; osakriteereinä käytettyjen korrelaatiokerrointen arvot testijaksolla olivat seuraavat:

RL = 0,94

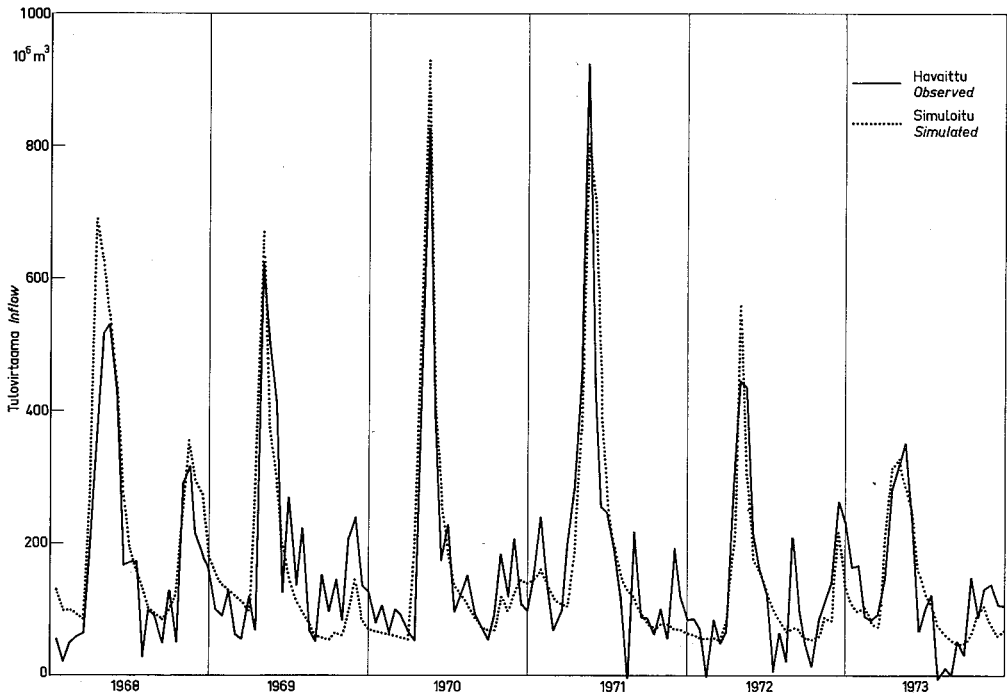
RG = 0,66

RW = 0,85

Lumipeitteen vesiarvojen vastaavuus on siis lähes yhtä hyvä kuin kalibrointijaksolla. Pohjavesivarastojen vastaavuus on heikompi, järvi- ja varastojen sen sijaan selvästi parempi. Ilmeisesti testijaksolla käytetty Kuolimojärvi edustaa lähivaluma-alueen järvien vesivarastonmuutoksia paremmin kuin Kiteen Pyhäjärvi.

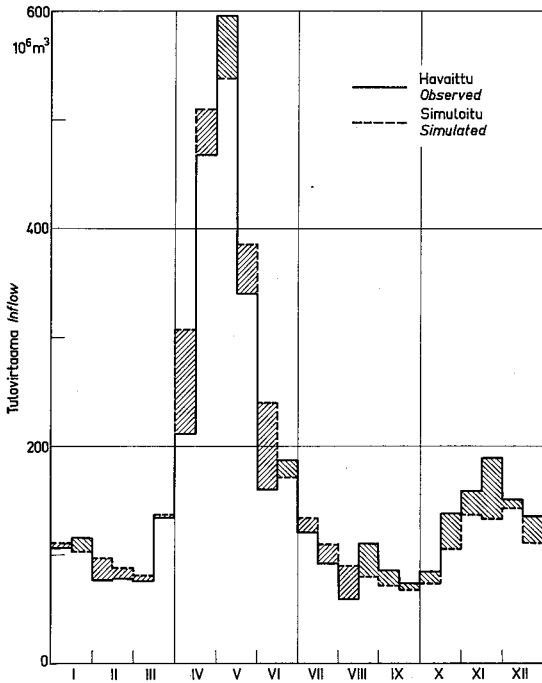
Testijaksolla oli myös mahdollisuus vertailla neutronimittarilla tehtyjä maankosteushavaintoja mallin laskemiin maavesivaraston muutoksiin. Lähin vertailuasema (Hyrylä) oli tosin kaukana Saimaan lähivaluma-alueesta, mutta indeksinomaisesti käytettiin tämän aseman ylimmän 3 m kerroksen maankosteusvarastoa vertailussa. Tämän muuttujan ja mallin (SOIL+UZ)-muuttujan välinen korrelaatiokerroin oli 0,80, kun käytettiin muuttujien arvoja kunkin kuukauden lopussa.

Haihdunta maa-alueilta oli testijaksolla keskimäärin 439 mm/a. Sen vuotuinen jakauma poikkesi kalibrointijaksosta lähinnä siinä, että kesäkuun alkupuoliskon haihdunta oli huomattavan suuri (70,6 mm).



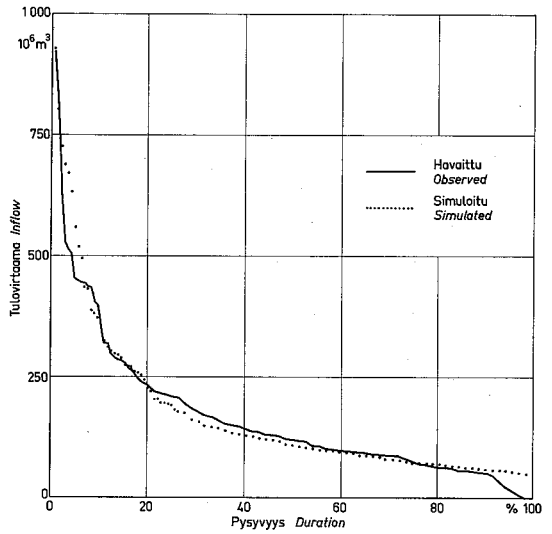
Kuva 31. Havaittu ja simuloitu tulovirtaama Suur-Saimaan lähialueilta testijaksolla.

Fig. 31. Observed and simulated inflow from the areas surrounding Lake Suur-Saimaa in the verification period.



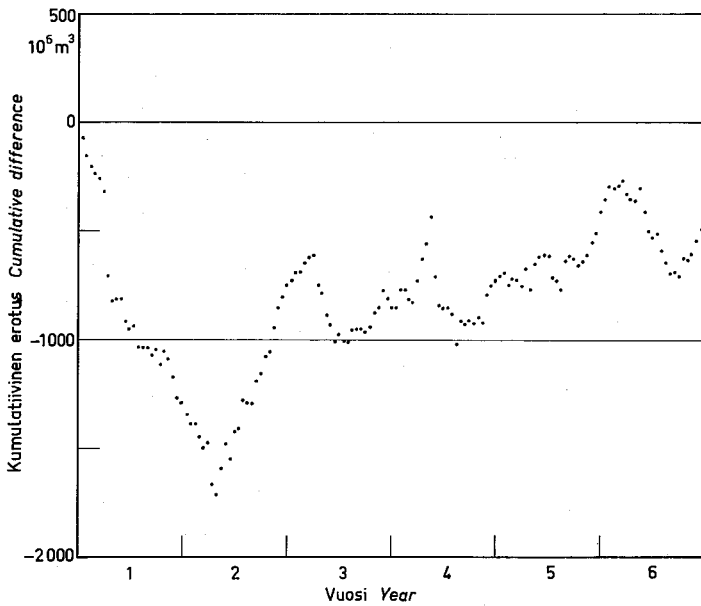
Kuva 32. Havaitun ja simuloitun tulovirtaaman puolenkuun keskiarvot testijaksolla.

Fig. 32. Semimonthly means of observed and simulated inflows in the verification period.



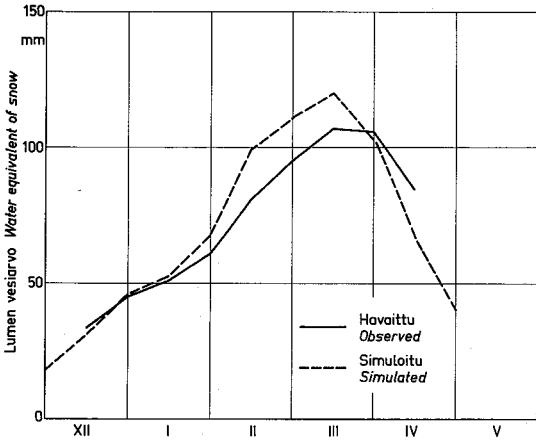
Kuva 34. Havaitun ja simuloitun tulovirtaaman pysyvyysskäyrät testijaksolla.

