

HYDRAULISEN JOHTAVUUDEN MITTAAMINEN, VAIHTELU JA HYVÄKSI-  
KÄYTTÖ SALAOJITUKSEN MITOITUKSESSA

Diplomityö, joka on tehty  
opinnäytteeksi Teknillisen  
korkeakoulun rakennusinsi-  
nööriosastolla professori  
Pertti Vakkilaisen valvon-  
nassa vuonna 1985.

## ALKUSANAT

Tämä diplomityö on tehty Teknillisen korkeakoulun vesitalouden laboratoriossa. Työn ohjaajana ja valvojana on toiminut professori Pertti Vakkilainen. Hänen kanssa käymäni keskustelut ovat olleet suureksi avuksi tutkimuksen kannalta keskeisissä kohdissa eli tutkimusongelman muodostuksessa ja sitä rajattaessa. Diplomityön valmistumisen olennaisena edellytyksenä on ollut Salaojakeskus ry:n taloudellinen tuki ja kenttämittauksia varten käyttööni saamani resurssit. Tästä erityinen kiitokseni toimitusjohtaja Jussi Saavalaiselle. Tutkimustyön aikana olen saanut arvokkaita neuvoja tekn.lis. Tuomo Karvoselta ojitusyhtälöihin liittyvissä kysymyksissä ja fil.lis. Pertti Lainiselta tilastollisten testien käytössä. Ins. Benny Lehto on avustanut minua kenttämittauksissa. Kaikille työni valmistumiseen vaikuttaneille esitän kiitokseni. Kiitokset myös kotiväelle kärsivällisyydestä.

Helsingissä 28.1.1986

  
Seija Rintanen

Tekijä ja työn nimi : Seija Rintanen	
Hydraulisen johtavuuden mittaaminen, vaihtelu ja hyväksikäyttö salaojituksen mitoituksessa	
Päivämäärä : 28.1.1986	Sivumäärä : 94
Osasto : Rakennusinsinööriosasto	Professuuri : Vesitalous
Työn valvoja : Prof. Pertti Vakkilainen	
Työn ohjaaja :	
<p>Tässä pellon hydraulista johtavuutta käsittelevässä tutkimuksessa oli kolme tavoitetta: 1) Selvittää uuden, pohjaveden pinnan yläpuolella olevien maakerrosten hydraulisen johtavuuden mittaamiseen kehitetyn kenttämittauslaitteen, MSU -laitteen, soveltuvuus suomalaisten pelto- maiden hydraulisen johtavuuden mittaamiseen, 2) Tutkia hydraulisen johtavuuden vaihtelua suomalaisissa peltomaissa ja 3) Tutkia ojitusyhtälöiden käyttökelpoisuutta salaojituksen mitoituksessa vertaamalla koepelloille eri ojitusyhtälöiden avulla laskettuja mitoituksia pelloille tehtyihin ojituksiin.</p> <p>Tutkimuksen kenttämittaukset tehtiin neljällä eri maalajista muodostuneella salaojitetulla pellolla. Tutkimuksessa mukana olleet maalajit olivat karkea hieta, savinen hiesu, lihava savi ja rahkaturve.</p> <p>MSU -laitteen testaamiseksi otettiin koalueilta häiriintymättömiä maanäytteitä laboratoriossa tehtäviä rinnakkaismäärityksiä varten. Tuloksia testattiin t-testin avulla sekä tutkittiin myös niiden välistä korrelaatiota. Havaintojen välillä todettiin olevan tilastollisesti merkitsevä korrelaatio. Tutkimuksen perusteella MSU -laite soveltuu hydraulisen johtavuuden mittaamiseen K-arvon vaihtelualueella 0,1-5,0 cm/h.</p> <p>Hydraulisen johtavuuden vaihtelua tutkittiin kaikilla koalueilla. Hydraulisen johtavuuden todettiin olevan normaalijakautunut rakenteeltaan homogeenisessa maassa ja log-normaalijakautunut epähomogeenisessa maassa. Hydraulisen johtavuuden variaatiokertoimet vaihtelivat koalueilla 14,6... 132,1 %:iin. Hydraulisen johtavuuden vaihtelua tutkittiin myös geostatistisesti. Homogeenisessa maassa hydraulisen johtavuuden vaihtelun todettiin olevan säännöllistä. Epähomogeenisissa maassa säännöllisyyttä ei havaittu.</p> <p>Koalueille laskettiin ojavälit MSU -laitteella mitattuja hydraulisen johtavuuden arvoja käyttäen sekä tasapainotilan että muuttuvan tilanteen ojitusyhtälöiden avulla. Vertailtaessa eri ojitusyhtälöiden avulla laskettuja ja pelloilla olevia ojavälejä saatiin yleisesti ottaen samansuuntaisia tuloksia. Turvemailla lasketut ojaetäisyydet olivat noin puolet pelloilla käytetyistä ojaetäisyyksistä. Savimaalla ei yhtälöillä kuitenkaan saatu käyttökelpoisia tuloksia.</p>	

**Author and name of the thesis :** Seija Rintanen

Measurement of hydraulic conductivity, its spatial variability and use in designing subsurface land drainage

**Date :** 28.1.1986

**Number of pages :** 94

**Department :**

Civil engineering

**Professorship :**

Water resources engineering

**Supervisor :**

Prof. Pertti Vakkilainen

**Instructor :**

Prof. Pertti Vakkilainen

The aim of this research was threefold: 1) to study the applicability of a new method, MSU falling head permeameter, developed for measuring saturated hydraulic conductivity of soil in situ above water table in Finnish fields 2) to study the spatial variability of hydraulic conductivity in Finnish fields and 3) to study the applicability of some drainage equations by comparing subsurface land drainage of experiment fields to the drain spacings computed with the equations.

The field experiments of this research were carried out on four different soils. The soil samples studied were sandy loam, silty clay, heavy clay and sphagnum peat. All the experiment fields had subsurface drains.

In order to test the MSU method undisturbed replication cores of soil were collected for laboratory measurement. Statistical comparison of the results were analysed with t-test. Correlation of the results was also studied and a statistically significant correlation was found. The conclusion of this phase of the study was that the MSU method is applicable for measurements of hydraulic conductivity with K-values 0.1...5.0 cm/h.

The spatial variability of hydraulic conductivity was studied on all experiment fields. The saturated hydraulic conductivity of the homogeneously structured soil was normally distributed and on heterogeneously structured soils log-normally distributed. The coefficients of variation of hydraulic conductivity varied from 14.6 % to 132.1 %. The spatial variability of hydraulic conductivity was also studied with geostatistical methods. Spatial structure was found on homogenous soils but not found on heterogenous soils.

The drain spacings for subsurface drainage of experiment fields were computed by both steady-state and non-steady-state drainage equations. Compared with the spacings of the experiment fields the calculated spacings were at the same level. However, the computed spacings for peat soils were approximately half of those in the field. The drainage equations can not be applied to heavy clay.

ALKUSANAT

TIIVISTELMÄ

ABSTRACT

SISÄLLYSLUETTELO

5

1 JOHDANTO

7

2 HYDRAULINEN JOHTAVUUS JA SEN MÄÄRITTÄMINEN

9

2.1 Hydraulinen johtavuus

9

2.2 Hydraulisen johtavuuden määritysmenetelmiä

10

2.2.1 Laboratoriomenetelmät

11

2.2.2 Kenttämenetelmät

13

2.2.3 Määritysmenetelmien antamista tuloksista

20

3 PELLON HYDRAULISEN JOHTAVUUDEN MÄÄRITTÄMINEN  
PISTEMITTAUKSIEN AVULLA

21

3.1 Pellon hydraulisen johtavuuden kuvaaminen tilastol-  
lisesti

22

3.2 Pellon hydraulisen johtavuuden kuvaaminen geostatis-  
tisesti

24

3.2.1 Geostatistiikan peruskäsitteitä

25

3.2.2 Ominaisuuden rakenteen kuvaaminen

28

3.2.3 Aluearvon estimointi

34

3.2.4 Geostatisten menetelmien soveltaminen agrohyd-  
rologiassa

36

4 HYDRAULINEN JOHTAVUUS ERÄISSÄ SUOMALAISISSA PELLOISSA

40

4.1 Tavoitteet

40

4.2 Mittausten toteutus

40

4.2.1 Mittausalueet

40

4.2.2 Aineiston keruumenetelmä

42

4.2.3 Hydraulisen johtavuuden määritysmenetelmä

44

4.3 Tulosten analysointi

48

4.3.1 MSU-mittauslaitteen soveltuvuus suomalaisten  
maalajien hydraulisen johtavuuden mittaamiseen

48

4.3.2 Hydraulisen johtavuuden tilastollinen analyysi

51

4.3.3 Hydraulisen johtavuuden geostatistinen analyysi

57

4.4 Johtopäätöksiä

59

5 HYDRAULISEN JOHTAVUUDEN HYVÄSIKÄYTTÖ SALAOJITUKSEN MITOITUKSESSA	62
5.1 Ojitusyhtälöt	62
5.1.1 Ojitusyhtälöiden periaatteet	62
5.1.2 Tasapainotilaan perustuvat ojitusyhtälöt	65
5.1.3 Muuttuvaan tilanteeseen perustuvat ojitusyhtälöt	68
5.2 Ojitusyhtälöiden soveltuminen ojituksen mitoitukseen Suomessa	69
5.2.1 Ojituskriteerit	69
5.2.2 Salaojituksen mitoitus Suomessa	71
5.2.3 Koealueiden salaojituksen mitoitus ojitusyhtälöiden avulla	71
5.3 Johtopäätöksiä	83
6 YHTEENVETO	85
LÄHDELUETTELO	89
LIITTEET	

## 1 JOHDANTO

Maaperän ja nesteen ominaisuudet säätelevät veden virtausta maaperässä. Maaperä on ominaisuuksiltaan vaihtelevaa ja vaihtelu saattaa olla voimakasta homogeeniseltakin näyttävällä alueella. Varsinkin maan hydraulisten ominaisuuksien on todettu vaihtelevan huomattavasti jo pienilläkin alueilla, mikä vaikuttaa edelleen veden virtauksen vaihteluun maassa. Jos, näin ollen veden virtaus maassa halutaan tuntea tarkasti, tulee maan hydraulisten ominaisuuksien vaihtelu ensin selvittää.

Mitoitettaessa salaojitusta ojitusyhtälöiden avulla on tunnettava maan hydraulinen johtavuus. Hydraulinen johtavuus määritetään yleensä pistemittauksista, jotka edustavat hydraulisen johtavuuden arvoa kyseisessä mittauspisteessä. Näiden mittausten perusteella muodostetaan käsitys tutkitavan alueen veden johtavuudesta ja sen vaihtelusta. Mittauspisteistä saatuja tuloksia voidaan analysoida tilastollisin tai geostatistisin menetelmin. Agrohydrologiassa on perinteisesti käytetty tilastollisia menetelmiä, mutta myös geostatistisia menetelmiä on alettu soveltaa viime vuosina. Suomessa peltojen hydraulista johtavuutta on tutkittu vähän, eikä sen vaihtelua ole aiemmin tutkittu lainkaan. Tässä tutkimuksessa on mitattu ja tarkasteltu hydraulista johtavuutta sekä sen vaihtelua eräissä suomalaisissa pelloissa käyttäen perinteisiä tilastollisia menetelmiä ja geostatistisia menetelmiä .

Suomessa ojitusta ei mitoiteta ojitusyhtälöitä käyttäen, eikä pellon hydraulista johtavuutta näin ollen määritetä. Osasyynä tähän lienee se, että hydraulisen johtavuuden mittaaminen on ollut työlästä. Uusia, helpommin käytettäviä hydraulisen johtavuuden in situ- määrittämenetelmiä on kuitenkin nyt käytettävissä. Tutkimuksessa hydraulisen johtavuuden vaihtelua on tarkasteltu havaintojen avulla, jotka

määritetty MSU-mittalaitteella, joka on uusi pohjaveden pinnan yläpuolella olevien maakerrosten hydraulisen johtavuuden määrittämiseen soveltuva menetelmä. Tutkimuksen osaongelmana oli samalla selvittää, soveltuuko tämä helppokäyttöinen menetelmä suomalaisten maalajien hydraulisen johtavuuden määrittämiseen. Tutkimuksessa on myös pääpiirteittäin selvitetty muita salaojitettavien maiden hydraulisen johtavuuden määrittämiseen soveltuvia menetelmiä. Määrittelyillä hydraulisen johtavuuden arvoilla laskettiin koe-pelloille ojituksen mitoitus ojitusyhtälöitä käyttämällä. Laskettua mitoitusta verrattiin pelloille jo tehtyihin ojituksiin. Myös ojitusyhtälöiden herkkyyttä hydraulisen johtavuuden vaihtelulle tutkittiin.



## 2 HYDRAULINEN JOHTAVUUS JA SEN MÄÄRITTÄMINEN

### 2.1 Hydraulinen johtavuus

Maan hydraulisella johtavuudella tarkoitetaan maan kykyä johtaa vettä. Darcyn lain (1) mukaan hiekkapilarin läpi kulkeva virtaama on suoraan verrannollinen hiekkapilarin poikkipinta-alaan ja pilarin ylä- ja alapintoihin vaikuttavien painekorkeuksien eroon sekä kääntäen verrannollinen pilarin paksuuteen.

$$Q = K \cdot A \cdot \Delta h / L \quad (1)$$

missä,  $Q$  = virtaama ( $m^3/s$ )  
 $K$  = hydraulinen johtavuus ( $m/s$ )  
 $A$  = pilarin poikkipinta-ala ( $m^2$ )  
 $L$  = pilarin paksuus ( $m$ )  
 $\Delta h$  = pilarin ylä- ja alapintoihin vaikuttavien vesipatsaiden korkeusero ( $m$ )

Darcyn laki esitetään usein muodossa (2)

$$v = Q/A = -K \cdot i \quad (2)$$

missä,  $v$  = virtaamanopeus ( $m/s$ )  
 $i$  = hydraulinen gradientti

Darcyn lain verrannollisuuskerroin ( $K$ ) on hydraulinen johtavuus, joka kuvaa huokoisen väliaineen virtausvastusta; se on virtausvastuksen käänteisluku. Hydraulinen johtavuus ( $K$ ) on yhtä suuri kuin virtaamanopeus silloin, kun hydraulinen gradientti on yksi. Darcyn laki pätee laminaariselle vir-

taukselle. Veden virtaus maaperässä on yleensä niin hidasta, että Darcyn lakia voidaan soveltaa maavesien virtaustilanteisiin (Hillel 1982).