Fig. 34. Duration curves of observed and simulated inflows in the verification period.



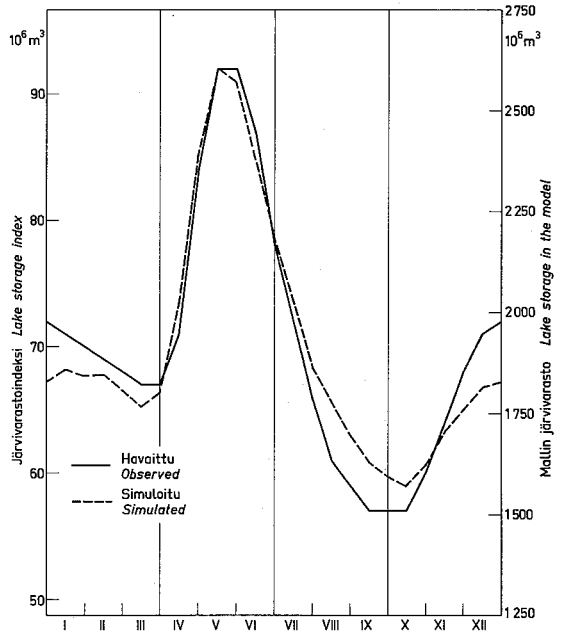
Kuva 33. Havaitun ja simuloitun tulovirtaaman erotusten summakäyrä testijaksolla.

Fig. 33. Cumulative difference in observed and simulated inflows in the verification period.



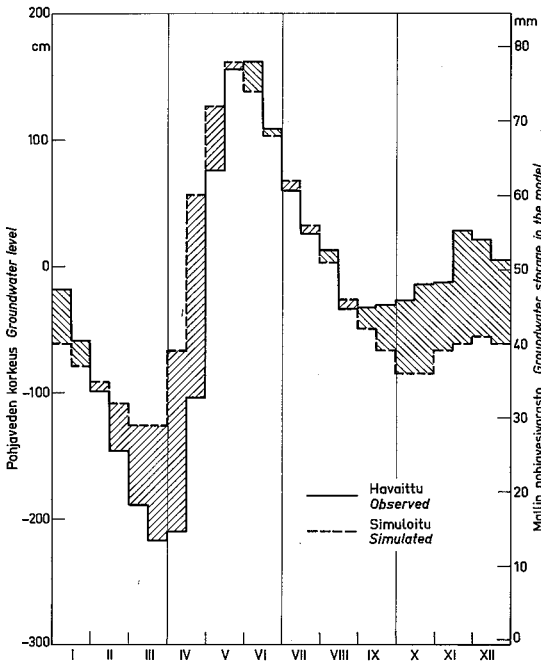
Kuva 35. Havaitun ja simuloitun lumipeitteen vesiarvon keskimääräinen kulku testijaksolla.

Fig. 35. The average values of the observed and simulated water equivalents of snow cover in the verification period.



Kuva 37. Järvivarastoindeksin ja mallin järvivaraston keskimääräinen vuotuinen vaihtelu testijaksolla.

Fig. 37. Mean annual variation in the lake storage index and model lake storage in the verification period.



Kuva 36. Havaitun pohjavedenkorkeuden ja mallin pohjavesivaraston puolikuukausikeskiarvot testijaksolla.

Fig. 36. Semimonthly means of observed ground-water level and model ground-water storage in the verification period.

## 8.4 Virhearviointia

Kun mallia sovelletaan kalibrointi- ja testijaksolle yhdessä, saadaan hyvyyskriteeriksi  $R^2=0,85$ . Koska mallin toiminta testijaksolla todettiin tyydyttäväksi, olisi mallifilosofisesti mahdollista pyrkiä muuttamaan parametreja niin, että yhdistetyn jakson hyvyyskriteeri edelleen parani. Tässä sovellutuksessa tyydyttiin kuitenkin kalibrointijakson parhaisiin parametriarvoihin.

Kevättilanteen tarkastelun lähtökohdaksi on valittu ajankohta 16. maaliskuuta. Tästä ajankohdasta toukokuun loppuun havaitun ja simuloitun tulovirtaaman kokonaisvolyymit ovat  $1809 \cdot 10^6$  ja  $1875 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{a}$ . Keskimääräinen poikkeama on  $-66 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  ja poikkeamien keskihajonta  $296 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ . Koska poikkeamat ovat lähes normaalisti jakautuneet, ovat 90 % luotettavuusrajat simuloitulle tulovirtaamalle  $(1875 \pm 490) \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{a}$ . Luotettavuusvyön leveys vastaa 22 cm Suur-Saimaan vedenkorkeudessa.

Poikkeamien syiden selvittämiseksi tarkasteltiin kahta muuttujaa:

1. Mallin maavesivaraston vajuus (SOILX-SOIL) maaliskuun puolivälissä, mm

2. Routaindeksi  $FIN D = 0,3 \cdot F_a + 0,7 \cdot F_m$ , missä  
 $F_a$  = roudan syvyys aukealla, cm  
 $F_m$  = roudan syvyys metsässä, cm

Molemmat routamuuttujat ovat Heinäveden routa-aseman havaintoja maaliskuun puolivälissä.

Näitä selittäjiä käyttäen saatiin havaitun ja simuloidun valunnan erotukselle  $Q-QSIM$  ( $10^6 m^3$ ) seuraavat regressiomallit:

$$Q-QSIM = -195 + 10,2 \cdot (SOILX-SOIL) \quad r=0,57 \quad (38)$$

$$Q-QSIM = 11 - 5,06 \cdot FIND \quad r=-0,22 \quad (39)$$

Edellinen malli on merkitsevä 95 % tasolla, jälkimmäinen sen sijaan ei ole merkitsevä. Mallin maavesivaraston käyttäytyminen ei siis ole täysin tyydyttävä, koska sen vajuus korreloi kevätajan tulovirtaaman simulointivirheen kanssa. Syynä voi olla esim. lausekkeen (22) lineaarisuusoletus pienillä muuttujan SOIL arvoilla.

Lausekkeessa (39) selittäjän FIND kertoimen etumerkki on fysikaalisesti mielekäs. Kun roudan syvyys on suuri, suotautuminen vähenee ja näin ollen havaittu valunta jää simuloitua pienemmäksi. Routahavainnot ovat kuitenkin ilmeisen riittävämmät merkitsevän mallin aikaansaamiseksi.

## 9. TULOVIRTAAMAN ENNUSTAMINEN

Perinnäisesti Suomessa on käytetty tulovirtaamennusteina yhden tai useamman selittäjän regressiomalleja. Myös tämän tutkimuksen tuloksia voidaan käyttää regressiomallien laskemiseen. Jos tarkastelun lähtökohdaksi valitaan esim. huhtikuun alku, saadaan lähialueiden tulovirtaamalle seuraavat ennustemallit:

$$Q_{7-10} = 7,14L_{1.4} + 5,47P_{7-10} + 329 \quad r=0,85 \quad (40a)$$

$$Q_{7-12} = 8,53L_{1.4} + 6,42P_{7-12} + 151 \quad r=0,87 \quad (40b)$$

$$Q_{7-14} = 7,43L_{1.4} + 3,31P_{7-14} + 706 \quad r=0,75 \quad (40c)$$

$$Q_{7-16} = 8,26L_{1.4} + 4,15P_{7-16} + 275 \quad r=0,77 \quad (40d)$$

$$Q_{7-18} = 14,7L_{1.4} + 2,61P_{7-18} - 195 \quad r=0,71 \quad (40e)$$

$Q_{7-10}$  = tulovirtaama lähialueilta puolikuukausina 7-10 (so. huhtikuun alusta toukuu-kuun loppuun),  $10^6 m^3$

$L_{1.4}$  = lumipeitteen vesiarvo 1.4., mm

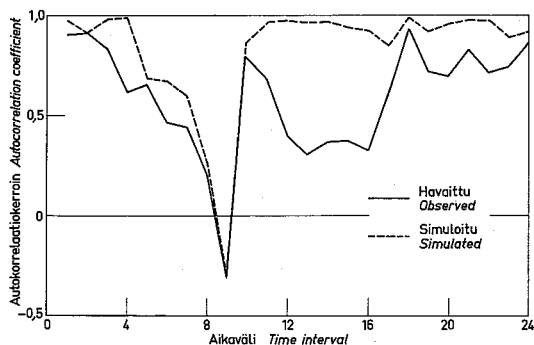
$P_{7-10}$  = lähialueiden sadanta puolikuukausina 7-10, mm

Muiden Q- ja P-muuttujien määrittely on vastaava. Malleilla (40) ennustetaan siis tulovirtaama huhtikuun alusta touko-, kesä-, heinä-, elo- ja syyskuun loppuun lumipeitteen vesiarvoa 1.4. ja ennustekauden sadantaa käyttäen. Viimeistä mallia lukuunottamatta kaikkien mallien selitysoosuus on merkitsevä. Mallien jäännöshajonnat ovat 178, 217, 358, 408 ja 690  $milj.m^3$ . Varsinkin kaksi ensimmäistä mallia ovat ennustemallina käyttökelpoisia. Sen sijaan yksinomaan huhtikuun tulovirtaamalle laskettu malli oli hyvin heikko; tästä syystä sitä ei ole otettu lainkaan lueteloon mukaan.

Puolenkuun tulovirtaamien satunnaisvirhe pienentää mallien (40) selittävyttä jonkin verran. Erityisen selvänä tämä vaikutus ilmenee laskettaessa regressiomalleja peräkkäisten puolikuukausien tulovirtaamien riippuvuudelle. Kuvassa 38 on esitetty havaitun ja simuloidun tulovirtaaman ensimmäiset autokorrelaatiokertoimet kullekin puolikuukaudelle. Mitä suurempia nämä kertoimet ovat, sitä paremmin edellisen aikavälin tulovirtaaman avulla voidaan ennustaa seuraavan aikavälin tulovirtaama. Nimenomaan kesäaikana havaitun, so. vesitaseyhtälöön perustuvan, tulovirtaaman autokorrelaatio on oleellisesti pienempi kuin simuloidun tulovirtaaman.

### 9.1 Valuntamallin käyttö ennustamiseen

Valuntamalleja käytetään nykyään sekä lyhyttä pitkäaikaisten ennusteiden laadintaan useissa maissa. Kun malli päivitetään ennustehetkeen, sen varastomuuttujat sisältävät tiedon valuma-



Kuva 38. Havaitun ja simuloitun tulovirtaaman ensimmäiset autokorrelaatiokerroimet kullekin puolikuukaudelle.

Fig. 38. The first autocorrelation coefficient of the observed and simulated semimonthly inflows.

alueen hydrologisesta tilasta ko. hetkellä. Sääennusteen avulla voidaan tällöin laatia lyhytaikainen tulovirtaamaennuste — nykyään korkeintaan 5 d aikavälille. Sääennusteen tulee sisältää ainakin arviot lämpötilasta, sadannasta ja suhteellisesta kosteudesta.

Suur-Saimaan lähivaluma-alueella lyhytaikaisesta ennusteesta ei olisi vastaavaa hyötyä. Huomattavasti tärkeämpää olisi tuntea tulovirtaaman volyyymi tulevien viikkojen tai jopa kuukausien aikana. Tällöin joudutaan selvästikin nykyisen meteorologian mahdollisuuksien ulkopuolelle, eikä edes suuntaavaa arviota sääoloista ennustekaudella voida saada.

Yleisin menettely pitkäaikaisten tulovirtaamaennusteiden laatimisessa on käyttää hyväksi historiallisia, klimatologisia havaintosarjoja. Jos mallilla simuloidaan tulovirtaamaa ennustehetken tilanteesta lähtien käyttämällä parinkymmenen vuoden sääoloja ennustekuukausina, saadaan ”mahdollisten tulovirtaamien joukko”. Tälle joukolle voidaan laskea keskiarvo ja muut tunnusluvut, minkä jälkeen tilastomatematiikka antaa mahdollisuuden päätellä erisuuruisten tulovirtaamien todennäköisyydet. Mitään ylärajaa ennustekauden pituudelle ei ole — selvää on kuitenkin, että ennusteen luotettavuusrajat loittonevat kauden pidetessä. On mahdollista tutkia intuition ja tilastomatematiikan avulla, miten pitkä ennustekausi on mielekäs.

Mallin päivittäminen ennustehetken on periaatteessa helppoa, mutta tutkijoiden käsitykset

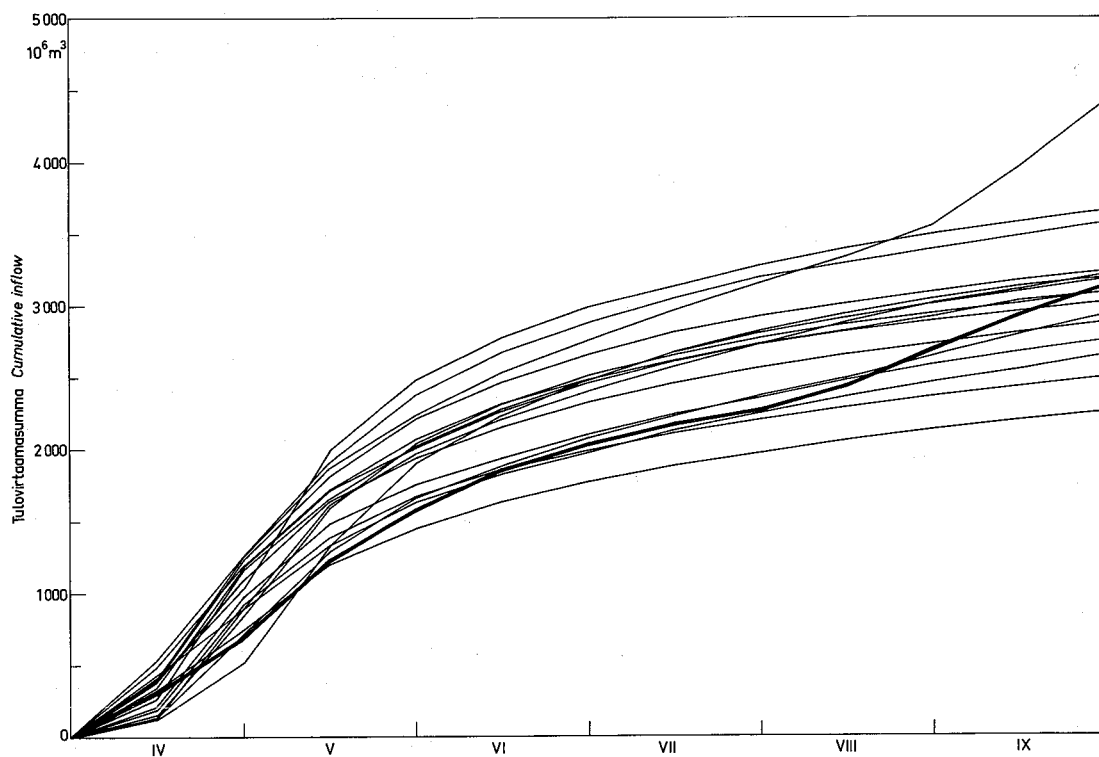
tehtävistä korjauksista poikkeavat toisistaan. Oletetaan, että ennustehetkenä on 1.4. ja että linjamittauksiin perustuva vesiarvo on silloin 120 mm. Päivitetystä mallissa vesiarvo on kuitenkin 140 mm. Pitäisikö mallin vesiarvo korjata linjamittauksia vastaavaksi? Onko linjamittausverkko kenties epäedustava? Vai onko mallin vesiarvoon johtava sadeasemaverkko tai sadannan korjausmenettely epäluotettava? Vai edustaako mallin vesiarvo myös ylimpiin maakerroksiin talven aikana muodostunutta jäätä, joka ei ole mukana linjamittauksissa? — Vastaava kysymysvyyhti voi syntyä muiden muuttujien kohdalla. Ilmeistä kuitenkin on, että jos päivitetty malli antaa viimeisenä havaintoaikavälinä selvästi liian suuren tai liian pienen virtaaman, korjauksia mallin varastoihin olisi tehtävä. Tämä ei saa kuitenkaan johtaa veden ”hävittämiseen tai luomiseen” vaan sen tulee tapahtua eri komponenttien keskinäisiä suuruussuhteita muuttamalla.

Edellä kuvatun kaltainen pitkän aikavälin tulovirtaamaennuste laadittiin keväille 1974—1975. Ennustepäivämääränä oli 1. huhtikuuta; mallilla siis simuloitiin ao. vuoden tulovirtaamaa tähän päivämäärään saakka saman vuoden dataa käyttäen. Vesiarvot korjattiin mallissa linjamittauksia vastaaviksi. Sen jälkeen laskettiin tulovirtaamasarjat huhti-syyskuulle käyttäen vuosien 1958—1973 sadantoja, lämpötiloja ja potentiaalisia haihduntoja. Tuloksia on esitetty vuoden 1974 osalta tulovirtaamasummina kuvassa 39. Vahvistettu käyrä esittää havaitun tulovirtaaman summaa ja ohuet käyrät eri vuosien havainnoilla simuloitujen tulovirtaamien summia.