Hydraulisen johtavuuden arvo riippuu huokoisesta väliaineesta, maasta, ja sen läpi virtaavasta nesteestä, vedestä. Maan ominaisuuksista hydrauliseen johtavuuteen vaikuttavat mm. maan huokoisuus, rakeiden ja huokosten muoto ja pinta-ala. Veden ominaisuuksista hydrauliseen johtavuuteen vaikuttavat veden viskositeetti ja tiheys. Maalle voidaan määrittää myös ominaisvedenjohtavuus, joka on riippuvainen vain maan ominaisuuksista. Hydraulinen johtavuus saadaan kertomalla ominaisvedenjohtavuus nesteen tiheyden ja viskositeetin suhteella. Veden tiheyteen ja viskositeettiin vaikuttavat lämpötila ja veteen liuenneet aineet. Pohjaveden virtausta käsiteltäessä veden tiheys oletetaan yleensä vakioiksi, mutta lämpötilan vaikutus veden viskositeettiin tulee ottaa huomioon (Dieleman ja de Ridder 1972).

Maan hydrauliseen johtavuuteen vaikuttaa myös maan vesipitoisuus. Kyllästymättömän maan hydraulinen johtavuus on kyllästyneen maan hydraulista johtavuutta pienempi, koska maan kuivussa tyhjentyvät maan huokokset suurimmista alkaen ja vain pienimmät huokokset ovat vettä johtavia. Kyllästymättömän maan hydraulinen johtavuus riippuu maan vesipitoisuudesta ja matrikpotentiaalista. Hydrauliselle johtavuudelle maan vesipitoisuuden tai matrikpotentiaalilin funktiona on kehitetty useita laskukaavoja (esim. Hillel 1982).

## 2.2 Hydraulisen johtavuuden määritysmenetelmiä

Maan hydraulinen johtavuus voidaan määrittää laboratoriossa tai kentällä in situ. Laboratoriomenetelmissä vesi johdetaan maanäytteen läpi siten, että virtaus on yksiulotteista ja näyte on täysin vedellä kyllästetty. Kenttäolosuhteissa

veden virtausta ei tunneta tarkasti, koska virtaus ei ole pelkästään yksiulotteista, näyte ei ole täysin vedellä kylästynyt ja näytettä ympäröivän maan kosteuspitoisuus ja matrikpotentiaali ovat tuntemattomia. Kenttäolosuhteilla on kuitenkin laboratoriomenetelmiin nähden etuna se, että näytteen häiriintymisalttius pienenee kuljetus- ja säilytysvaiheiden jäädessä pois sekä se, että kenttämenetelmissä näytteen koko on usein suurempi kuin laboratorionäytteen, jolloin mittauksen edustavuus paranee /1/,/2/. Molempia menetelmiä käytetään määrittettäessä pellon hydraulista johtavuutta salaojituksen mitoitusta varten.

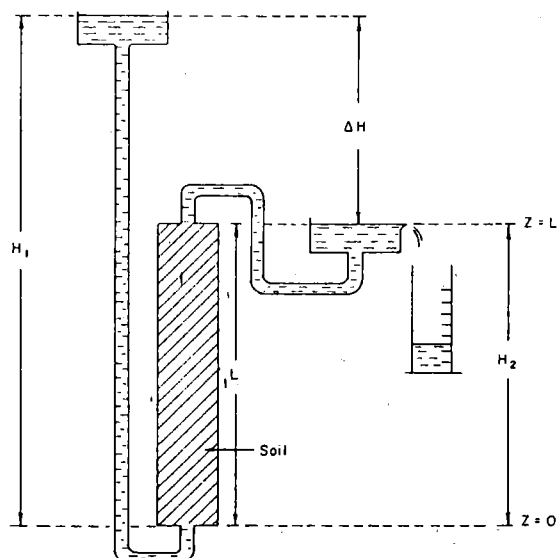
### 2.2.1 Laboratoriomenetelmät

Hydraulinen johtavuus voidaan määrittää laboratoriossa joko suorilla tai epäsuorilla menetelmillä käyttäen. Suorat määritysmenetelmät perustuvat Darcyn lakiin, epäsuorilla menetelmillä maanveden johtavuus määritetään esim. mekaanisen maa-analyysin perusteella. Määritettävä hydraulinen johtavuus on kyllästyneen maan hydraulinen johtavuus.

Suoria hydraulisen johtavuuden määritysmenetelmiä ovat vakio ja muuttuvapainekorkeus -menetelmä. Näissä hydraulinen johtavuus määritetään häiriintymättömistä maanäytteistä. Vakio painekorkeus -menetelmässä (kuva 1) mitataan maanäytteen läpi aikayksikössä virtaava vesimäärä. Kun näytteen paksuus, poikkipinta-ala ja sen ylä- ja alapintoihin vaikuttavien painekorkeuksien ero tunnetaan, voidaan hydraulinen johtavuus laskea Darcyn lain avulla. Vesi johdetaan yleensä alhaalta ylöspäin, jolloin näytteen kyllästyessä kaikki ilma pääsee poistumaan näytteestä. Vakio painekorkeusmenetelmää käytetään hyvin vettä läpäisevien maiden hydraulisen johtavuuden määrittämiseen.

-----  
 /1/ Näytekokon suurentamisen on todettu pienentävän havaintojen variaatiokerrointa (Baker 1977).

/2/ Käytettäessä pientä näyteliieriötä on todennäköisyys sille, että maanäytteessä olevat huokoskanavat päättyvät lieriön seinämiin, suurempi kuin suurta lieriötä käytettäessä, pienellä lieriöllä saadaan tällöin liian pieni hydraulisen johtavuuden arvo. Käänteisessä kairanreikämenetelmässä tätä virhetekijää ei ole (ADAS 1982).

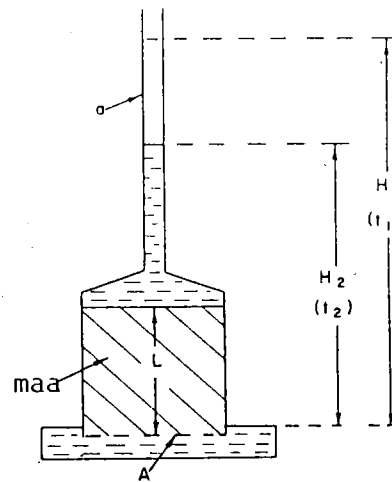


Kuva 1. Hydraulisen johtavuuden mittaaminen vakiopainekorkeus -menetelmällä ( Hillel 1982 ).

Huonosti vettä läpäisevien maiden hydraulinen johtavuus määritetään muuttuvaa painekorkeutta käyttäen (kuva 2). Muuttuvapainekorkeus -menetelmässä näytteen läpi suotautuva vesimäärä voidaan laskea näytteen yläpintaan vaikuttavan painekorkeuden muutoksesta. Hydraulinen johtavuus saadaan kaavan (3) avulla muutokseen kuluneen ajan ja painekorkeuksien arvojen perusteella mitattuna ennen muutosta ja sen jälkeen. Mikäli painekorkeusputken poikkileikkausala on erisuuri kuin näytteen poikkileikkausala, kerrotaan tulos näiden alojen suhteella.

$$K = a/A \cdot l/t \cdot \ln \frac{H_1}{H_2} \quad (3)$$

missä,      $a$  = painekorkeusputken poikkileikkausala ( $m^2$ )  
                $A$  = näytteen poikkileikkausala ( $m^2$ )  
                $l$  = näytteen paksuus (m)  
                $H_1$  = painekorkeus hetkellä  $t=0$  (m)  
                $H_2$  = painekorkeus hetkellä  $t=t$  (m)  
                $t$  = muutokseen kulunut aika (s)



Kuva 2. Hydraulisen johtavuuden määrittäminen muuttuvaa painekorkeutta käyttäen ( Hillel 1982).

Hydraulisen johtavuuden määrittäminen epäsuorilla menetelmillä perustuu empiirisesti määritettyihin kaavoihin. Hydraulinen johtavuus määritetään niillä esim. tehokkaan rae-koon ( $d_{10}$ ) (Helenelund 1981), maan vedenpidätyskäyrästä määritetyn huokoskokojakauman (Marshall 1957) tai maan tehoppinnan ja kokonaishuokoisuuden mukaan (Kessler ja Oosterbaan 1973). Epäsuorilla menetelmillä voidaan määrittää vain hydraulisen johtavuuden suuruusluokka, ei sen tarkkaa arvoa. Epäsuoria menetelmiä voidaan käyttää karkeiden yksittäisrakeisten maiden hydraulisen johtavuuden määrittämiseen (Kessler ja Oosterbaan 1973).

### 2.2.2 Kenttämenetelmät

Hydraulisen johtavuuden kenttämittausmenetelmän valintaan vaikuttaa se, määritetäänkö hydraulinen johtavuus pohjaveden pinnan ylä- vai alapuolella olevista maakerroksista. Mitattaessa hydraulista johtavuutta ojituksen mitoitusta varten on kyseessä yleensä hydraulisen johtavuuden mittaaminen pohjaveden pinnan yläpuolelta. Tähän tarkoitukseen on kehitetty useita menetelmiä. Kaikissa niissä maahan johdetaan vettä ja maan kyllästyttyä mitataan veden suotautumisnopeus, josta hydraulinen johtavuus lasketaan. Mittausmene-

telmien avulla selvitetään, käänteistä kairanreikämenetelmää lukuun ottamatta, maan vertikaalisuuntainen veden johtavuus (Bouwer 1961, Topp ja Binns 1976, Scotter et al. 1982). Käänteisellä kairanreikämenetelmällä saadaan maan horisontaalisuuntainen veden johtavuus (Boersma 1965).

Hydraulisen johtavuuden mittaaminen pohjaveden pinnan yläpuolelta on ollut työlästä. Mittaus yhdessä pisteessä on saattanut kestää useita päiviä /1/,/2/ ja mittauksessa tarvittu vesimäärä on ollut suuri /1/,/3/ , eivätkä mittauslaitteilla saadut tulokset aina ole olleet tyydyttäviä /4/,/5/. Tästä syystä hydraulisen johtavuuden mittausmenetelmiä on kehitetty pyrkien helppokäyttöisiin, vähän vettä kuluttaviin ja nopeisiin menetelmiin. Myös hydraulisen johtavuuden laskemista mitatun virtaaman perusteella on kehitetty ottamalla huomioon veden virtaus maahan mittauslaitteen synnyttämässä virtaustilanteessa entistä tarkemmin ja näin pyritty parantamaan saatavaa tulosta.

Mitattaessa kyllästyneen maan hydraulista johtavuutta pohjaveden pinnan yläpuolelta täytyy maa ennen mittausta kylmistää. Maan kyllästyminen mitataan menetelmissä tensiometrillä tai vaihtoehtoisesti maan oletetaan olevan kyllästy-

-----  
Hydraulisen johtavuuden mittaus käänteisellä kairanreikämenetelmällä saattaa kestää useita päiviä ja veden kulutus voi olla jopa 1000 l tai enemmän mittauksia kohti (Reynolds et al. 1983 ).

Kaksikaivomenetelmällä hydraulisen johtavuuden mittaamiseen kuluu runsaasti aikaa ja laitteen painavuuden vuoksi sen käyttö on hankalaa (Kessler ja Oosterbaan 1973).

Kaksikaivomenetelmässä veden syöttöastian tilavuus on 500 l (Boersma 1965).

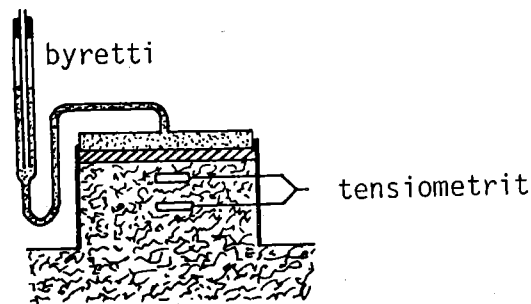
Käänteisellä kairanreikämenetelmällä saadut tulokset ovat poikenneet kairanreikämenetelmällä saaduista tuloksista (Sillanpää 1956, Reynolds et al. 1983).

Infiltrometrillä saatavia tuloksia ei voida pitää tarkkoina (Kessler ja Oosterbaan 1973).

nyt, kun veden suotautumisnopeus ei enää muutu eli ollaan saavutettu tasapainotila. Hydraulisen johtavuuden kenttämittauslaitteissa suodinmenetelmässä ja parannetussa AEP-menetelmässä (Air Entry Permeameter) maan kyllästyminen mitataan tensiometrillä, muissa menetelmissä kyllästyminen havaitaan tasapainotilan saavuttamisesta. Tensiometri mahdollistaa hydraulisen johtavuuden mittaamisen myös muussa kuin kyllästyskosteudessa.

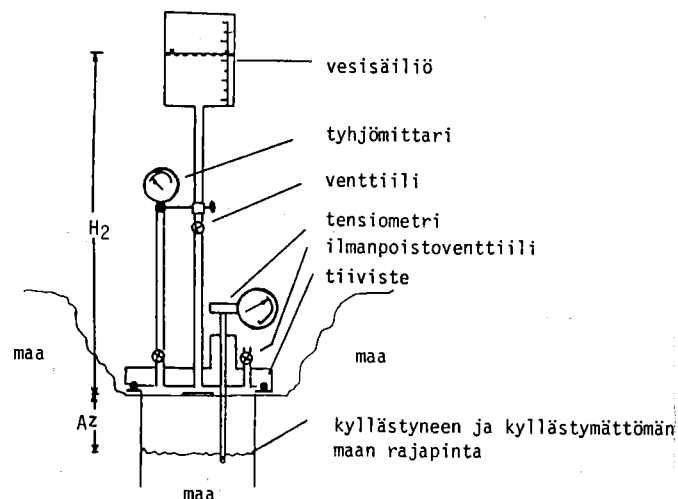
Kenttämittausmenetelmissä sovelletaan hydraulisen johtavuuden mittaamiseen sekä muuttuvaa että vakio painekorkeutta. Vakio painekorkeuteen perustuvissa menetelmissä käytetään yleensä niin pientä painekorkeutta, että hydraulisen gradientin voidaan olettaa olevan yksi. Tällöin veden suotautumisnopeutta pidetään maan hydraulisena johtavuutena. Menetelmissä, joissa hydraulinen johtavuus määritetään muuttuvaa painekorkeutta käyttäen, lasketaan veden johtavuus maanäytteen paksuuden, painekorkeuserojen ja painekorkeuden muutokseen kuluneiden aikojen avulla.

Hydraulisen johtavuuden määrittäminen suodinmenetelmällä on kehitetty kyllästymättömän maan hydraulisen johtavuuden määrittämiseen (Bouma et al. 1971, Bouma ja Denning 1972) ja vasta myöhemmin laajennettu kyllästyneen maan hydraulisen johtavuuden mittaamiseen (Baker ja Bouma 1976, Baker 1977). Hydraulinen johtavuus mitataan maahan kaivetusta jalustasta (kuva 3). Kyllästymättömän maan hydraulista johtavuutta mitattaessa jalustan päälle valetaan kipsistä ja hiekasta kuori, suodin, joka rajoittaa veden virtausta. Jalustaan johdetaan vettä suotimen läpi. Tasapainotilassa veden suotautumisnopeus on hydraulinen johtavuus tensiometrin osoittamalla matrikpotentiaalin arvolla. Suotimen koostumuksella säädellään virtaamaa siten, että hydraulinen johtavuus saadaan määritettyä eri matrikpotentiaalin arvoilla. Kyllästyneen maan hydraulista johtavuutta mitattaessa suodinta ei valeta lainkaan; kyllästyneen maan hydraulinen johtavuus on veden suotautumisnopeus tensiometrin näyttäessä arvoa 0.