Keväällä 1974 sulamisvesivalunnan volyyymi olisi useimpien kevätiden säähavainnoilla ennustettu liian suureksi. Tämä johtuu osittain kevään 1974 vähäsateisuudesta: huhti-toukokuun sadantasumma oli vain 60 % normaalista. Viiden ja kuuden kuukauden ennustejaksoissa havaitun tulovirtaaman volyyymi osuu sen sijaan melko lähelle ennusteparven keskiosaa, koska runsaat saateet kasvattivat tulovirtaamaa syyskesällä 1974 keskimääräistä enemmän.

Jos tarkastellaan ennustetun tulovirtaaman volyymin jakaamaa kunkin aikavälin lopussa, voidaan sen tunnuslukujen avulla määrittää paras ennuste ja sille luotettavuusrajat. Tämä on tehty normaalijakauman todennäköisyyspaperia käyttäen; tulokset on esitetty kuvissa 40 ja 41.





Kuva 39. Havaitun tulovirtaaman summa huhti-syyskuulle 1974 (paksu viiva) ja sen ennusteet vuosien 1958–1973 säähavaintoja käyttäen (ohuet viivat).

*Fig. 39. Cumulative observed inflow in April-September 1974 (thick line) and forecasted inflows based on meteorological data from the period 1938–1973 (thin lines).*

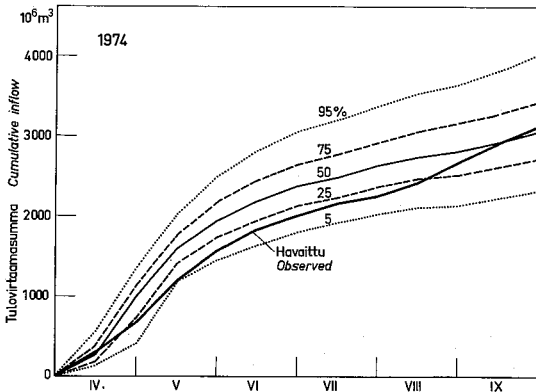
Parhaaksi ennusteeksi on valittu jakaumien mediaani eli 50 %-piste; vaihtoehtona olisi ollut keskiarvon käyttö. Koska jakaumat ovat varsin lähellä normaalia, mediaanin ja keskiarvon poikkeama on pieni: vuoden 1974 ennusteelle keskimäärin  $29 \cdot 10^6 \text{m}^3$  ja vuoden 1975 ennusteelle  $19 \cdot 10^6 \text{m}^3$ . Näin ollen ennuste on lähes sama mediaania ja keskiarvoa käytettäessä.

Kuten jo kuvan 39 käyräparvesta saattoi päätellä, vuoden 1974 ennuste on liian suuri lähes koko ennustekauden ajan. Suurimmillaan poikkeama havaitusta tulovirtaamasta on toukokuun puolivälissä, jolloin se on  $384 \cdot 10^6 \text{m}^3$ . Tämä vastaa yli 8 cm virhettä Suur-Saimaan vedenkorkeudessa. Suurimmalla osalla ennustekautta havaittu tulovirtaama vastaa ennusteen jakauman 10–20 %:n fraktiilia. Toukokuun lopussa fraktiili on 11 % ja kesäkuun lopussa 16 %. Vastaavat fraktiilit huhti-toukokuun ja huhti-kesäkuun sadannoille verrattuna jakson 1958–1973 ao. kuukau-

sien sadesummien jakaumiin ovat 13 % ja 39 %. Tämä selittää osittain ennusteen poikkeaman havaitusta tulovirtaamasta.

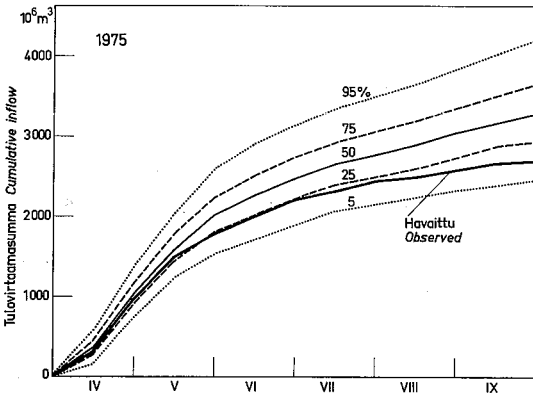
Vuoden 1975 ennuste on koko ennustejaksolla liian suuri. Toukokuun lopussa sen poikkeama havaitusta tulovirtaamasta on  $250 \cdot 10^6 \text{m}^3$  ja syyskuun lopussa  $583 \cdot 10^6 \text{m}^3$ . Suhteellisina nämä poikkeamat ovat +14 % ja +21 %. Havaitun tulovirtaaman fraktiili ennusteen jakaumassa vaihtelee välillä 13–38 %; se alenee melko tasaisesti ennustejakson loppua kohti. Ennustekauden sadesumma oli huhti-toukokuussa yli 20 % kauden 1958–1973 keskiarvoa suurempi, mutta kesäkuukaudet olivat melko vähäsateisia ja lämpimiä. Koko ennustekauden sadannan fraktiili jakson 1958–1973 ao. sadesummajakaumassa oli 23 %.

Molempina vuosina ennusteen poikkeama voidaan siis osittain selittää sadeolojen perusteella. Selvää on kuitenkin, että ennusteen luotettavuus on kuuden kuukauden ennustejakson lopussa



Kuva 40. Tulovirtaamasumman ennuste ja sen luotettavuusrajat huhti-syyskuulle 1974.

Fig. 40. The cumulative inflow forecast with confidence limits for April-September 1974.



Kuva 41. Tulovirtaamasumman ennuste ja sen luotettavuusrajat huhti-syyskuulle 1975.

Fig. 41. The cumulative inflow forecast with confidence limits for April-September 1975.

aina heikko. Tällöinhän 50 % luotettavuusvyön leveys on ennusteissa noin  $700 \cdot 10^6 \text{m}^3$  ja 90 % luotettavuusvyön yli  $1\,700 \cdot 10^6 \text{m}^3$ . Keskimäärin joka toinen vuosi havaitun tulovirtaaman volyymin voidaan odottaa jäävän 50 % luotettavuusvyön ulkopuolella ja vastaavasti kerran 10 vuodessa 90 % vyön ulkopuolelle. Toukokuun lopussa luotettavuusvyöiden leveydet ovat jo  $440 \cdot 10^6 \text{m}^3$  ja  $1\,050 \cdot 10^6 \text{m}^3$ ; nämä vastaavat noin 10 cm ja 24 cm korkeusvyöhykkeitä Suur-Saimaan pinnassa.

Mallin laskemaan vesiarvoon tehty korjaus ennustejakson alussa oli ennustekeväänä  $-11 \text{ mm}$  ja

$-12 \text{ mm}$ . Näin ollen korjaamattomilla vesiarvoilla olisi kevään 1974 ennuste parantunut, mutta kevään 1975 ennuste huonontunut. Korjauksen vaikutus ei kummassakaan tapauksessa olisi ollut merkittävä.

## 9.2 Valuntamallin ja regressiomallien vertailu

Kuvien 40 ja 41 kaltaiset esitykset voidaan laskea myös regressiomalleilla (40a–e). Selittäjinä käytetään tällöin 1.4. havaittua lumipeitteen vesiarvoa ja eripituisten ennustekausien keskisadantoja tai sadantajakaumien mediaaneja. Keväälle 1974 ja 1975 on laskettu tällaiset regressioennusteet käyttäen sadannan mediaaneja. Tulokset on esitetty kuvassa 42.

Kuvassa 42 on myös esitetty valuntamalliin perustuva ennuste sekä havaitun tulovirtaaman summakäyrä. Vuoden 1974 osalta regressio- ja valuntamalliennusteet ovat lähes yhtenevät lukuunottamatta huhtikuuta. Vuoden 1975 ennusteet poikkeavat sen sijaan huomattavasti toisistaan: suurimmalla osalla ennustekautta ero on yli  $500 \cdot 10^6 \text{m}^3$ . Havaittu tulovirtaama osuu ennusteiden väliin. Regressiomalli (40e) antaa pienemmän tulovirtaama-arvion 6 kk ennustejaksolle kuin malli (40d) 5 kk jaksolle. Tämä johtuu regressiomallien kerrointen epäloogisesta vaihtelusta: lisäähän esim. 10 mm vesiarvon kasvu huhti-lokuun tulovirtaamaa  $82,6 \cdot 10^6 \text{m}^3$  (malli 40d), mutta huhti-syyskuun tulovirtaamaa peräti  $147 \cdot 10^6 \text{m}^3$ . Oikeampaa olisi näin ollen käyttää mallia (40d) ja syyskuun tulovirtaaman jakaumaa huhti-syyskuun ennusteissa.