Kuva 3. Suodinmenetelmän periaatekuva (Bouma 1977).

Suodinmenetelmän lisäksi käytetään tensiometriä maan kylästyksen havaitsemiseen parannetussa AEP-menetelmässä (Kuva 4). AEP-menetelmässä hydraulinen johtavuus määritetään muuttuvaa painekorkeutta käyttäen.



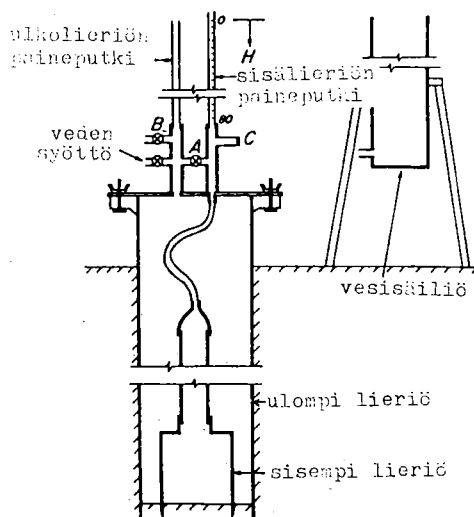
Kuva 4. Parannetun AEP-menetelmän periaatekuva (Topp ja Binns 1976).

Hydraulisen johtavuuden mittauslaitteissa, jotka on kehitetty vain kyllästyneen maan hydraulisen johtavuuden mittaamiseen, maan kyllästyminen havaitaan tasapainotilan saavut-



tamisesta. Yksinkertaisin tälläinen hydraulisen johtavuuden määrittäminen menetelmä on infiltrometri. Infiltrometri on rengas tai lieriö, joka upotetaan maahan. Maan kyllästyttyä oletetaan virtauksen aiheutuvan vain gravitaatiovoimien vaikutuksesta /1/ ja hydraulinen gradientti oletetaan ykköseksi. Maan hydraulisena johtavuutena pidetään veden lopullista suotautumisnopeutta.

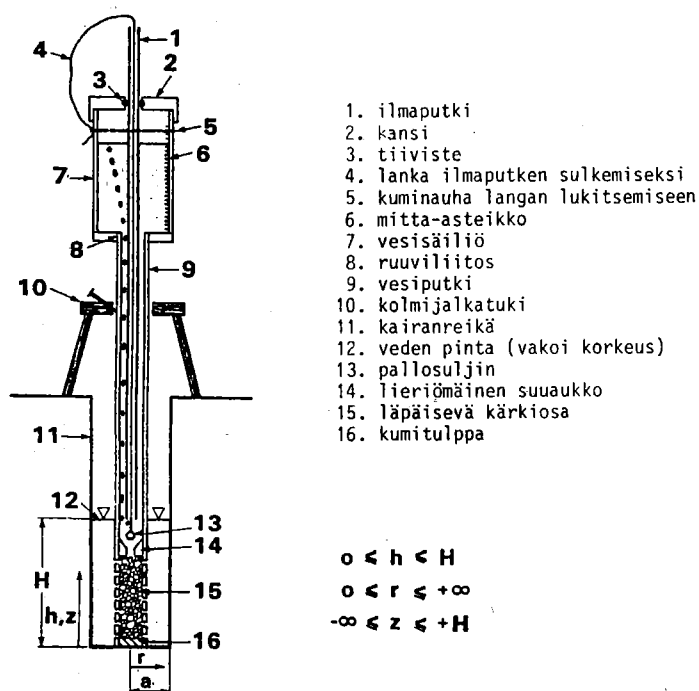
Infiltrometriä kehittyneempi hydraulisen johtavuuden mittaustapa on kaksikaivomenetelmä, jota käyttäen horisontaalivirtaus saadaan erotettua vertikaalivirtauksesta kaksivaiheisella mittauksella. Kaksikaivomenetelmässä hydraulinen johtavuus mitataan kahta sisäkkäistä lieriötä käyttäen (kuva 5). Kaksivaiheisessa mittauksessa veden pintojen annetaan laskea molemmissa lieriössä ensin samalla tavalla ja sitten vain sisemmässä lieriössä (ulommassa veden pinta pidetään vakio tasolla). Lieriöiden välinen virtaus saadaan laskelmissa eliminoitua ja hydraulinen johtavuus lasketaan painekorkeuden muutoksista muuttuvapainekorkeusyhtälöä soveltamalla.



Kuva 5. Kaksikaivomenetelmän periaatekuva (Bouwer 1962).

/1/ Infiltrometrillä saatavan tuloksen parantamiseksi hydraulisen johtavuuden määrittämistä kahdella eri kokoisella renkaalla ( $r_1 < 2r_2$ ) on tutkittu. Laskemalla hydraulinen johtavuus kummastakin renkaasta mitattujen suotautumisnopeuksien avulla saadaan adsorptiovoimien tulokseen aiheuttama virhe eliminoitua. Tutkimuksessa kahdella renkaalla saadut tulokset olivat samanlaisia laboratoriomenetelmillä saatujen tulosten kanssa (Scotter et al. 1982).

Käänteisellä kairanreikämenetelmällä /1/ saadaan määritettyä maan horisontaalisuuntainen veden johtavuus. Sen vaikeutena on kuitenkin ollut suuri veden tarve ja mittauksen hitaus. Parannetussa menetelmässä (kuva 6) on laitteen mittasuhteita pienennetty ja näin saatu veden kulutus väheneämään ja mittaus nopeutumaan /2/ (Talsma ja Hallam 1980). Käänteisessä kairanreikämenetelmässä hydraulinen johtavuus lasketaan tasapainotilan virtaaman, kairanreiän mittojen ja siinä olevan veden korkeuden perusteella. Laitteella saatavan tuloksen parantamiseksi hydraulisen johtavuuden laskemista on kehitetty korvaamalla virtaustilanteen yksinkertaistuksia paremmin todellisuutta kuvaavilla yhtälöillä. Mittausjärjestelyssä vesi virtaa maahan kairanreiän seinä-



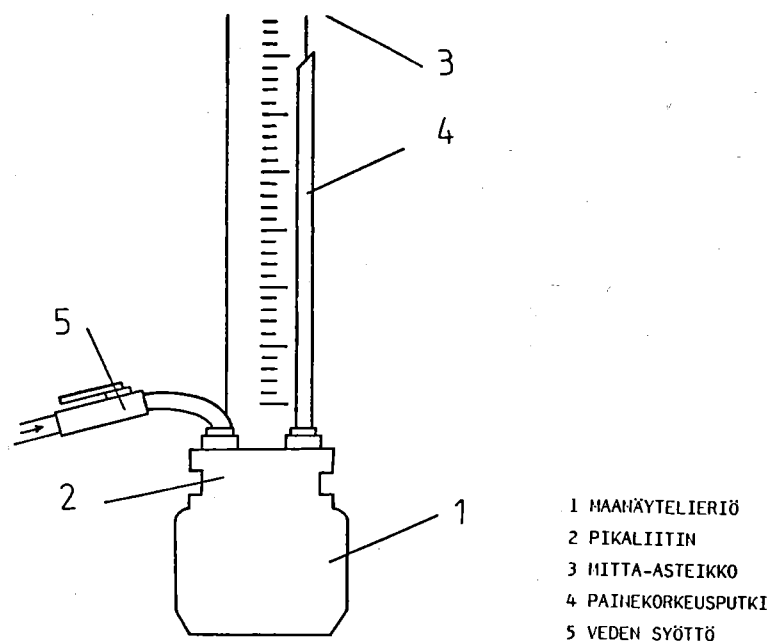
Kuva 6. Parannettu käänteinen kairanreikämenetelmä (Reynolds et al. 1983).

/1/ Käänteisellä kairanreikämenetelmällä on useita nimiä: Constant head permeameter, Shallow-well pump-in method, Well-piezometer method, Dry auger-hole method, Inversed auger-hole method, Porchet method.

/2/ Veden kulutus on 0,5-2 l (Reynolds et al. 1983) ja mittaus kestää 5-20 minuuttia (Talsma ja Hallam 1980).

mien ja pohjan kautta, virtausta aiheuttavat gravitaatiovoima ja painepotentiaalierot. Yksinkertaistetuissa menetelmissä on otettu huomioon vain gravitaation vaikutus (Porchet) tai hydrostaattinen paine (Glover). Kehitetyissä laskentamalleissa otetaan huomioon nämä molemmat (Reynolds et al. 1983) tai näiden lisäksi vielä maan matrikpotentiaalivaikutus (Reynolds et al. 1985). Parannetulla mittausjärjestelyllä ja kehitetyillä laskentamalleilla menetelmällä saadut tulokset ovat olleet hyviä (Reynolds et al. 1985).

MSU-laitteella /1/ maan hydraulinen johtavuus määritetään muuttuvaa painekorkeutta käyttämällä. Hydraulinen johtavuus mitataan maahan painetun lieriön sisällä olevasta maanäytteestä sen kyllästyttyä (Kuva 7).



Kuva 7. MSU-mittalaitteen periaatekuva.

MSU-mittalaitteesta saadut kokemukset ovat vähäiset sen uutuuden vuoksi. Laitteella saatujen tulosten vertaaminen laboratoriomäärityksiin on kuitenkin osoittanut menetelmän käyttökelpoiseksi (Merva 1979). Tässä tutkimuksessa hyd-

---

/1/ Laite on kehitetty Michigan State Universityssä, siitä lyhenne MSU.

raulisen johtavuuden kenttämäärittäykset tehtiin MSU-laitteella ja tutkimuksen yhtenä tarkoituksena oli selvittää sen käyttökelpoisuus Suomessa. Laitteen yksityiskohtainen toimintaperiaate ja käyttö on esitetty muiden mitausjärjestelyiden yhteydessä luvussa 5, jossa on esitetty myös tutkimuksen tulokset sekä johtopäätökset laitteen soveltuvuudesta.

### 2.2.3 Määrittämenetelmien antamista tuloksista

Usein uutta menetelmää testattaessa verrataan sen antamia tuloksia laboratoriomenetelmällä saatuihin tuloksiin. Kenttä- ja laboratoriomenetelmissä kyllästyneen maan kosteuspiitoisuuden on kuitenkin havaittu olevan erilainen, sillä maan kosteuspiitoisuus tasapainotilassa on ollut pienempi kenttämenetelmissä kuin laboratoriossa täysin kyllästetyn näytteen kosteuspiitoisuus (Reynolds et al. 1985). Tämä johtuu siitä, että kenttämenetelmissä maahan jää ilmaa, koska vesi johdetaan maahan ylhäältä käsin alaspäin; laboratoriossa vesi johdetaan alhaalta ylöspäin, jolloin ilma pääsee hyvin poistumaan. Kenttämittausmenetelmissä maan hydraulinen johtavuus saadaan siis kenttäkyllästyskosteudessa, laboratoriossa täysin vedellä kyllästyneenä.

Mittausmenetelmien erilaiset tekniikat johtavat tulosten erilaisuuteen ja eri menetelmien käyttökelpoisuus vaihtelee maalajeittain (Lee et al. 1985). Tutkimuksessa todettiin AEP-menetelmän soveltuvan parhaiten hydraulisen johtavuuden mittaamiseen maaperästä, jossa on suuria huokosia, laboratoriomenetelmän maalle, jossa maan tekstuuri määrää veden johtavuuden ja käänteisen kairanreikämenetelmän näiden välimuodolle. Savimailla minkään menetelmän ei todettu antavan luotettavia tuloksia. Savimaiden hydraulisen johtavuuden mittaamisen vaikeudet on todettu laajemmaltikin /1/, ja sen vuoksi yksinomaan savimaiden mittausta varten on kehitetty oma mittausmenetelmä (Bouma ja Dekker 1981).

---

/1/ MSU-laitteella mitattujen ja laboratoriossa määritettyjen tuloksien välillä oli tilastollisesti merkittävä ero (luku 5).

### 3 PELLON HYDRAULISEN JOHTAVUUDEN MÄÄRITTÄMINEN PISTEMITTAUKSIEN AVULLA

Salaojituksen mitoitusta varten tulee tietää pellon hydraulinen johtavuus. Määritys voidaan tehdä erilaisin menetelmin, joilla saatavat arvot kuvaavat kuitenkin vain pienen alueen hydraulista johtavuutta /1/. Mittausta voidaan pitää alueen mittasuhteisiin nähden pistemittauksena. Pellon hydraulisen johtavuuden selvittämiseksi mittauksia tehdään useita ja näistä mittaustuloksista lasketaan yleensä perinteisin tilastollisin menetelmin keskiarvo ja mittaustulosten vaihtelua kuvaava keskihajonta.

Perinteisestä tilastollisesta käsittelytavasta poiketen havaintoja voidaan analysoida myös siten, että ominaisuuden vaihtelua ei pidetä pelkästään sattuman aiheuttamana, vaan sen oletetaan riippuvan osittain myös ominaisuuden sijainnista alueella. Tätä tarkastelutapaa kutsutaan geostatistiksi. Määritettäessä pellon hydraulista johtavuutta geostatistisesti painotetaan saatuja mittaustuloksia niiden sijainnin mukaan. Jos havaintojen vaihtelun säännöllisyys saadaan selvitettyä, on havaintojen lisäksi ominaisuudesta käytettävissä enemmän tietoa kuin perinteisessä tilastollisessa tarkastelussa ja estimaatin tarkkuus paranee. Mikäli ominaisuuden todetaan olevan täysin satunnaisesti pellolle jakautunut, palautuu käsittely perinteiseen tilastolliseen analyysiin.

---

/1/ Määritysmenetelmissä käytettyjen lieriöiden tai maanäytteidien tilavuus vaihtelee 300-1400 cm<sup>3</sup>:iin. Parannetussa käänteisessä kairanreikämenetelmässä mittauksessa mukana olevan maan tilavuus vaihtelee maalajin mukaan 1000-6000 cm<sup>3</sup>:iin (Reynolds et al. 1983).

### 3.1 Pellon hydraulisen johtavuuden kuvaaminen tilastollisesti

Havaintotuloksia tilastollisesti analysoitaessa määritetään tehdyistä havainnoista niiden jakauma sekä jakaumaa kuvaavia tunnuslukuja. Jakaumia kuvaavia tunnuslukuja ovat mm. havaintojen keskiarvo ja havaintojen vaihtelua ilmentävä keskihajonta. Usein havainnoista lasketaan myös havaintojen vaihtelun suuruutta kuvaava variaatiokerroin (cv), joka on keskiarvon suhde hajontaan kerrottuna sadalla (%). Useat luonnonilmiöt noudattavat normaalijakaumaa (Laininen 1980) ja tällöin havaintojen aritmeettinen keskiarvo on ominaisuuden paras estimaatti.