Koska ennustevuosia on vain kaksi, on ennusteita arvioitaessa syytä painottaa enemmän luotettavuusrajojen vertailua. Jos selittäjien arvot ennustehetkellä tunnetaan, saadaan ennusteen luotettavuusrajat lausekkeesta

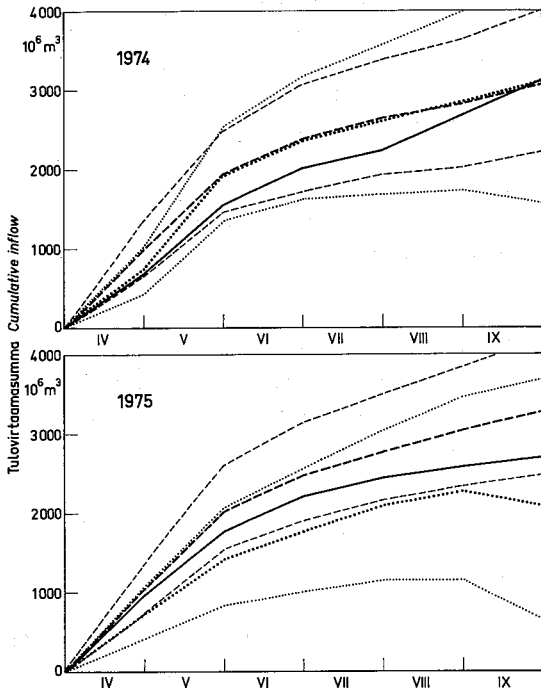
$$Q_{e,p} = Q_e + t_{p,f} \cdot s_Q [X(X'X)^{-1}X' + 1]^{1/2} \quad (41)$$

$Q_{e,p}$  = regressioennusteen luotettavuusrajat riskitasolla p

$Q_e$  = regressiomallilla laskettu ennuste

$t_{p,f}$  = t-jakauman testisuure riskitasolla p ja vapausasteella f

$s_Q$  = ennustettavan muuttujan hajonta m-



Kuva 42. Valuntamallilla lasketun ennusteen ja regressioennusteen vertailu. Yhtenäinen viiva=havaittu tulovirtaama, katkoviiva=mallilla laskettu ennuste 90 % luotettavuusrajoineen, pisteviiva=regressioennuste 90 % luotettavuusrajoineen.

Fig. 42. A comparison of forecasts based on the conceptual model and regression equations. Solid line=observed inflow, dashed line=model forecast with 90 % confidence limits, dotted line=regression forecast with 90 % confidence limits.

ulotteisen regressiotason suhteen ( $m$ =selittäjien lukumäärä)

$X$  = ykkövektorilla täydennetty selittäjien ( $1+m$ )-n havaintomatriisi ( $n$ =havaintojen lukumäärä)

Tilanne on kuitenkin se, ettei selittäjänä olevaa sadantaa tunneta ennustehetkellä. Sen sijaan voidaan ennuste laskea ennustejakson keskisadannan lisäksi myös ko. jakson sadantajakauman tietyillä fraktiileilla. Näin on menetelty valitsemalla 5 % ja 95 % fraktiileja vastaavat sadannat. Kun näin määritetty tuntemattoman sadantaselittäjän aiheuttama epävarmuus lisätään keskisadannan luotettavuusrajoihin, saadaan arvio koko regressioennusteen 90 % luotettavuusrajoille. Nämä rajat on esitetty kuvassa 42. Siinä on myös esi-

tetty valuntamallilla saadun ennusteen 90 % luotettavuusrajat.

Regressioennusteen luotettavuusvyö on koko ennustejaksolla leveämpi kuin valuntamallilla saadun ennusteen. Jos ennustejakson sadanta tunnettaisiin ennustehetkellä, olisi regressiomallin 90 % luotettavuusvyö kuitenkin heinäkuun loppuun saakka kapeampi kuin valuntamallilla lasketun ennusteen. Sen sijaan syyskuun lopussa regressiomallin luotettavuusvyö olisi yli 60 % leveämpi. Jos kuitenkin tarkastellaan vain tärkeintä ennustekautta, huhti-toukokuuta, ei ennusteiden luotettavuudessa ole suurtakaan eroa. Regressioennusteen 90 % luotettavuusvyö (molemmat epävarmuuslähteet huomioonottaen) on vain noin 15 % leveämpi kuin valuntamalliennusteen. Jos huhti-toukokuun tulovirtaaman volyymin lisäksi haluttaisiin sen jakauma, huipun suuruus tai huipun todennäköisin ajankohta, tulisi valuntamallin käytön monipuolisuus esille. Suur-Saimaan ennusteissa nämä suureet eivät kuitenkaan ole keskeisiä.

## LOPPUTIIVISTELMÄ

Suur-Saimaan säännöstelyn toteutuessa sen tulovirtaamaennusteille asetetut vaatimukset ovat kasvaneet. Tässä tutkimuksessa on pyritty parantamaan mahdollisuuksia näiden ennusteiden laadintaan kahdella tavalla:

1. Määrittämällä Suur-Saimaan vesitaseen eri komponentit ja tutkimalla niiden vaihtelua. Tämä on tehty puolikuukausittain jaksolle 1958–1975. Yläpuoliset säännöstellyt reitit on erotettu tutkimusalueesta, joka siten käsittelee Suur-Saimaan lähivaluma-alueen kuvan 3b mukaisesti. Vesitaseen komponenteista tulovirtaama yläpuolisilta reiteiltä ja menovirtaama voidaan määrittää muutaman prosentin tarkkuudella. Kymmenen vedenkorkeusasteikon perusteella määritetyn Suur-Saimaan vesivaraston muutoksen virhe on yksittäisissä puolikuukausiarvoissa huomattava, mutta peräkkäisinä puolikuukausina virheet ovat erisuuntaisia. Sitä vastoin sadannan ja haihdunnan määrittämisessä on systemaattisia virhelähteitä. Suur-Saimaan korjatuksi vuosisadannaksi jaksolla 1958–1975 saatiin 659 mm. Tämä on 6 % vähemmän kuin sen lähivaluma-alueiden

sadanta. Järvihaidunnaksi vastaavalla jaksolla saatiin 565 mm/a. Avovesikauden osuus oli tästä 499 mm.

Sadannalle ja haihdunnalle voidaan laatia korkeintaan muutaman päivän ennusteita. Koska Saimaalla pitkäaikaiset ennusteet ovat keskeisiä, voidaan näitä kahta komponenttia siten ennustaa vain tilastollisesti. Tämä on mahdollista esim. niiden erotusten todennäköisyysjakauksia tarkastelemalla.

Tämän tutkimuksen kannalta tärkeimmän vesitaseen komponentin, lähialueiden tulovirtaaman keskiarvo tarkastelujaksolla oli  $4\,410 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{a}$ . Koska järvien sadannan ja haihdunnan ero on noin 100 mm/a, valunta lähivaluma-alueen maa-alueilta on noin 270 mm/a eli  $8,5 \text{ l/s km}^2$ .

2. Tutkimalla valuntamallin soveltuvuutta lähialueiden tulovirtaaman simulointiin ja ennustamiseen. Mallina on käytetty ruotsalaista HBV-mallia eräin muutoksin. Käytetyssä mallissa on 13 parametria; se laskee valunnan 5 d jaksoille käyttäen lähtötietoina sadantaa, ilman lämpötilaa ja potentiaalista haihduntaa. Järvihaidunnan laskemiseen on käytetty Daltonin kaavaan perustuvaa osamallia. Se vaatii syöttötietoina veden lämpötilan, ilman vesihöyrynpaineen sekä tuulen nopeuden.

Malli kalibroitiin jaksolla 1958–1967 ja testattiin jaksolla 1968–1973. Molemmilla jaksoilla mallin laskemien tulovirtaamien puolikuukausisummat vastasivat tyydyttävästi vesitaseyhtälöön perustuvia tulovirtaamia. Hyvyyskriteeri (lauseke 37) oli kalibrointijaksolla 0,88 ja testijaksolla 0,78. Mallin laskevan lumipeitteen vesiarvon sekä maavesi-, pohjavesi- ja järvi-varaston vuotuinen kulku vastasi tyydyttävästi näiden muuttujien havaittua tai arvioitua todellista kulkua.