Hydraulisen johtavuuden vaihtelua on tutkittu jo 1950-luvulta alkaen. Tehdyissä tutkimuksissa on määritetty hydraulisen johtavuuden jakauma, ja sen on todettu noudattavan usein log-normaalijakaumaa (esim. Mason et al. 1957, Nielsen et al. 1973, Baker ja Bouma 1976, Russo ja Bresler 1981 a, Jones ja Wagenet 1984, Lee et al. 1985). Scotter et al. (1982) ovat kuitenkin saaneet hydraulisen johtavuuden jakaumaksi normaalijakauman alueilla, joissa maa on ollut silminnähden epähomogeenista, halkeamia ja huokosia on ollut paljon. Muille maan ominaisuuksille esim. vesipitoisuudelle (Nielsen et al. 1973), hiekan prosentuaaliselle osuudelle ja sähkönjohtokyvylle (Wagenet et al. 1984) ja tilavuuspainolle (Cassel ja Bauer 1975) jakaumaksi on saatu normaalijakauma.

Ominaisuus on log-normaalijakautunut, jos sen havaintojen luonnolliset logaritmit noudattavat normaalijakaumaa. Havaintojen muunnosten jakaumasta voidaan laskea jakaumaa kuvaavia tunnuslukuja ja muuntaa nämä takaisin alkuperäisen jakauman tunnusluvuiksi. Muunnettujen havaintojen aritmeettisen keskiarvon antilogaritmi on alkuperäisen jakauman mediaani (4) (Jonhson ja Leone 1977) ja samalla havaintojen geometrinen keskiarvo (Rogowski 1972), joka on osoittautunut hydraulisen johtavuuden parhaaksi estimaatiksi.

Kaavana:

$$K_G = e^{\bar{X}} \quad (4)$$

missä,  $\bar{X}$  = log-muunnettujen havaintojen keskiarvo

Rogowsgin (1972) mukaan estimaatin luotettavuusvälit voidaan muuntaa alkuperäiseen asteikkoon log-normaalijakauman tapauksessa jakamalla tai kertomalla geometrinen keskiarvo muunnettujen havaintojen hajonnalla (5), ei vähentämällä tai lisäämällä kuten normaalijakauman tapauksessa. Log-normaalijakautuneiden havaintojen variaatiokerroin lasketaan kaavan (6) avulla

$$e^{(\mu_{ln} + \sigma_{ln})} = e^{S_{ln}} K_G \quad (5)$$

$$e^{(\mu_{ln} - \sigma_{ln})} = K_G / e^{S_{ln}}$$

missä,  $S_{ln}$  = muunnettujen hajontojen keskihajonta

$\mu_{ln}$  = muunnetun jakauman keskiarvo

$\sigma_{ln}$  = muunnetun jakauman hajonta

$$CV = (e^{S_{ln}^2} - 1)^{1/2} * 100 \quad (6)$$

Hydraulisen johtavuuden on todettu vaihtelevan muita maan ominaisuuksia, kuten esimerkiksi tilavuuspainoa, enemmän (Warrick ja Nielsen 1980). Kyllästyneen maan hydraulisen johtavuuden variaatiokertoimeksi on saatu vaihtelevia arvoja, 3-15 % (Baker 1978), 13.6 % (Russo ja Bresler 1980), 41 % (Russo ja Bresler 1981) ja 100 % (Nielsen et al. 1973). Variaatiokertoimen on havaittu vaihtelevan syvyyden mukaan, suurimmillaan sen on todettu olevan 30 cm:n syvyydessä (Nielsen et al. 1973). Kyllästymättömän maan hydraulisen johtavuuden variaatiokertoimen on todettu saavan suurempia arvoja kuin kyllästyneen maan hydraulisen johtavuuden variaatiokerroin (Nielsen et al. 1973, Russo ja Bresler 1981).

### 3.2 Pellon hydraulisen johtavuuden kuvaaminen geostatistisesti

Geostatistiikalla tarkoitetaan luonnon ilmiöiden ja ominaisuuksien kuvaamista siten, että ominaisuuden vaihtelun mahdollinen säännöllisyys otetaan satunnaisuuden lisäksi huomioon. Kuvattaessa ilmiötä perinteisillä tilastollisilla tavoilla oletetaan havaintojen olevan toisistaan riippumattomia. Geostatistiikassa hylätään oletus havaintojen riippumattomuudesta ja päinvastoin etsitään havaintojen välisiä riippuvaisuussuhteita. Jos riippuvaisuutta havaintojen välillä ei ole, palautuu käsittely perinteisiin tilastollisiin menetelmiin. Se, että ominaisuus ei ole täysin satunnaisesti jakautunut ilmenee mm. siten, että lähekkäiset havainnot ovat enemmän samanlaisia kuin etäällä toisistaan tehdyt havainnot. Jos havaintojen välillä todetaan olevan riippuvaisuussuhde, pyritään se muotoilemaan matemaattiseksi esitykseksi. Geostatistiikassa tämä matemaattinen esitys ei ole deterministinen, vaan siihen on yhdistetty paikallinen stokastisuus.

Hydrometereologiassa venäläinen koulukunta havaitsi jo 1940-luvulla tarpeen tuntea ominaisuuden vaihtelu alueella, jos aluekeskiarvojen määrittämiseen halutaan optimaaliset painoarvot ja jos aluekeskiarvon virhe halutaan määrittää. Koulukunnan työ sai kuitenkin vain vähän huomiota osakseen (Delhomme 1978). Itse geostatistinen ominaisuuksien kuvaamistapa on kehittynyt etelä-afrikkalaisten ja ranskalaisten kaivosinsinöörien ja geologien toimesta. Geostatistinen lähestymistapa kehitettiin erilaisten mineraaliesiintymien hahmottamiseksi havainnoista entistä tarkemmin hyödyntämällä havaintojen vaihtelusta saatavaa tietoa ja tietoa esim. etsittävän malmin mineralisoitumisesta (Journel ja Huijbregts 1978). Sanan geostatistiikka on määritellyt ranskalainen G. Matheron 1962 seuraavasti: "Geostatistiikka on luonnon ilmiöiden tulkitsemista ja estimointia satunnaisfunktioiden avulla". Geostatistiikkaa on sovellettu geologian ja geohydrologian lisäksi myös metsätieteissä ja



syväluotauksessa (Delhomme 1978). Agrohydrologiassa sitä on sovellettu vasta 1980-luvulta alkaen (Russo ja Bresler 1981 a).

### 3.2.1 Geostatistiikan peruskäsitteitä

Geostatistiikassa keskeisiä peruskäsitteitä ovat alueellinen muuttuja, satunnaismuuttuja, satunnaisfunktio sekä satunnaisfunktioista muodostetut ensimmäinen momentti ja toinen momentti, odotusarvo ja varianssi, kovarianssi ja variogrammi. Geostatistiikan teoria perustuu em. käsitteisiin.

Alueellisella muuttujalla tarkoitetaan muuttujaa, joka kuvaa tutkittavaa ominaisuutta alueen jokaisessa pisteessä. Kun ominaisuus saa erilaisia arvoja eri pisteissä, saa alueellinen muuttuja tutkittavan ominaisuuden arvon kussakin pisteessä (Journel ja Huijbregts 1978). Kaikkia maaperän tai ilmakehän ominaisuuksia kuvaavia muuttujia voidaan pitää alueellisina muuttujina (Delhomme 1978). Tutkittavan ominaisuuden arvot voivat vaihdella kuitenkin niin epäsäännöllisesti, ettei ominaisuutta voida kuvata tavallisin analyttisin keinoin. Koska ominaisuuden arvoon kussakin pisteessä vaikuttavat aina paikalliset virhetekijät ja toisaalta ominaisuus noudattaa globaalisti tiettyä rakennetta, tulee näiden molempien sisältyä ominaisuutta kuvaavaan matemaattiseen tulkintaan. Tällainen matemaattinen tulkinta on satunnaisfunktio (Journel ja Huijbregts 1978).

Satunnaismuuttuja  $Z$  on funktio, joka liittää reaaliluvun  $Z(x)$  jokaiseen otosavaruuden alkeistapahtumaan  $x$  (Laininen 1980). Geostatistiikassa jokaiseen pisteeseen liittyy satunnaismuuttuja, jonka otosavaruus muodostuu niistä arvoista, jotka ominaisuus voi pisteessä saada. Satunnaismuuttujan yhtenä realisaationa pidetään alueellisen muuttujan  $Z(x)$  arvoa kyseisessä pisteessä. Satunnaisfunktio  $Z(x)$  on funktio satunnaismuuttujista  $Z(x_i)$ . Pisteessä  $x_i$  satunnaisfunktio on satunnaismuuttuja  $Z(x_i)$ . Pisteiden  $x_i$  ja  $x_{i+h}$  satunnaismuuttujien välinen korrelaatio ilmentää alkuperäisen alueellisen muuttujan rakennetta (Journel ja Huijbregts 1978).

Tarkasteltavan ominaisuuden rakenne saadaan muodostettua matemaattiseksi esitykseksi, kun ominaisuutta kuvaavasta satunnaisfunktioista  $Z(x)$  muodostetaan sen ensimmäinen ja toinen momentti. Ensimmäinen momentti ( $m$ ) on satunnaisfunktion odotusarvo pisteessä  $x$

$$E[Z(x)] = m(x) \quad (7)$$

Satunnaisfunktioista voidaan muodostaa kolme geostatistikkassa käytettävää toista momenttia: varianssi, kovarianssi ja variogrammi. Varianssi (8) pisteessä  $x$  kuvaa ominaisuuden arvojen vaihtelua pisteessä odotusarvonsa  $m(x)$  ympärillä

$$\text{Var}[Z(x)] = E\left[[Z(x)-m(x)]^2\right] \quad (8)$$

Kovarianssi (9) kuvaa ominaisuuden eri pisteissä saamien arvojen välisen riippuvaisuuden voimakkuutta. Jos pisteiden saamat arvot ovat toisistaan riippumattomia, on kovarianssi nolla.

$$C(x_1, x_2) = E\left[[Z(x_1)-m(x_1)] \cdot [Z(x_2)-m(x_2)]\right] \quad (9)$$

Variogrammi (10) kuvaa ominaisuuden arvojen erotusten vaihtelua pisteissä  $x_1$  ja  $x_2$ .

$$2\gamma(x_1, x_2) = \text{Var}[Z(x_1)-Z(x_2)] \quad (10)$$

Variogrammin sijasta käytetään yleensä semivariogrammia, joka on muotoa

$$\gamma(x_1, x_2) = 1/2 \text{Var}[Z(x_1)-Z(x_2)] \quad (11)$$

Alueellisen muuttujan pisteessä  $x$  saama arvo on satunnaismuuttujan eräs realisaatio tässä pisteessä. Jotta satunnaismuuttujan todennäköisyysjakauma pisteessä  $x$  voitaisiin

määrittää, täytyisi pisteestä olla useita havaintoja, mikä ei pellon hydraulisen johtavuuden mittauksessa ole useinkaan mahdollista. Ongelma voidaan ratkaista olettamalla tarkasteltava ominaisuus homogeeniseksi. Tutkittavaa ominaisuutta voidaan yleensä pitää homogeenisena ainakin jollakin rajatulla alueella. Alueella, jossa ominaisuuden voidaan katsoa olevan homogeeninen, toistaa alueellinen muuttuja  $Z(X)$  itseään ja arvojen  $Z(x_i)$  voidaan katsoa olevan saman satunnaismuuttujan eri realisaatioita. Tällöin saadaan satunnaismuuttujan odotusarvo ja varianssi laskettua.

Kovarianssien ja variogrammien arvot riippuvat kahden havaintopisteen  $x_i$  ja  $x_{i+h}$  arvoista. Näiden määrittämiseksi tarvitaan myös useita arvoja havaintopisteistä  $x_i$  ja  $x_{i+h}$ . Tekeillä oletus tarkasteltavan ominaisuuden stationaarisyydestä /1/ saadaan kovarianssi ja variogrammi määritettyä. Satunnaisfunktio on stationaarinen, jos sen  $k$ :sta mielivaltaisesta havainnosta muodostettu yhteisjakauma ei muutu, vaikka havaintoja vaihdettaisiin. Ominaisuuden ollessa stationaarinen kovarianssi ja variogrammi eivät riipu pisteiden sijainneista vaan niiden välisestä etäisyydestä,  $/h/ = x_{i+h} - x_i$ . Tällöin jokainen havaintopari, jossa pisteiden välinen etäisyys on  $/h/$ , on yksi kovarianssin ja variogrammin määrittämiseen tarvittava havaintopari. Tämä oletus merkitsee sitä, että kahden havaintoarvon välinen korrelaatio ei ole riippuvainen pisteiden sijainneista vaan niiden välisestä etäisyydestä.

Stationaarisessa tapauksessa ominaisuuden odotusarvo ei riipu havaintopisteen sijainnista ja kovarianssi etäisyydellä  $/h/$  on

$$C(h) = E[Z(x+h) * Z(x)] - m^2 \quad (12)$$

ja semivariogrammi

$$\gamma(h) = 1/2 E[[Z(x+h) - Z(x)]^2] = C(0) - C(h) \quad (13)$$

Geostatistiikassa riittää, että odotusarvo ja varianssi ovat stationaarisia,

Joissakin tapauksissa tarkasteltavaa ominaisuutta ei voida kuitenkaan olettaa stationaariseksi. Tällöin sitä voidaan kuitenkin tarkastella geostatistisesti, jos voidaan tehdä oletus, että erotuksen  $Z(x+h)-Z(x)$  oletusarvo on nolla ja että erotuksen varianssi ei riipu havaintopisteiden sijainnista, vaan ainoastaan niitä erottavasta etäisyydestä  $/h/$ . Tällöin ominaisuudelle ei voida määrittää kovarianssia, mutta sen sijaan variogrammi voidaan määrittää. Semivariogrammiksi saadaan tällöin

$$\gamma(h) = 1/2 \text{Var} [ Z(x+h) - Z(x) ] = 1/2 E [ [Z(x+h) - Z(x)]^2 ] \quad (14)$$

### 3.2.2 Ominaisuuden rakenteen kuvaaminen

Geostatistiikassa etsitään ominaisuuden vaihtelusta säännöllisyyttä ja halutaan muotoilla tämä säännöllisyys matemaattiseksi esitykseksi. Ominaisuuden rakenne voidaan muodostaa sen satunnaisfunktioiden momenttien avulla. Jos ominaisuus on toisen asteen stationaarinen, voidaan ominaisuudelle määrittää kovarianssit ja variogrammit etäisyyden  $/h/$  funktiona.

Käytettäessä kovarianssifunktiota ominaisuuden rakenteen kuvaamisessa muodostetaan siitä usein autokorrelaatiofunktio eli korrelogrammi (15) (Journel ja Huijbregts 1978) seuraavasti

$$\rho(h) = \frac{C(h)}{C(0)} = 1 - \frac{\gamma(h)}{C(0)} \quad (15)$$

missä,  $C(h)$  = kovarianssi pisteiden välisen etäisyyden ollessa  $/h/$   
 $C(0)$  = kovarianssi pisteiden välisen etäisyyden ollessa 0  
 $\gamma(h)$  = semivariogrammi pisteiden välisen etäisyyden ollessa  $/h/$

Geostatistisissa sovellutuksissa havaintoarvojen välimatkat ovat usein lyhimmän etäisyyden monikertoja. Tällöin havainnoista saatava korrelogrammi ( $\mathcal{G}(h)$ ) on diskreetti. Diskreetti korrelogrammi saadaan laskettua etäisyyden monikerroille ominaisuuden ollessa isotrooppinen kaavasta (16) (Yevjevich 1972).

$$\mathcal{G}(h) = \frac{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i \cdot x_{i+h} - \frac{1}{N^2} \sum_{i=1}^N x_i \cdot \sum_{i=1}^N x_{i+h}}{\left[ \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i^2 - \frac{1}{N^2} \left( \sum_{i=1}^N x_i \right)^2 \right]^{1/2} \cdot \left[ \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_{i+h}^2 - \frac{1}{N^2} \left( \sum_{i=1}^N x_{i+h} \right)^2 \right]^{1/2}} \quad (16)$$

missä,  $N$  = niiden parien lukumäärä, joiden etäisyys on  $/h/$ .

Autokorrelaatiofunktio saa arvon yksi, kun etäisyys on nolla. Kun pisteparia erottava etäisyys kasvaa, pienenee yleensä niiden välinen korrelaatio. Autokorrelaatiofunktio lähestyykin yleensä nollaa etäisyyden moninkertaistuessa.

$$\mathcal{G}(h=0) = 1$$

$$h \rightarrow \infty, \mathcal{G}(h) \rightarrow 0$$

$$|\mathcal{G}(h)| < \mathcal{G}(0)$$

Autokorrelaatiofunktion avulla saadaan ominaisuuden rakennetta kuvaavia tunnuslukuja. Korrelaatioetäisyys on suurin etäisyys, millä havainnot vielä korreloivat. Arvoja, joiden välinen etäisyys on korrelaatioetäisyyttä suurempi, voidaan pitää toisistaan riippumattomina. Korrelaatioetäisyys on

$$J = \left[ 2 \int_0^{\infty} \mathcal{G}(h) \cdot h \cdot dh \right]^{1/2} \quad (17)$$

Autokorrelaatiofunktioista voidaan laskea myös etäisyys, jota lähempänä olevien arvojen korrelaatiokertoimet eivät poikkea merkittävästi ykkösestä (18) (Russo ja Bresler 1981).

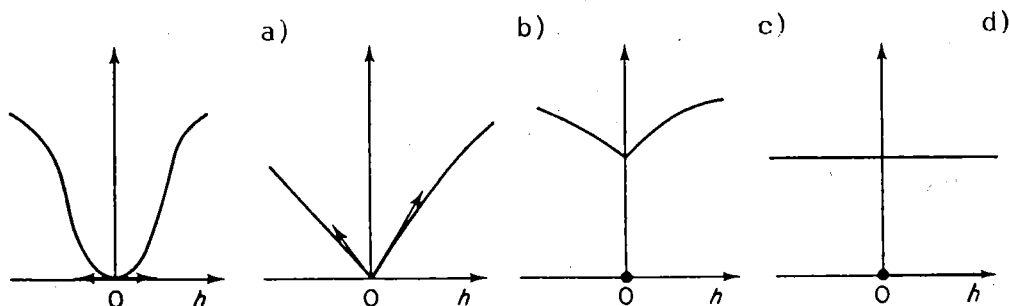
$$1 = \left[ -2 / \left[ d^2 \mathcal{G}(h) / dh^2 \right] \right]^{1/2} \quad (18)$$

Kovarianssifunktion sijasta voidaan satunnaisfunktioista muodostaa variogrammifunktio ( $\gamma(h)$ ). Jos tarkasteltava ominaisuus ei ole stationaarinen, ei sille voida määrittää kovarianssifunktiota, mutta sen sijaan variogrammifunktio voidaan tietyin edellytyksin. Variogrammifunktio määritetään yleensä myös etäisyyksien monikerroille  $/h/$ .

$$\gamma(h) = 1/2 \cdot 1/N(h) \sum_{i=1}^{N(h)} [Z(x_{i+h}) - Z(x_i)]^2 \quad (19)$$

Tutkittaessa ominaisuutta tasossa on  $h$  vektori. Ominaisuuden ollessa isotrooppinen on semivariogrammifunktio kuitenkin vain vektorin pituuden  $/h/$  funktio. Anisotrooppiselle ominaisuudelle voidaan laskea semivariogrammifunktio tasossa tai kolmiulotteisessa tilassa, jolloin huomioon otetaan myös vektorin suunta.

Määritetyn semivariogrammifunktion muoto kertoo tutkittavan ominaisuuden rakenteen säännöllisyydestä. Semivariogrammin käyttäytyminen lähellä origoa voidaan jakaa neljään päätyyppiin: parabolinen, lineaarinen, epäjatkuvuus origossa (nugget-effect) ja tasannevariogrammi (pure nugget-effect) (kuva 8).

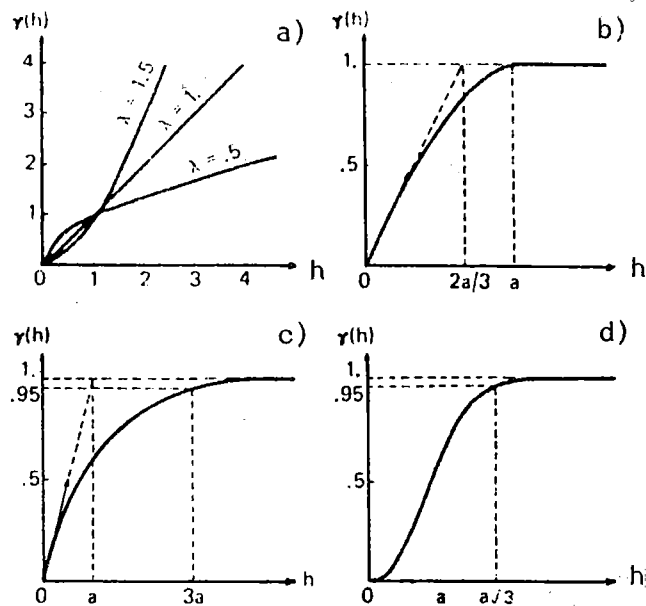


Kuva 8. Variogrammin käyttäytyminen lähellä origoa. a) parabolinen, b) lineaarinen, c) epäjatkuvuus origossa ja d) tasanne variogrammi (Journel ja Huijbregts 1978).

Variogrammin parabolinen käyttäytyminen  $(h) \sim A/h^\lambda$  lähellä origoa ilmentää ominaisuuden erittäin säännöllistä muuttamista tilassa. Lineaarinen muoto  $(h) \sim A/h$  ilmentää myös ominaisuuden muuttumisen säännöllisyyttä, joskaan ei niin voimakasta kuin parabolinen muoto. Epäsäännölliselle ominaisuudelle määritetty semivariogrammi on epäjatkua origossa (nugget-efekti). Tällöin ominaisuuden hyvin lähekkäisetkin havainnot poikkeavat huomattavasti toisistaan. Epäjatkuvuus origossa saattaa aiheutua siitä, että mittauspisteiden etäisyydet on valittu liian suuriksi ominaisuuden rakenteeseen nähden, sillä valittu mittakaava vaikuttaa semivariogrammiin. Jos mittauspisteiden väliset etäisyydet ovat korrelaatioetäisyyttä suurempia, ei riippuvaisuutta havaintojen välillä ole. Ominaisuus voi myös olla epäsäännöllinen vain pienillä etäisyyksillä tai mittausvirheiden vaikutus, valkoinen kohina, peittää rakenteen. Suurilla etäisyyksillä ominaisuuden vaihtelu saattaa muuttua säännölliseksi. Tasannevariogrammin tapauksessa näin ei kuitenkaan tapahdu ja tällöin ominaisuus on jakautunut alueelle täysin satunnaisesti ja havaintoarvot ovat toisistaan riippumattomia.

Suurilla etäisyyden arvoilla semivariogrammifunktio voi lähestyä jotain tasoa tai se voi jatkuvasti kasvaa. Semivariogrammifunktiota, joka etäisyyden  $h$  kasvaessa lähestyy kynnysarvoa, sanotaan transitiomalliksi. Etäisyys, jonka jälkeen variogrammi ei enää kasva, on samalla suurin etäisyys, millä havainnot vielä korreloivat. Etäisyyden kasvaessa tätä suuremmaksi havainnot voidaan pitää toisistaan riippumattomina. Jos variogrammifunktio muuttuu vielä suurillakin etäisyyden arvoilla parabolisesti, ei tehtyjen hypoteesien voida olettaa enää pätevän. Tällainen variogrammifunktion kasvu merkitsee yleensä trendiä, jolloin ominaisuuden oletusarvo on epästationaarinen. Stationaarisuus voidaan tällöin saavuttaa eliminoimalla trendivaikutus esim. vähentämällä satunnaisfunktioista  $Z(x)$  trendin estimaatti  $m(x)$  ja tarkastelemalla saatua jäännöstä. Jos satunnaisfunktion odotusarvon muuttuminen paikan funktiona on hidasta ja säännöllistä, voidaan se kuitenkin sisällyttää malliin (Delhomme 1978).

Ominaisuuden rakenteesta saatua kokeellista semivariogrammifunktiota ei voida sellaisenaan käyttää, vaan saatuun funktioon täytyy sovittaa jokin teoreettinen malli. Kokeelliseen semivariogrammifunktioon sovitetaan usein jokin kuvassa 9 ja taulukossa 1 esitetyistä malleista.



Kuva 9. a)  $h^\lambda$ -malli, b) pallomalli, c) eksponenttimalli ja d) Gaussin malli (Delhomme 1978).

Taulukko 1. Kokeellisiin semivariogrammifunktioihin sovitettavia teoreettisia malleja (Delhomme 1978).

malli	funktio	kaltevuus origossa	rangi	kynnys
nugget-efekti	$\gamma(h) = C(1-d)$	$\infty$	0	C
yksijäseninen	$\gamma(h) = \omega/h^\lambda$	$\begin{cases} 0 < \lambda < 1 & \infty \\ \lambda = 1 & \omega \\ 1 < \lambda < 2 & 0 \end{cases}$	$\begin{cases} \infty \\ \infty \\ \infty \end{cases}$	$\begin{cases} \infty \\ \infty \\ \infty \end{cases}$
pallomalli	$\gamma(h) = \begin{cases} \omega[3/2 \cdot \frac{h}{a} - \frac{1}{2}(\frac{h}{a})^3] & h < a \\ \omega & h > a \end{cases}$	$\begin{cases} 3\omega/2a & h < a \\ 3\omega/2a & h > a \end{cases}$	$\begin{cases} a \\ a \end{cases}$	$\begin{cases} \omega \\ \omega \end{cases}$
eksponentti	$\gamma(h) = \omega[1 - e^{(-h/a)}]$	$\omega/a$	3a	$\omega$
gaussin	$\gamma(h) = \omega[1 - e^{(-h/a^2)}]$	0	$a\sqrt{3}$	$\omega$



Sovitettavan mallin tulee olla sellainen, että jokaiselle pisteelle  $x$  ( $n$  kpl:ta) ja  $n$ :lle mielivaltaisesti valitulle kertoimelle  $\lambda_i$  ( $\sum_{i=1}^N \lambda_i = 0$ ) yhtälö

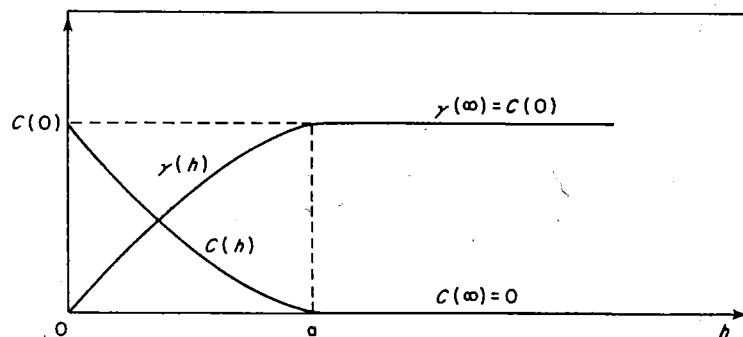
$$\text{Var} \left( \sum_{i=1}^N \lambda_i Z(x_i) \right) = - \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N \lambda_i \lambda_j \gamma(x_i - x_j) \quad (20)$$

antaa positiivisen tuloksen (Delhomme 1978).

Kovarianssi- ja variogrammifunktiot voidaan muodostaa toisistaan ominaisuuden ollessa toisen asteen stationaarinen. Tällöin niiden välillä on yhteys (Journel ja Huijbregts 1978).

$$\gamma(h) = C(0) - C(h) \quad (21)$$

Yleensä korrelaatio kahden satunnaismuuttujan  $Z(x)$  ja  $Z(x+h)$  välillä pienenee niiden välisen etäisyyden kasvaessa. Tällöin kovarianssifunktio pienenee alkuarvostaan  $C(0)$  lähestyen arvoa nolla, semivariogrammifunktio taas kasvaa etäisyyden kasvaessa, kunnes havaintoarvot ovat toisistaan riippumattomia (kuva 10) (Journel ja Huijbregts 1978).



Kuva 10. Kovarianssi- ja semivariogrammifunktion välinen yhteys (Journel ja Huijbregts 1978).

### 3.2.3 Aluearvon estimointi

Geostatistiikassa estimointiin käytetään G. Matheronin kehittämää lineaarista estimointimenetelmää, kriging-menetelmää /1/. Kriging-menetelmässä otetaan huomioon tarkasteltavan ominaisuuden rakenne käyttämällä estimoinnissa hyväksitty havainnoista määritettyä semivariogrammifunktiota. Ominaisuuden rakenne vaikuttaa estimointiin sitä enemmän mitä säännöllisempi se on. Esim. estimoitaessa piste-arvoa useista havainnoista ominaisuuden rakenteen ollessa säännöllinen antaa kriging-menetelmä suurempia painoja läheltä estimoitavaa pistettä tehdyille havainnoille kuin kauempana tehdyille. Jos taas kyse on hyvin säännöttömästä ominaisuudesta, on kaikille havainnoille annettavat painot lähes samantaisia. Estimoitaessa aluearvoa kriging-menetelmällä otetaan huomioon havaintopisteiden sijainti estimoitavalla alueella, havaintopisteiden keskinäinen sijainti sekä ominaisuuden rakenne semivariogrammin avulla.