Mallia sovellettiin 6 kk tulovirtaamaennusteiden laadintaan huhtikuun alussa kahtena vuotena (1974–1975). Nämä ennusteet virherajoihin on esitetty kuvissa 40 ja 41, joista myös ilmenee todellinen tulovirtaama. Kuvassa 42 on verrattu valuntamalliin perustuvia tulovirtaamaennusteita regressiomalleilla laadittuihin.

Ennustevuosien lukumäärä on liian pieni luotettavien johtopäätösten tekemiseen. Molemmat vuodet ovat lisäksi hydrologisilta

oloiltaan melko poikkeuksellisia. Joka tapauksessa näyttää ilmeiseltä, että varsinkin ennustejakson loppua kohti regressioennusteen luotettavuus heikkenee valuntamallin antamaan ennusteeseen verrattuna.

Tätä tutkimusta tullaan jatkamaan ulottamalla se Kallaveden, Pielisen ja Höytiäisen alueille. Tällöin olisi mahdollista ennustaa koko Suur-Saimaan tulovirtaama. Tällöin voitaisiin myös selvittää mahdollisuuksia Vuoksen vesistön eri altaiden juoksutusten optimointiin. Tällaisen juoksutusmallin laadinta auttaisi minimoimaan poikkeuksellisista vesitilanteista aiheutuvat haitat ja turvaamaan parhaiten vesistön eri käyttömuotojen edut.

## PÄÄTÖSMAININNAT

Tutkimusaineisto perustuu pääasiassa tie- ja vesirakennushallituksen hydrologisen toimiston ja vesihallituksen hydrologian toimiston suorittamiin kenttähavaintoihin.

Tutkimus on suoritettu vesihallituksen vesientutkimuslaitoksen hydrologian toimistossa. Vesientutkimuslaitoksen johtaja prof. Seppo Mustonen on ohjannut tutkimustyötä ja esittänyt siihen huomioon otettuja täydennyksiä. Lisäksi vt. prof. Juhani Virta, hydrologian toimiston toimistopäällikkö fil.lis. Risto Lemmelä sekä fil.kand. Veli Hyvärinen ovat tarkastaneet käsikirjoituksen.

Kuvien puhtaaksi piirtämisen on suorittanut piirtäjä Terttu Halme ja puhtaaksikirjoituksen konekirjoittaja Tuula Matilainen. Taitosta on huolehtinut julkaisusihteeri Raili Malinen. Alustavan konekirjoitustyön ovat tehneet konekirjoittajat Leena Kiilakoski ja Sirkka Väyrynen. Laskentatehtävissä on avustanut fil.yo. Olli Laasanen.

Tietokonetoteutuksen osalta olen saanut apua ja neuvoja fil. kand. Kari Aalloilta ja fil. kand. Juhani Elorannalta. Englanninkieliset osat on tarkastanut B.A. Martha Gaber.

Esitän edellämainituille ja muille asiaan vaikuttaneille henkilöille parhaat kiitokseni osallisuudesta tämän työn valmistumiseen.

Helsingissä, toukokuussa 1978

Esko Kuusisto

## SUMMARY

The latter half of 1974 was exceptionally rainy in Finland. Unusually high water levels and discharges caused considerable losses in many watercourses. Among the largest losses were those caused by spilling in the River Vuoksi in southeastern Finland. There are several big power plants along this river, which flows from Lake Suur-Saimaa into Lake Ladoga in the Soviet Union. Lake Suur-Saimaa is the largest lake in Finland; it has a total area of 4 400 km<sup>2</sup>. The lake has a complicated morphology: it consists of several basins which are separated by stretches of straits and sub-basins. However, long-term water level means are less than 10 cm apart in different parts of the lake.

The inflow forecasts for Lake Suur-Saimaa turned out to be rather poor. The regulated upstream watercourses — with a total area of 38 000 km<sup>2</sup> — were not so problematic, because the water lag time in their long lake systems is several weeks. Our knowledge of the behavior of the smaller watersheds in the area surrounding Lake Suur-Saimaa was very limited. These watersheds have a total area of 18 000 km<sup>2</sup>, with lakes accounting to 2 300 km<sup>2</sup>. The largest of the watersheds exceed 1 000 km<sup>2</sup> in area; the ten largest cover 7 750 km<sup>2</sup> and the 30 largest 10 450 km<sup>2</sup>. The rest of the area consists of numerous small watersheds with relatively few lakes. This area also includes all the 13 710 islands of Lake Suur-Saimaa. A map of the area is shown in Figs. 3a and 3b.

This study was made in order to improve the forecasts of inflow from the surrounding watersheds of Lake Suur-Saimaa. A time period of 18 years (1958–1975) was used. Some water level and discharge series were much longer (exceeding 100 a), but homogeneous and sufficient data on all necessary variables were not available before 1958.

After some introductory remarks (chapter 1), a review of the different forecasting methods is presented. A general classification of mathematical models in hydrology is shown in Fig. 1. Thereafter, a short description of different model types is presented, with special emphasis on their forecasting capabilities. Conceptual rainfall-runoff models are discussed more thoroughly, and the

different stages of their application are presented (Fig. 2). Chapter 3 presents some general characteristics of the research area. In the long-term history of Lake Suur-Saimaa, the upheaval of the earth's crust has caused several significant changes — the present outlet was formed about 5 000 years ago. The upheaval is still continuing at a rate of 5 mm/a in the northwestern part and 2.5 mm/a in the southeastern part of the research area. This is a nuisance in water level comparisons of long observation series.

The water level of Lake Suur-Saimaa is about 76 m above mean sea level. Over 2/3 of the research area has an altitude of less than 100 m. However, the area is not flat, as the topography is quite varied, with small hills and numerous lakes.

The area is part of the Pre-cambrian bedrock shield. Soil is mostly till, which is covered by peat in the marshlands, which make up 15 % of the land area. There are also glacial deposits, which are the main aquifers in the area.

The annual mean temperature is about +3°C. The warmest month is July (+17°C) and the coldest February (−8°C). Coniferous forests cover over 80 % of the area; the average percentage of cultivated land is 11.

The hydrometeorological network is satisfactory in the research area (Fig. 3b). However, the discharge observations from the surrounding watersheds are not complete enough to allow a direct calculation of inflow into Lake Suur-Saimaa.

Thus the water balance equation had to be used and only average inflows during longer time intervals could therefore be estimated. Half-monthly intervals turned out to be the most satisfactory. The water balance equation is as follows:

$$IS = \Delta h \cdot A(h) + Q - IR - (PL - EL) \cdot A(h)$$

IS = inflow from the surrounding watersheds, 10<sup>6</sup>m<sup>3</sup>

h = average change in water level in Lake Suur-Saimaa, mm

A(h) = surface area of the lake with a water level h, 10<sup>3</sup>km<sup>2</sup>

Q = outflow, 10<sup>6</sup>m<sup>3</sup>

IR = inflow from the regulated upstream wa-

tersheds,  $10^6\text{m}^3$

PL = precipitation into the lake, mm

EL = evaporation from the lake, mm

The different components of the water balance equation are discussed in the following.

1. Average change in water level. There were 10 complete series (1958–1975) of daily water level observations from Lake Suur-Saimaa. Thus semimonthly changes in water level could be calculated with reasonable accuracy. The narrow straits at Savonlinna sometimes cause significantly different water level changes in the upper and lower parts of the lake. These parts were therefore treated separately: their average areas are about 1 800 and 2 600  $\text{km}^2$ , respectively. The 95 % confidence limits for water level changes in the upper part were  $\Delta h \pm 2.9$  cm and  $\Delta h \pm 3.2$  cm for the lower part of the lake. In volumetric units, these are  $\Delta V \pm 53 \cdot 10^6\text{m}^3$  and  $\Delta V \pm 85 \cdot 10^6\text{m}^3$ , respectively. The average semimonthly changes in the water storage of Lake Suur-Saimaa in 1958–1975 are shown in Fig. 17. The storage is at its largest in July and at its smallest in early April. The rate of change in the storage is largest in May after the snowmelt period.
2. Outflow from Lake Suur-Saimaa is measured by the Tainionkoski hydroelectric power plant. The mean outflow in 1958–1975 was  $566 \text{ m}^3/\text{s}$ . The accuracy of outflow is good; the error of semimonthly values is generally less than  $\pm 3$  %. The annual distribution of outflow (Table 7) is rather even; the standard deviation in semimonthly means is only  $35 \cdot 10^6\text{m}^3$ .
3. The upstream watercourses have a total area of 38 000  $\text{km}^2$ . The Höytiäinen watershed (1 400  $\text{km}^2$ ) is regulated so effectively that maximum flows occur in winter, exactly the opposite of the natural hydrological conditions. The larger watercourses, Pielisjärvi (21 200  $\text{km}^2$ ) and Kallavesi (16 000  $\text{km}^2$ ) also have several large regulated lakes. Their mean inflows in 1958–1975 into Lake Suur-Saimaa were  $230 \text{ m}^3/\text{s}$  and  $170 \text{ m}^3/\text{s}$ , respectively. The accuracy of these components is satisfactory, although some systematic errors exist in the inflows from Kallavesi and Höytiäinen watercourses.