Kriging-menetelmä poikkeaa muista lineaarisista estimointimenetelmistä siinä, että se ottaa huomioon ominaisuuden satunnaisuuden. Estimoitaessa alueelle  $V$  ominaisuuden  $Z(x)$  aluearvoa muodostetaan tehdyistä havainnoista  $Z(x_i)$  niiden lineaarikombinaatio  $Z_V^*$ .

$$Z_V = 1/V \int_{V(x)} Z(y) dy \quad (22)$$

$$Z_V^* = \sum_{i=1}^N \lambda_i Z(x_i) \quad (23)$$

Painoarvot  $\lambda_i$  määrätään siten, että estimaattori  $Z_V^*$  on harhaton ja tehokas

$$E/Z_V^* - Z_V / = 0 \quad (24)$$

$$\text{Var}/Z_V^* - Z_V / = \text{minimi} \quad (25)$$

1/ Estimointimenetelmä on nimetty D.G. Krigen mukaan, joka ensimmäisenä sovelsi Matheronin kehittämää menetelmää (Gambolati et al. 1979).

Kriging-menetelmässä harhattomuus ja tehokkuus asetetaan rajoituksiksi ja painot  $\lambda_i$  määrätään Lagrangen-kerroinmenetelmää käyttäen.

$$\sum_{i=1}^N \lambda_i Y(x - x_i) + \mu = \bar{Y}(x_i, V) \quad (26)$$

$$\sum_{i=1}^N \lambda_i = 1 \quad (27)$$

missä,  $Y(x_i - x_{i+h})$  = pisteiden  $x_i$  ja  $x_{i+h}$  välinen semivariogrammi

$$\bar{Y}(x_i, V) = 1/V \int_V (x_i - x) dx$$

variogrammin keskiarvo, joka kuvaa pisteen  $x_i$  ja aluetta  $V$  edustavan pisteen välistä semivariogrammia

$\mu$  = Lagrangen kerroin.

Stationaarisessa tapauksessa myös muilla estimointimenetelmillä lasketut estimaatit ovat harhattomia ( $\sum \lambda = 1$ ), mutta kriging-menetelmän etuna muihin on se, että sen avulla voidaan laskea estimaatille myös varianssi. Estimaatin varianssi lasketaan seuraavasti

$$\delta_K^2 = \sum_{i=1}^N \bar{Y}(x_i, V) \mu - Y(V, V) \quad (28)$$

missä,  $(V, V) = \frac{1}{V^2} \int_V \int_V Y(x-x') dx dx'$

kahden toisistaan riippumattoman alueen  $V$  yli kulkevan pisteen välinen semivariogrammi

Kriging-menetelmällä voidaan laskea myös muiden estimointimenetelmien antamien estimaattien varianssit ja näin verrata menetelmiä toisiinsa.

Kriging-menetelmän paremmuutta muihin estimointimenetelmiin on myös arvosteltu. Gambolatin ja Volpin (1979) mukaan kriging-menetelmä ei ole muita menetelmiä parempi estimointimenetelmä, koska semivariogrammia ei tunneta vaan, se täytyy määrätä samoista havainnoista kuin itse estimaattikin. Jos ominaisuudesta tiedetään jo entuudestaan jotain, mikä voidaan sisällyttää semivariogrammiin, saadaan menetelmällä käyttöön enemmän tietoa kuin muilla menetelmillä ja sillä saatava estimaatti on tarkempi kuin muilla menetelmillä määritetty.

### 3.2.4 Geostatististen menetelmien soveltaminen agrohydrologiassa

Geostatistiikkaa on sovellettu agrohydrologiassa vasta viime vuosina. Geostatistisesti on tutkittu mm. hydraulisen johtavuuden /1/, /2/ ja maan infiltraatiokyvyn vaihtelua /3/. Näiltä koealueilta saatuja tuloksia on käsitelty geostatistisesti hydraulisen johtavuuden ja maan muiden ominaisuuksien vaihtelevuuden selvittämiseksi (Russo ja Bresler 1981 a, Burgess ja Webster 1980, Jones ja Wagenet 1984) sekä sovellettu geostatistisia menetelmiä hydraulisen johtavuuden vaihtelua (Bresler et al. 1984, Jones ja Wagenet 1984, Wagenet et al. 1984) tai veden virtausta (Russo ja Bresler 1981b) selittävien tekijöiden määrittämiseen. Tutkimuksissa on määritetty hydraulisen johtavuuden rakenne

et Daganissa, Israelissa, on määritetty maan hydraulisia ominaisuuksia tilastollisia ja geostatistisia tarkasteluja varten (Russo ja Bresler 1980). Alueelta tehtyjä havaintoja on käytetty useissa eri tutkimuksissa (Russo ja Bresler 1981 a, b, Bresler et al. 1984).

Itahissa, Yhdysvalloissa, tutkittiin menetelmiä hydraulisen johtavuuden ja vesipitoisuuden välisen yhteyden estimoimiseksi. Havaintoja tarkasteltiin myös geostatistisesti (Jones ja Wagenet 1984, Wagenet et al. 1984).

Kaliforniassa, Yhdysvalloissa, tutkittiin maan infiltraatiokyvyn vaihtelua geostatistisesti alueella, jota pidettiin homogeenisena. Tutkimuksen tavoitteena oli mm. geostatististen menetelmien käyttökelpoisuuden testaaminen (Vieira et al. 1981).

semivariogrammifunktioilla tai korrelogrammeilla. Kriging-menetelmällä on laskettu aluearvot ja estimaattien varianssit sekä mm. lisämittauspisteille optimaaliset sijoituspaikat ja tarkasteltu niiden vaikutusta estimaatin varianssiin (Russo ja Bresler 1982). Maan infiltraatiokyvystä tehdyssä tutkimuksessa piirrettiin alueelle vaihtelua kuvaava kartta kriging-menetelmällä (Vieira et al. 1981).

Tehdyissä tutkimuksissa hydraulisen johtavuuden vaihtelulle määritetyt rakenteet ovat olleet erilaisia. Israelissa määritettiin havainnoista /1/ hydraulisen johtavuuden autokorrelaatio havaintojen välisten etäisyyksien funktiona. Alue oletettiin isotrooppiseksi ja stationaariseksi; suunnan vaikutus jätettiin huomioon ottamatta. Havaintojen todettiin korreloivan ja saatuun autokorrelaatiofunktioon sovitettiin teoreettinen pallomalli /2/. Alueella hydraulisen johtavuuden korrelaatio vaihteli mittausyvyiden mukaan. Suurin korrelaatioetäisyys saatiin 30 cm:n syvyydelle ( $J = 39$  m) ja pienin 90 cm:n syvyydelle ( $J = 14$  m). Muidenkin maan hydraulisten ominaisuuksien korrelaatioetäisyyksien todettiin pienenevän syvyyden kasvaessa.

Samalta alueelta tehdyssä tutkimuksessa (Bresler et al. 1984), jossa tutkittiin hydraulisen johtavuuden vaihtelua selittäviä tekijöitä, kyllästyneen maan hydrauliselle johtavuudelle määritetty semivariogrammi ei lähestynyt mitään kynnystasoa. Tämän kaltaiseen semivariogrammin käyttäytymiseen voi syynä olla trendi tai se, että havaintopisteiden etäisyydet on valittu tutkittavan ominaisuuden rakenteeseen nähden liian pieniksi. Tehdyssä tutkimuksessa havainnoista poistettiin trendi, joilloin havaintojen varianssi pieneni 50 % eli trendin osuus vaihtelusta oli noin

---

/1/ Hydraulinen johtavuus mitattiin AEP-menetelmällä (Russo ja Bresler 1980).

/2/ Semivariogrammifunktioon parhaiten sopi pallomalli

$$\gamma(h) = 1 - 3/2 \frac{h}{A} + 1/2 \left(\frac{h}{A}\right)^3 \quad h < A; \quad \gamma(h) = 0 \quad h > A$$

puolet. Trendin poistamisen jälkeen kyllästyneen maan hydraulisen johtavuuden residuaaleista saatiin korrelaatio etäisyydeksi 15-20 m.

Yhdysvalloissa tehdyssä tutkimuksessa ei hydraulisen johtavuuden vaihtelun todettu olevan säännöllistä (Jones ja Wagenet 1984). Samasta aineistosta tutkittiin myös maan kemiallisten ja fysikaalisten ominaisuuksien vaikutusta hydraulisen johtavuuden vaihteluun. Käytetyn mittausmenetelmän /1/ todettiin vaikuttaneen saatuun tulokseen (Wagenet et al. 1984).

Kriging-menetelmällä lasketun estimaatin ja estimaatin, joka laskettiin ottamatta huomioon ominaisuuden rakenne, variansseja on verrattu (Russo ja Bresler 1984). Kun hydraulisen johtavuuden aluearvo laskettiin ottamatta huomioon sen rakenne saatiin variaatiokertoimeksi 7.5 % ja kriging-menetelmällä lasketun estimaatin variaatiokertoimeksi saatiin 3.43 %. Tutkimuksessa tarkasteltiin myös estimaatin varianssin pienenemistä, jos lisäpisteiden sijoitus valitaan kriging-menetelmää käyttämällä tai sijoituspaikat valitaan satunnaisesti. Kriging-menetelmällä varianssi pieni 50 % ja satunnaisella lisäpisteiden sijoituksella 27 % tehtäessä 11 lisäpistettä. Tämän tutkimuksen mukaan saadaan ominaisuuden estimaatti tarkemmin ja sijoitetuista lisäpisteistä koituu enemmän hyötyä, kun käytetään kriging-menetelmää perinteisten menetelmien sijasta.

Hydraulisen johtavuuden vaihtelua selittäviä tekijöitä on tutkittu myös geostatistisesti. Tutkimuksissa on selvitetty maan suolapitoisuuden ja maan rakeisuuden vaikutusta kyllästyneen maan hydraulisen johtavuuden vaihteluun. Tutkimuksessa (Bresler et al. 1984), jossa käytettiin Israelissa mitattuja havaintoja tarkasteltiin hydraulista johtavuutta sekä stationaarisenä että olettamalla keskiarvo muuttuvaksi, trendi. Tutkimuksessa todettiin maan suolapitoisuuden selittävän 10-15 % hydraulisen johtavuuden vaihtelusta,

-----  
 Kyllästyneen maan hydraulinen johtavuus laskettiin tasapainotilanteen vesipitoisuuden muutoksista ajan funktiona (Jones ja Wagenet 1984).

maan rakeisuuden ( hiekan prosentuaalisen osuuden ) vaikutukseksi saatiin 24-45 % ja tekijöiden yhteisvaikutuksen suuruus oli 10-25 % eli näillä tekijöillä voidaan hydraulisen johtavuuden vaihtelusta selittää 70-50 %. Tutkimuksessa (Wagenet et al. 1984) hydraulisen johtavuuden vaihtelua selittävistä tekijöistä maan suolapitoisuuden osuudeksi saatiin 20 % ja rakeisuuden 6 %.

## 4 HYDRAULINEN JOHTAVUUS ERÄISSÄ SUOMALAISISSA PELLOISSA

### 4.1 Tavoitteet

Empiirisen osan tarkoituksena oli tutkia hydraulista johtavuutta ja sen vaihtelua suomalaisissa peltomaalajeissa sekä selvittää uuden hydraulisen johtavuuden kenttämittauslaitteen, MSU-laitteen soveltuvuutta hydraulisen johtavuuden mittaamiseen Suomessa. Hydraulista johtavuutta mitattiin useista mittauspisteistä siten, että havaintoja voitiin analysoida sekä tilastollisesti että geostatistisesti ja verrata menetelmillä saatuja tuloksia toisiinsa. Koealueiksi valittiin salaojitettuja pelloja, jotta pelloille tehtyjä ojituksia voitaisiin verrata ojitusyhtälöillä niille saataviin mitoitusarvoihin.

### 4.2 Mittausten toteutus

#### 4.2.1 Mittausalueet

Mittausalueet valittiin siten, että koepellot edustivat eri maalajeja. Kivennäismaalajeista mukana olivat lihava savi, savinen hiesu ja karkea hieta. Eloperäisiä maalajeja edusti rahkaturvepelto. Mittauspaikkakunnat sijaitsivat eri puolilla Suomea. Kivennäismaalajipelloista sijaitsivat Etelä-Suomessa; lihava savipelto Loimaalla ( $60^{\circ} 50'$ ,  $23^{\circ} 50'$ ) ja savinen hiesupelto Nurmijärvellä ( $60^{\circ} 28'$ ,  $24^{\circ} 48'$ ). Karkea hietapelto sijaitsi Muhoksella ( $64^{\circ} 47'$ ,  $25^{\circ} 59'$ ) ja rahkaturvepelto Jalasjärvellä ( $62^{\circ} 29'$ ,  $22^{\circ} 47'$ ). Kaikki koepellot olivat salaojitettuja; osa hyvin toimivia (Loimaa, Nurmijärvi ja Muhos), osa ongelmapeltoja (Jalasjärvi).

#### Loimaa

Loimaalla mittauksia tehtiin Loimaan kaupungin alueella sijaitsevilla maanviljelijä Paavo Hollon pelloilla. Koealueena olleen pellon maalaji on lihavaa savea. Pelto on salaojitettu vuonna 1962 ja ojamateriaalina on tiili. Ojien



väli on 17 m. Pelloilla viljeltiin rypsiä, joka kukki mit-  
tausten aikana. Koealueen kartta, mittaustulokset ja määri-  
tetyt rakeisuuskäyrät on esitetty liitteessä 1.

#### Nurmijärvi

Nurmijärvellä mittaukset tehtiin maanviljelijä Leo Hounin  
pelloilla. Pellon maalaji on savista hiesua. Pelto on sa-  
laojitettu vuonna 1982. Salaojat on tehty tiiliputkesta ja  
ojaväli on 20 m. Pellolle oli kylvetty vehnää, joka oli  
mittausten aikana oraalla. Koealueen kartta, mittaustulok-  
set ja määritetyt rakeisuuskäyrät on esitetty liitteessä 2.

#### Muhos

Muhoksella mittaukset tehtiin Koivikon koulutilan pelloil-  
la. Koealueen maalaji on karkeaa hietaa. Salaojat ovat tii-  
liputkea ja ojien väli on 20 m. Pellolla oli mittausesänä  
viljelty tuorerehua, joka oli viimeksi korjattu juuri ennen  
mittausten aloittamista. Koealueen kartta, mittaustulokset  
ja määritetyt rakeisuuskäyrät on esitetty liitteessä 3.

#### Jalasjärvi

Jalasjärvellä mittauksia tehtiin maanviljelijä Paavo Soinin  
pellolla. Tutkittavan pellon maalaji on rahkaturvetta. Tur-  
peen maatumisaste on pienimmillään 30 cm:n syvyydessä (3  
von Postin asteikolla), syvemmälle mentäessä maatumisaste  
kohosi siten, että 1 metrin syvyydessä se on 5. Pelto oli  
salaojitettu vuonna 1978 muoviputkilla 20 m:n ojaväliä  
käyttäen. Pellon ojitus ei ole toiminut. Tästä syystä pel-  
lolla ei ole voitu viljellä muuta kuin heinää sen kuivem-  
milla osilla. Märissä paikoissa kasvaa mm. tupasvillaa ja  
saroja. Koealueen kartta, mittaustulokset ja turpeen maatu-  
misasteen muuttuminen on esitetty liitteessä 4.

#### 4.2.2 Aineiston keruumenetelmä

Kokeessa käytetty aineiston keruumenetelmä (otanta) valittiin siten, että havainnot voitiin analysoida sekä tilastollisin että geostatistisin menetelmin lisänäkökohtana vielä MSU-laitteen testaamiseen liittyvät havainnot. Koska kokeessa haluttiin tutkia hydraulisen johtavuuden vaihtelua sekä testata MSU-laitteen soveltuvuutta suomalaisten maalaajien hydraulisen johtavuuden määrittämiseen, valittiin kokeeseen useita koealueita.

Koealueiden lukuisuuden vuoksi mittauspisteiden lukumäärä rajoitettiin tuloksiin sovellettavien analysointimenetelmien kannalta pienimpään suositeltavaan määrään. Ulkomaisissa tutkimuksissa hydraulisen johtavuuden vaihtelua on tarkasteltu vain yhdellä koealueella, jolloin niissä on tutkittu hydraulisen johtavuuden vaihtelua useissa eri syvyyksissä. Tässä tilastollinen ja geostatistinen tarkastelu tehtiin kuitenkin vain kahdesta eri syvyydestä mitatulla aineistolla; jokaisessa mittauspisteessä hydraulista johtavuutta mitattiin 30:n ja 60 cm:n syvyydestä ja vain muutamassa pisteessä tämän lisäksi 100 cm:n syvyydestä.

Kenttämittauksissa pyrittiin noudattamaan seuraavia mittaukseen liittyviä perusasioita. Havainnot tulee tehdä siten, että ne edustavat mahdollisimman hyvin tutkittavaa ominaisuutta, perusjoukkoa. Koska otoksen perusteella tehdään tutkittavasta ominaisuudesta johtopäätöksiä todennäköisyyslakien avulla, on satunnainen otanta edustavin. Tällöin alueen jokaisella pisteellä on yhtä suuri todennäköisyys päästä otokseen, joten todennäköisyyslakeja voidaan soveltaa (Laininen 1980). Systemaattista otantaa voidaan kuitenkin käyttää silloin, kun aineisto on täysin satunnaisesti jakautunut (Mäkinen 1978). Perinteisesti hydraulinen johtavuus on oletettu täysin satunnaisesti jakautuneeksi, jolloin sekä satunnainen että systemaattinen otanta tulee kyseeseen.

Geostatistisissa havaintoaineiston käsittelymenetelmissä variogrammin määrittäminen on olennainen osa havaintojen analysointia. Käytännön sovellutuksissa on todettu (Gambolati ja Volpi 1979), että teoreettisen variogrammin soveltaminen kokeellisesti saatuun variogrammiin saattaa olla vaikeaa kokeellisen variogrammin epäsäännöllisyyden vuoksi. Tähän epäsäännöllisyyteen on usein syynä havaintojen vähyys. Vähäisestä havaintomäärästä variogrammia määritettäessä ei suunnan vaikutusta vaihteluun voida yleensä ottaa huomioon; ominaisuus oletetaan isotrooppiseksi. Epäsäännöllisyyttä aiheuttaa myös se, että eri etäisyysluokien havaintoparien määrä ei ole yhtäsuuri ja että satunnaisessa otannassa havaintojen etäisyydet lisäksi vaihtelevat etäisyysluokkien sisällä. Koska säännöllisessä otannassa havaintopisteet sijaitsevat satunnaista otantaa tasaisemmin koealueella, ja etäisyydet eri etäisyysluokkien sisällä ovat yhtäsuuria, voidaan säännöllistä otantaa pitää satunnaista otantaa suositeltavampana geostatistisissa sovellutuksissa (Russo 1984). Russo (1984) on kehittänyt algoritmin, jolla saadaan optimaalinen otanta suunniteltua variogrammin määrittämistä varten /1/.

Säännöllistä otantaa käytettäessä pisteiden etäisyydet tulee valita siten, että variogrammi saadaan määritettyä myös lähellä origoa; pienimmän etäisyyden tulisi olla lyhempi kuin puolet ominaisuuden korrelaatioetäisyydestä. Havaintopistepareja tarvitaan variogrammin määrittämiseen vähintään 30-50 (Journel ja Huijbregts 1978). Geologisille muodostumille on variogrammit muodostettu yleensä runsaasta havaintomäärästä /2/. Havaintojen lukumäärät ovat vaihdelleet

/1/ Russon (1984) kehittämän algoritmin avulla voidaan muodostaa alkuperäisestä otantasuunnitelmasta, satunnaisesta tai säännöllisestä, sellainen otanta, jossa keskimääräinen pienin etäisyys on pienempi kuin satunnaisessa tai säännöllisessä otannassa ja jossa havaintopisteet sijaitsevat tasaisesti koealueella.

/2/ Chilessä kupariesiintymän kuparipitoisuuden analysoinnissa näytteitä oli 4000 ja Guatemalassa bauksiittimuodostuman pitoisuuden variogrammi määritettiin 400:sta havainnosta (Journel ja Huijbregts 1978).

agrohydrologisissa kokeissa: tutkimuksessa maan infiltraatiokyvystä mittauspisteitä oli 1280 (Vieira et al. 1980), maan hydraulista johtavuutta selvittävässä tutkimuksessa mittauspisteitä on ollut 100 (Jones ja Wagenet 1984) ja 36 (Russo ja Bresler 1981). Viimeksi mainitussa maan hydraulista johtavuutta selvittävässä tutkimuksessa käytettiin satunnaista otantaa ja kriteerinä pidettiin, että kuhunkin etäisyysluokkaan tuli vähintään kaksi havaintoa.

Tässä kokeessa otanta järjestettiin säännölliseksi ruuduttamalla koealue. Mittaukset tehtiin ruutujen kulmista. Ruudun sivun pituus valittiin 10 metriksi, joka on noin puolet Israelissa hydrauliselle johtavuudelle saaduista korrelaatioetäisyyksistä. Mittauspisteiden lukumäärä valittiin siten, että pienimpiin etäisyysluokkiin tuli noin 30 mittausparia, kun ominaisuus oletettiin isotrooppiseksi. Mittauksia tehtiin kustakin syvyydestä 20:stä mittauspisteestä ja kustakin pisteestä tehtiin kolme rinnakkaismäärittystä. MSU-laitteen testaamista varten määritettiin hydraulinen johtavuus myös laboratoriossa mittauspisteistä otetuista häiriintymättömistä maanäytteistä. Maanäytteet laboratoriomäärittystä varten otettiin eri syvyyksistä ja etäältä toisiaan mahdollisimman erilaisten arvojen saamiseksi vertailuun mukaan.

#### 4.2.3 Hydraulisen johtavuuden määrittäminen

Koealueilla hydraulista johtavuutta mitattiin MSU-mittauslaitteella. Laitteella voidaan mitata kyllästyneen maan hydraulista johtavuutta pohjaveden pinnan yläpuolella. Mittaus tehdään kyllästämällä maanäyteliön sisällä oleva näyte (kuva 7,osa 1), minkä jälkeen hydraulisen johtavuuden määrittämiseksi seurataan veden pinnan laskua painekorkeusputkessa (kuva 7,osa 2). Hydraulinen johtavuus lasketaan vedenpinnan laskunopeudesta Darcyn laista johdettua muuttuvapainekorkeusyhtälöä (29) soveltamalla.

$$K = \left(\frac{d_p}{d_l}\right)^2 \cdot \frac{S}{\Delta t} \cdot \ln \frac{h_i}{h_{i+1}} \quad (29)$$

missä,  $d_p$  = painekorkeusputken halkaisija (cm)

$d_l$  = maanäytelieriön halkaisija (cm)

$\Delta t$  = aika, jossa vedenpinta on laskenut painekorkeusputkessa korkeudesta  $h$  korkeuteen (s)

$h_t$  = veden pinnan korkeus painekorkeusputkessa hetkellä  $t$

$h_{t+1}$  = veden pinnan korkeus painekorkeusputkessa hetkellä  $t+1$

$S$  = maanäytteen paksuus (m)

MSU-laitetta käytettäessä hydraulinen johtavuus lasketaan yhtälöstä (29) edelleen johdetusta muodosta, missä yhtälön logaritmitermi on korvattu Taylorin sarjakehitelmän ensimmäisellä termillä, yhtälö (30).

$$K = \left(\frac{d_p}{d_l}\right)^2 \cdot S \cdot \frac{1}{\Delta t} \cdot 2 \cdot \left(\frac{h_i - h_{i+1}}{h_i + h_{i+1}}\right) \quad /1/ \quad (30)$$

Josta edelleen

$$K = \left(\frac{d_p}{d_l}\right)^2 \cdot S \cdot \frac{v_{ai}}{h_{ai}} \quad /2/ \quad (31)$$

missä,  $v_{ai}$  = keskimääräinen virtaamanopeus välillä  $i$

$h_{ai}$  = keskimääräinen painekorkeus välillä  $i$

$$\text{eli } v_{ai} = f(h_{ai}) \quad (32)$$

$$/1/ \quad \ln \frac{h_i}{h_{i+1}} = \ln \left( \frac{1 + \frac{h_i - h_{i+1}}{h_i + h_{i+1}}}{1 - \frac{h_i - h_{i+1}}{h_i + h_{i+1}}} \right) = 2 \left( \frac{h_i - h_{i+1}}{h_i + h_{i+1}} \right)$$

/2/ Yhtälön (2) kahdesta viimeisestä termistä saadaan:

$$h_i - h_{i+1} = \Delta h, \quad \frac{\Delta h}{\Delta t} = v_{ai}, \quad \frac{h_i + h_{i+1}}{2} = h_{ai}, \quad \frac{\Delta h}{\Delta t} \cdot \frac{1}{\left(\frac{h_i + h_{i+1}}{2}\right)} = \frac{v_{ai}}{h_{ai}}$$

Koska Darcyn lain mukaan hydraulinen johtavuus ei muutu painekorkeuden funktiona, saadaan se määritettyä virtaama-  
nopeuden ja painekorkeuden lineaarisesta yhteydestä. Hydrau-  
raulinen johtavuus on suoran  $f(h_{ai})$  kulmakerroin kerrottuna  
maanäytteen paksuudella ( $s$ ). Funktion  $f(h_{ai})$  kulmakerroin on

$$m = \frac{dv_{ai}}{dh_{ai}} \quad (33)$$

eli

$$m = \frac{v_{ai2} - v_{ai1}}{h_{ai2} - h_{ai1}} \quad (34)$$

Kun hydraulista johtavuutta määritettäessä painekorkeuden  
lukemaväli ( $\delta h$ ) pidetään vakiona, yksinkertaistuu yhtälö  
(34) vielä seuraavasti

$$v_{ai} = \frac{\delta h}{t_{i+1} - t_i} = \frac{\delta h}{\Delta t_i} \quad (35)$$

jolloin saadaan

$$m = \frac{\frac{\delta h}{\Delta t_{i+1}} - \frac{\delta h}{\Delta t_i}}{(i+1) \cdot \delta h - i \delta h} = \frac{\frac{\delta h}{\Delta t_{i+1}} - \frac{\delta h}{\Delta t_i}}{\delta h} = \frac{1}{\Delta t_{i+1}} - \frac{1}{\Delta t_i} \quad (36)$$

ja hydraulinen johtavuus saadaan laskettua yhtälöstä (37)

$$K = \left(\frac{d_p}{d_l}\right)^2 \cdot S \cdot m = \left(\frac{d_p}{d_l}\right)^2 \cdot S \cdot \left(\frac{1}{\Delta t_{i+1}} - \frac{1}{\Delta t_i}\right) \quad (37)$$

MSU-laitteessa tasaisiinväleihin ( $\delta h$ ) kuluneet ajat ( $\Delta t$ ) rekisteröidään laitteeseen kuuluvan pienoistietokoneen avulla. Pienoistietokone laskee rekisteröimistään ajoista suoran ( $v = m \cdot h$ ) pienimmän neliösumman menetelmällä. Ennen mittauksen aloittamista syötetään tietokoneeseen tiedot näytteen paksuudesta ( $s$ ) sekä käytettävän painekorkeusputken ja maanäytelieriön halkaisijat. Mittauksen päätyttyä tietokone tulostaa hydraulisen johtavuuden arvon. Koska MSU-laitteella mitataan kyllästyneen maan hydraulista johtavuutta, täytyy maa ensin kyllästä. MSU-laitteessa maanäyte kyllästetään toistamalla mittausta kunnes tasapainotila saavutetaan.

MSU- mittalaitteella saatavaan hydraulisen johtavuuden arvoon aiheutuu laskennallista virhettä siitä, että logarimitermi korvattiin Taylorin sarjakehitelmän ensimmäisellä termillä. Tämän virheen suuruus on

$$|r_{2n}| = \frac{2}{3} \cdot \frac{\left| \frac{h_i - h_{i+1}}{h_i + h_{i+1}} \right|^3}{1 - \left| \frac{h_i - h_{i+1}}{h_i + h_{i+1}} \right|^2} \quad (38)$$

Suurin mahdollinen virhe syntyy silloin, kun  $\left| \frac{h_i - h_{i+1}}{h_i + h_{i+1}} \right|$  lähestyy arvoa yksi; käytännössä termin suuruus on  $1/25 - 3/25$ , jolloin virhe on noin 0,004-0,12 %. Toinen virhettä aiheuttava tekijä on se, että maanäytettä ympäröivän maan matrikpotentiaali aiheuttaa hydrauliseen korkeuteen lisäyksen ( $h_{\psi}$ ), joka muuttuu mittauksen aikana, kun lieriötä ympäröivä maa kyllästyy. Maan ollessa kosteaa virhe on pieni ja kuivassa maassa se pienenee mittausta toistettaessa ja maan kostuessa (Merva 1979).

Virhettä MSU-laitteella saatavaan tulokseen aiheuttaa myös se, että maanäytteeseen saattaa jäädä ilmaa, joka pienentää vettä johtavien huokosten määrää. Itse mittalaitteeseen jäänyt ilma ei vaikuta tulokseen, jos sen tilavuus ei muutu mittauksen aikana. Virhettä tulokseen saattaa aiheuttaa

myös se, että MSU-laitteessa käytettävä painekorkeus on suuri, mikä taas saattaa aiheuttaa maanäytteen häiriintymisen. Tämä voidaan välttää nostamalla vesi painekorkeusputkessa häiriintymisherkillä mailla esim. vain asteikon puoliväliin.

MSU-laitteen testaamiseksi tehtiin hydraulisen johtavuuden rinnakkaismäärittämiä TKK:n vesitalouden laboratoriossa.