4. Lake precipitation is based on the corrected arithmetic mean of 9 stations. Correction coefficients of measured precipitation were estimated as a function of the percentage of snowfall (Fig. 6). In winter, the correction was generally more than +30 %.

The mean annual lake precipitation in 1958–1975 was 659 mm. This is 6 % less than the precipitation on land areas. The difference is of the same order throughout the year: in summer it is mainly caused by increased turbulence over land whereas, in winter it is due to the orographic effect. The average error in semimonthly precipitation values is less than  $\pm 10$  %.

5. Lake evaporation is the most crucial component in the water balance equation. It cannot be measured directly on a large lake. From several indirect methods the well-known aerodynamic formula was selected:

$$E = n(a + bv_2)(e_0 - e_2)$$

E = evaporation, mm/interval

n = length of the interval, d

$v_2$  = wind velocity at a height of 2 m, m/s

$e_0$  = saturated vapor pressure at surface water temperature, mb

$e_2$  = air vapor pressure at a height of 2 m, mb

a, b = empirical coefficient

The values of a and b were determined so that the annual distribution and the sum of evaporation conformed with the results of previous investigations. The best values for the open-water period were  $a=0$ ,  $b=0.136$  and for the ice-cover period  $a=0$  and  $b=0.162$ . The average annual evaporation thus obtained was 565 mm, of which 500 mm evaporated during the open water period (May 10–Dec. 10). The average semimonthly values are shown in Fig. 14.

It is very difficult to estimate the accuracy of evaporation values. Their errors are dependent on the representativeness of climatological and water temperature stations and also on the regularity of the diurnal variation of the variables involved. Individual semimonthly values may have an error of up to  $\pm 30$  mm during the open-water period.

After all other components have been calcu-

lated, the inflow from the surrounding watersheds is obtained from the water balance equation. The semimonthly averages of this component are shown in Fig. 18, and some percentage values of its semimonthly distributions in Table 16. The mean annual inflow from the surrounding watersheds in 1958–1975 is  $4.4 \cdot 10^9 \text{ m}^3$  or  $140 \text{ m}^3/\text{s}$ . About 25 % of the annual inflow comes within one month after the snowmelt period (Apr. 15–May 15). The secondary peak in the annual hydrograph occurs in November after the autumn rains.

The structure of the model used to simulate the inflow is shown in Fig. 20. This model is a modification of the Swedish HBV model (Bergström 1976). The necessary input variables are five day precipitation, potential evapotranspiration and degree-day factor (during snowcover). There are 13 parameters in the model:

- TIND = limit temperature for snowmelt; also a snowfall-rainfall decision factor
- KM = degree-day melt factor
- WCAP = water holding capacity of snowpack
- SOILX = maximum soil moisture storage
- Y = empirical coefficient
- LP = limit for potential evaporation
- KS = discharge constant of the upper zone
- KP = percolation coefficient of the upper zone
- PERCX = percolation capacity into the ground-water zone
- KG = discharge constant of the groundwater zone
- KR = discharge constant of channel system
- KL = discharge constant of lake storage
- XL = empirical coefficient

The model was calibrated in the period 1958–1967. A time interval of 5 d was used, but most comparisons of model performance were based on semimonthly averages. This was due to the fact that historical inflows could not have been determined for shorter periods. The model performance was mainly measured by the proportion of the initial variance accounted for by the model (Nash & Sutcliffe 1970). The best value of this criterion was 0.88. In addition, several sub-criteria were used. The correlation coefficient between measured and simulated

water equivalents of snow cover was 0.93 (Fig. 21), between observed ground-water level (based on 3 stations) and model ground-water storage 0.79 (Fig. 24) and between observed and modelled lake storages 0.67 (Fig. 25). The main problems occurred in the modelling of evapotranspiration and in the optimization of lake storage parameters.

The optimization of model parameters was performed manually, although automatic routines were available. This was due partly to the limited computer time, and partly to the fact that response surfaces turned out to be very flat. About 70 computer runs were made; during the first 20 runs performance criteria improved at a significant rate. Thereafter the mutual interaction of parameters caused some surprises and lower criteria were obtained in several trials. The improvement in the main criterion during 50 runs was only from 0.85 to 0.88. It was quite obvious that a significantly higher criterion could not be reached with the data available and the model structure used. The physical justification of parameters was considered important in the course of the calibration. Thus the improvement in the sub-criteria, i.e. the correlation coefficients mentioned above, was stressed, although it sometimes conflicted with the improvement in the main criterion.

The best parameter values were as follows:

- TIND = 1.10C
- KM = 2.6 mm/°C d
- WCAP = 15 % (of weight)
- SOILX = 250 mm
- Y = 6.0
- LP = 145 mm
- KS = 0.45
- KP = 0.17
- PERCX = 0.7 mm/d
- KG = 0.031
- KR = 0.67
- KL =  $0.0187 \cdot 10^{-6}$
- XL = 2.8

The average annual ranges of different storages in the model were

- SOIL 113– 250 mm
- UZ 0– 28 mm
- GW 12– 25 mm
- S 1 750–2 600·10<sup>6</sup>m<sup>3</sup>

The observed and simulated semimonthly inflows in the calibration period are shown in Fig. 16. It should be noted that although the semimonthly historical inflows are called "observed" (according to the usual model terminology), they are actually calculated from the water balance equation. This also explains the variation in "observed" inflows during low flow periods; the amplitude of this variation corresponds quite well to the inaccuracy of the estimation of water level changes.

The semimonthly means of observed and simulated inflows in the calibration period are shown in Fig. 27. The cumulative difference in the inflows is presented in Fig. 28. It increases systematically during the first three years of the calibration period. This may be due to the inhomogeneity of potential evapotranspiration data or the precipitation network.

In Fig. 29 the observed and simulated maximum semimonthly inflows in the calibration period are compared. The two largest observed inflows are selected from each year with their simulated counterparts. The correlation coefficient is 0.87.

Fig. 30 shows the duration curves of observed and simulated inflows. The main deviation occurs in the lowest values; this is mainly caused by the errors in observed inflows.

The model was verified in the period 1958–1973 (Fig. 31). The main criterion of performance was 0.77. The correlation coefficient between snow storages was 0.94 (Fig. 35), between ground-water storages 0.66 (Fig. 36) and between lake storages 0.85 (Fig. 37). These criteria can be considered satisfactory: no major inhomogeneities can be detected.

Long-term forecasts of inflow were calculated with the model for the snowmelt seasons 1974–1975. The forecasting date was April 1, for which the model was updated. Thereafter, precipitation, temperature and potential evapotranspiration data from the period 1958–1973 were used and 16 forecasts for both years calculated. The results for 1974 are presented in Fig. 39. The forecasts were extended until the end of September to study the "memory" of the watersheds, although most snowmelt runoff occurs in April–June.

Figs. 40 and 41 show the cumulative inflow

forecasts with their confidence limits for 1974 and 1975, respectively. The forecast is the median of cumulative inflow distributions at the end of each semimonth. These distributions have been drawn on normal probability paper. The median almost coincides with the mean; the skewness of the distributions is very small. The confidence limits are also estimated from these distributions.

On the basis on two forecasts, it is very difficult to estimate their accuracy in general. At the end of May, when a large percentage of snowmelt runoff has already arrived at Lake Suur-Saimaa, the confidence intervals of the forecasts are a reasonably narrow. An average error of less than  $\pm 15\%$  is expected; this corresponds to about  $\pm 5$  cm in the water level of Lake Suur-Saimaa in an average year.

In Fig. 42 the forecasts based on the model are compared with those based on simple regression models. Again, the number of forecasting years limits the possibilities of comparison. The confidence intervals of regression forecasts are so much wider in longer periods that they cannot be considered satisfactory. However, when the forecasting period is 1–3 months, regression forecasts compare well with forecasts made by the conceptual model.

If short-range or peak forecasts were important, the capability of the conceptual model would be obvious. In Finland main interest is, however, concentrated on volume forecasts of snowmelt runoff. Thus the old, simple regression models would seem to play an important role in inflow forecasting in Finland in the future as well.

## KIRJALLISUUTTA

- Antal, E., Baranyi, S. & Toth, E. 1973. Comparison of calculation methods for evaporation using Lake Balaton as an example. Proceedings of the Helsinki Symposium, July 1973. IAHS Publication No 109.
- Berghell, H. 1898. Om Finlands största insjöbäcken, Saimaavattnets avlopp förr och nu. Förh. v.d. fentonde skandinaviske naturforskaremötet.
- Bergström, S. 1974. Development and application of matematiska avrinningsmodeller. Vannet i Norden nr. 2.



- Bergström, S. 1976. Development and application of a conceptual runoff model for Scandinavian catchments. SMHI nr. RHO 7.
- Biswas, A.K. 1970. History of hydrology. North Holland et Londres, Amsterdam.
- Bultor, F. & Dupriez, G. 1976. Conceptual hydrological model for an average-sized catchment area. Journal of Hydrology, Vol. 29, No 3/4.
- Burnash, R., Ferral, L. & McGuire, R. 1973. A generalized streamflow simulation system. The Joint Federal-State River Forecast Center, Sacramento, California.
- Clarke, R.T. 1973. A review of some mathematical models used in hydrology, with observation on their calibration and use. Journal of Hydrology, No 19.
- Crawford, N.H. & Linsley, R.K. 1966. Digital simulation in hydrology: Stanford University, Department of Civil Engineering, Technical Report, No 39.
- Dooge, J.I. 1959. A general theory of the unit hydrograph. Journal of the Geophysical Research, Vol. 64, No 2.
- Elomaa, E. 1974. Paikallisilmastollisia tutkimuksia Pääjärven vesistöalueella 1969–1970. Lisensiaattitutkielma, Helsingin yliopiston maantieteen laitos, Helsinki.
- Fleming, G. 1975. Computer simulation techniques in hydrology. Elsevier, London.
- Gürer, I. 1974. Pielisen eri vuodenaikojen tulovesimäärien ennustaminen. Long-term forecasting of seasonal inflows to Lake Pielinen. Vesitalous n:o 3.
- Hellaakoski, A. 1922. Suur-Saimaa. Fennia. Vol. 43, n:o 4.
- Hellaakoski, A. 1933. Hydro-morfografisia tyyppisiä ja nimistöä Saimaan vesipinnan ulottuvilta. Terra n:o 4.
- Hellaakoski, A. 1936. Das Alter des Vuoksi. Bull. Comm. Geol. Finlande n:o 115. C. R. Soc. giol. Finland IX.
- Ilvessalo, Y. 1958. Suomen metsät päävesistöalueittain. Valtakunnan metsien inventoinnin tuloksia. Metsäntutkimuslaitoksen julkaisuja 47.4.
- Kaila, M. 1977. Hydrologiset ennusteet Saimaan säännöstelyä varten. Vesitalouden diplomityö, Teknillinen korkeakoulu, Helsinki.
- Kaitera, P. 1939. On snow melting in springtime. AIHS, Tome II, Washington.
- Kolkki, O. 1969. Katsaus Suomen ilmastoon. Ilmatieteen laitoksen tiedonantoja 18.
- Kuusisto, E. 1973. Lumen sulamisesta ja sulamiskauden vesitaseesta Lammin Pääjärvellä 1970–1972. Vesihallituksen tiedotuksia 46.
- Kuusisto, E. 1975. Hydrologiset ennusteet – tiedettä vaiko arvailua? Rakennustekniikka n:o 4.
- Kuusisto, E. 1977. Konseptuaalisten valutamallien soveltamisesta Suomessa. Vesitalous n:o 1.
- Kääriäinen, E. 1953. On the recent uplift of the earth's crust in Finland. Fennia No 77.
- Lemmelä, R. 1970. Lumen sulamisesta, sulamisesta aiheutuvasta valunnasta sekä pohjaveden muodostumisesta hiekkaperäisellä alueella. Lisensiaattitutkielma, Helsingin yliopisto.
- Lemmelä, R. 1976. Water balance in a sandy area. Nordic Hydrological Conference. Reykjavik, Iceland.;
- Lemmelä, R. & Kuusisto, E. 1974. Evaporation-condensation and snowmelt measurements in Finland. Nordic Hydrology, No 5.
- Lemmelä, R. & Kuusisto, E. 1974. Lumen sulannasta ja haihdunnasta Hyrylän koekentällä. Rakennustekniikka n:o 1.
- Linsley, R.K. & Crawford, N.H. 1960. Computation of a synthetic streamflow record on a digital computer. IASH Publ. No. 51.
- Lundin, L. 1977. Grundvattnets vägar i moränmark. Vannet i Norden nr. 2.
- Monro, J. 1971. Direct search optimization in mathematical modelling and a watershed model application. USNWS, Tech. memo. No Hydro-12.
- Mustonen, S.E. 1963. Kesäsateiden aiheuttamasta valunnasta. Maataloushallituksen vesiteknillisen tutkimustoimiston tiedotus n:o 3.
- Mustonen, S.E. 1966. Ilmasto- ja maastotekijöiden vaikutuksesta lumen vesiarvoon ja roudan syvyyteen. Acta Forestalia Fennica 79.
- Mustonen, S.E. & Seuna, P. 1969. Maataloushallituksen hydrologisille havaintoasemille lasketut meteorologisen haihduntaindeksin vuorokausiarvot kesäaikana vuosina 1958–1967. Maa- ja vesiteknillisiä tutkimuksia 15.
- Mäkelä, M. 1971. Tuulihavainnoista ja ennustuksista Saimaan vesistöalueella vuonna 1967. Ilmatieteen laitos, tutkimuslause 33.
- Nash, J.E. 1958. The form of the instantaneous unit hydrograph. IASH Bulletin No 42.
- Nash, J.E. & Sutcliffe, J.V. 1970. River flow forecasting through conceptual models. Journal of Hydrology No 10.
- Nordberg, L. & Persson, G. 1976. On the temporal and regional groundwater variations in Sweden. Nordic Hydrological Conference, Reykjavik, Iceland.
- Rosenbrock, H.H. 1960. An automatic method for finding the greatest or least value of a function. The Computer Journal, Vol. 7, No 3.
- Saarnisto, M. 1970. The Late Weichselian and Flandrian history of the Saimaa Lake complex. Soc. Sci. Fennica, Comment, Phys. & Math. No 37.
- Saarnisto, M. 1971. The history of Finnish Lakes and Lake Ladoga. Soc. Sci. Fennica, Comment. Phys. & Math. No 41.
- Seuna, P. 1976. Valutamallit. Teknillinen korkeakoulu, vesitalouden seminaariesitelmä.
- Sherman, L.K. 1932. Streamflow from rainfall by the unit-graph method. Engineering News-Record, April 7.
- Shuljakovski, L. 1969. Formula for computing evaporative with allowance for the temperature of the free water surface. Sovjet Hydrology No 6.
- Snyder, W.M. & Stall, J.B. 1965. Men, models, methods and machines in hydrologic analysis. ASCE, Journal of the Hydraulics Division, HY 2.
- Solantie, R. 1976. Suomen vesitaseen laskeminen kaudelle 1931–1960. Lisensiaattitutkielma, Helsingin yliopisto, Geofysiikan laitos.

- Soveri, J. & Johansson, S. 1966. Havaintoja lumesta avatun maan routaantumisesta ja sulamisesta Suomessa vuosina 1958–1964. Valtion teknillisen tutkimuslaitoksen julkaisuja 107.
- Suomen geologia, 1964. Toim. Kalervo Rankama, Kirjayhtymä, Helsinki.
- Suomen kartasto, 1966. Suomen Maantieteellinen Seura, Helsinki.
- USCE, 1975. SSARR model: program description and user manual. North Pasific Division, Portland, Oregon.
- Vesistötoimikunta, 1958. Saimaan säännöstelysuunnitelma 1958. Vesivoimatoimikunta, vesistöjen säännöstelytoimisto.
- Wihuri, H. 1975. Pohjavesigeologia. Insinöörijärjestöjen koulutuskeskus ry.
- Virta, J. 1977. Sadanta-valuntamalli ja sen soveltaminen. Geofysiikan päivät 10.–11.3.1977. Geofysiikan seura, Helsinki.