### 4.3 Tulosten analysointi

#### 4.3.1 MSU-mittalaitteen soveltuvuus suomalaisten maalajien hydraulisen johtavuuden mittaamiseen

MSU-mittauslaitteen soveltuvuutta suomalaisten maalajien hydraulisen johtavuuden mittaamiseen selvitettiin vertaamalla MSU-laitteella saatuja tuloksia laboratoriossa tehtyihin rinnakkaismäärittämiin. Laboratoriomäärittämiin ja MSU-laitteella tehtävien mittausten maanäytteiden mahdollisimman samankaltaisiksi saattamiseksi otettiin rinnakkaisnäytteet laboratoriota varten läheltä MSU-laitteella tehtyjä mittauksia. Koska hydraulisen johtavuuden on todettu vaihtelevan paljon pienelläkin alueella, tehtiin kummallakin menetelmällä kustakin mittauspisteestä kolme rinnakkaismäärittämiä, ja näiden keskiarvoa käytettiin menetelmien vertaamisessa. Maanäytteen läpi suotautuvan veden lämpötila mitattiin sekä kentällä että laboratoriossa veden viskositeetin vaihtelun aiheuttamien erojen poistamiseksi /1/. Mittaustulokset on esitetty liitteessä 5.

-----  
/1/ Hydraulisen johtavuuden arvoon vaikuttaa maan läpi suotautuvan veden viskositeetti, joka on lämpötilasta riippuvainen. Laboratoriossa veden lämpötila vaihteli +18,5 °C - +21,5 °C asteeseen. Kentällä veden lämpötila oli turvepellolla +15,0 °C- +17,0 °C. Muilla koalueilla veden lämpötila vaihteli + 17,5 °C- +22,0 °C asteeseen. Maan läpi virtaavan veden erilaisista lämpötiloista aiheutuva korjauskerroin on suurimmillaan 1,16 lämpötilaeron ollessa 6,0 °C (Aira-raksinen 1978).



Mittausmenetelmillä saatuja tuloksia testattiin toisistaan riippuvaisten otosten keskiarvotestillä (t-testi) sekä tutkittiin eri menetelmillä saatujen tulosten välistä korrelaatiota. Koska käytetyssä t-testissä tutkitaan muodostettujen erotusten keskiarvojen poikkeamista nolasta, ei havaintojen normalisuus ole testin käytön edellytys vaan muodostettujen erotusten tulee olla normaalijakautuneita. Mittaustulosten erojen oletetaan syntyvän mittausvirheistä, jotka yleensä ovat normaalijakautuneita (Laininen 1980). Keskiarvotestin tulokset on esitetty taulukossa 2.

Taulukko 2. MSU-laitteen ja laboratoriomääritysten keskiarvotestien tulokset.

Hydraulisen johtavuuden mittausmenetelmä	t-testi- arvo	Rinnakkaismittausten			
		keskiarvo X (cm/h)	hajonta S (cm/h)	variaatiokerroin CV (%)	
Muhos karkea hieta	MSU-laite	1,62	2,91	0,21	7,2
	Laboratorio		3,13	0,34	10,9
Jalasjärvi rahkaturve	MSU-laite	1,75	0,55	0,27	48,6
	Laboratorio		0,40	0,17	43,3
Nurmijärvi savinen hiesu	MSU-laite	3,26 *	2,62	1,65	63,0
	Laboratorio		1,53	2,29	149,6
Loimaa lihava savi	MSU-laite	/1/	0,34	0,34	100,0
	Laboratorio		0,01	0,01	120,0
Ylitornio rahkasaraturve	MSU-laite	/2/	0,79	rinnakkaismittauksia ei tehty	
	Laboratorio	0,37	0,76	0,34	44,1

\* Merkitsevä ero 97,5% merkitsevyystasolla.

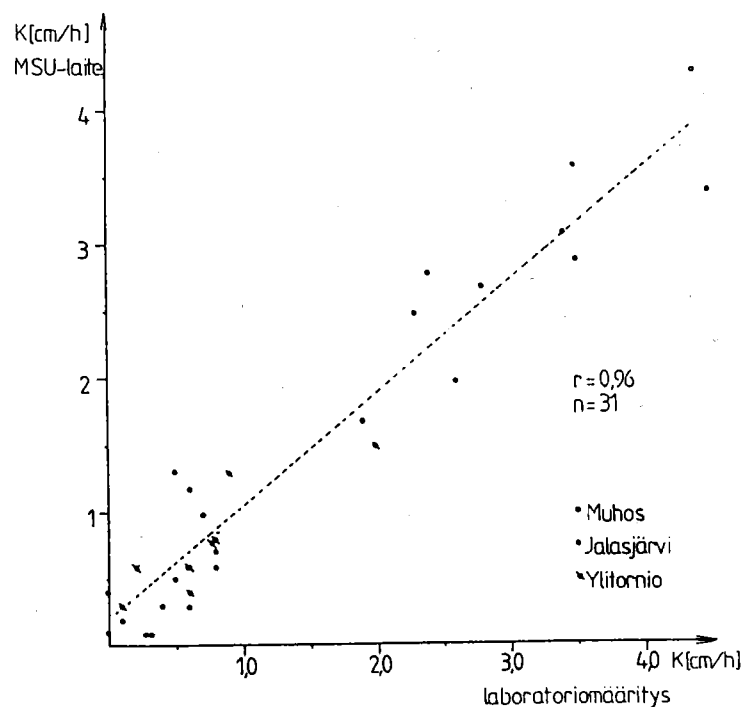
/1/ Loimaan lihavalle savelle saadut tulokset poikkesivat niin paljon toisistaan, ettei testisuureta laskettu.

/2/ Ylitorniossa mittauksia tehtiin muutamista pisteistä vain MSU-laitteen testaamista varten. Mittaukset tekivät ins. B. Lehto ja DI M. Hiitiö.

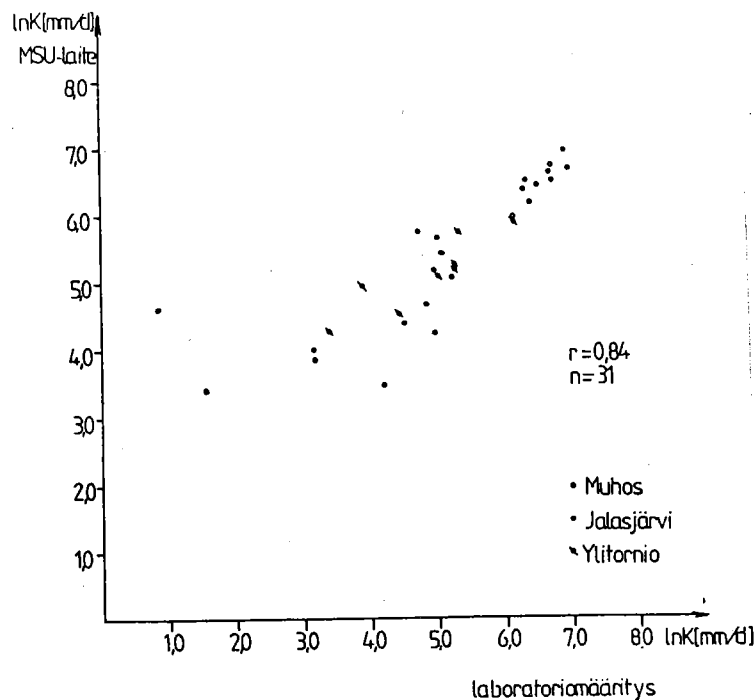
MSU-laitteella ja laboratoriossa määritettyjen tulosten keskiarvotestin perusteella menetelmien antamat tulokset eivät poikkea toisistaan merkitsevästi Muhoksella, Jalasjärvellä eikä Ylitorniossa. Nurmijärvellä maa oli epähomo-

geenista, mikä näkyy myös rinnakkaisnäytteiden variaatiokertoimista. Tämä lienee syynä myös merkitsevään eroon tällä koealueella. Loimaalta saadut tulokset poikkeavat toisistaan niin paljon, ettei rinnakkaisnäytteiden suurta hajontaakaan voida pitää syynä eroon. MSU-laitteen variaatiokertoimena ei voida pitää rinnakkaisnäytteistä määritettyjä variaatiokertoimia muualla kuin ehkä Muhoksella, koska muilla koealueella hydraulisen johtavuuden vaihtelu oli suuri pienilläkin etäisyyksillä. Muhoksen tulosten perusteella MSU-mittauslaitteen variaatiokerroin olisi jopa pienempi kuin laboratorion menetelmän.

Menetelmillä saatujen tulosten korrelaatiota tutkittiin niiden alueiden mittaustulosten perusteella, joilla keskiarvotesti ei osoittanut tulosten poikkeavan merkitsevästi toisistaan. Korrelaatiota tutkittiin lisäksi tulosten logaritimuunnoksilla, koska hydraulisen johtavuuden on todettu usein noudattavan log-normaalijakaumaa. Kuvaan 11 on piirretty MSU-laitteella ja laboratoriossa määritettyjen tulosten yhteys ja kuvaan 12 logaritimuunnosten välinen yhteys.



Kuva 11. MSU-laitteella mitattujen tulosten ja laboratoriomääritysten välinen yhteys.



Kuva 12. MSU-laitteella mitattujen tulosten ja laboratoriomäärittysten logaritmuunnosten yhteys.

MSU-laitteella mitattujen tulosten ja laboratoriomäärittysten väliseksi korrelaatiokertoimeksi saatiin 0,96 ja logaritmuunnoksille 0,84. Korrelaatiokertoimille laskettiin niiden merkitsevyys <sup>1/</sup>. Testin perusteella kummallakin tavalla määritettyjen tulosten välillä voidaan katsoa olevan huomattava lineaarinen korrelaatio.

#### 4.3.2 Hydraulisen johtavuuden vaihtelevuuden tilastollinen analyysi

Määritettyjä hydraulisen johtavuuden arvoja analysoitiin tilastollisesti. Tehdyistä havainnoista määritettiin jakaumat sekä jakaumaa kuvaavia tunnuslukuja. Kullekin koelueelle määritettiin hydraulisen johtavuuden frekvenssijakauma pitämällä kutakin rinnakkaismittausta erillisenä mitauksena. Tämä katsottiin voitavan tehdä, koska rinnakkais-

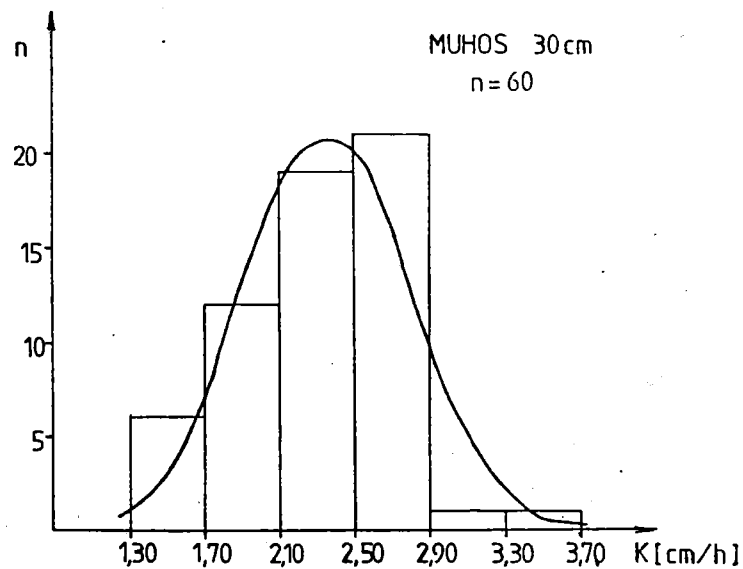
<sup>1/</sup> Korrelaatiokertoimen merkitsevyys tutkittiin riskitasolla  $\alpha=0,05$ . Koska testisuureille  $Z_t$  pätee  $|Z_t| < t_{0,975(n-2)}$  voitiin tulosten välillä katsoa olevan huomattava lineaarinen korrelaatio.

mittausten hajonta oli suuri, eräin paikoin jopa suurempi kuin hajonta eri mittauspisteiden välillä. Eri syvyyksille määritettiin omat frekvenssijakaumansa. Määritettyjen frekvenssijakaumien normaalisuutta ja log-normaalisuutta testattiin  $X^2$ -testillä. Jakaumista laskettiin myös niitä kuvaavia tunnuslukuja, kuten keskiarvo, keskihajonta, variaatiokerroin, geometrinen keskiarvo. Eri koealueille ja eri syvyyksille lasketut tunnusluvut on esitetty taulukossa 3.

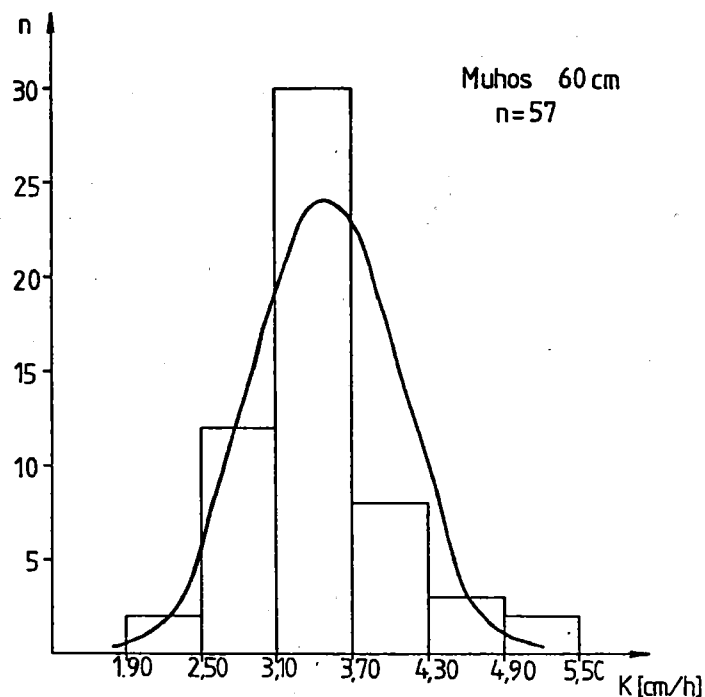
Taulukko 3. Eri koealueilta määritetyt hydraulisen johtavuuden jakaumien tunnusluvut. Tunnusluvut on määritetty siten, että rinnakkaismittauksia on pidetty erillisinä havaintoina.

Koeaineisto		Aritmeettinen keskiarvo $\bar{X}$ syvyys (cm/h)	Hajonta $S$ (cm/h)	Variaatiokerroin $CV$ (%)	Geometrinen keskiarvo $G$ (cm/h)
Muhos	30 cm	2,36	0,40	16,7	2,34
	60 cm	3,50	0,51	14,6	3,50
Jalasjärvi	30 cm	0,71	0,68	95,8	0,49
	60 cm	0,36	0,35	97,2	0,26
Nurmijärvi	30 cm	2,75	2,44	88,7	1,57
Loimaa	30 cm	0,28	0,37	132,1	0,09
	60 cm	0,79	0,93	117,7	0,33

Hydraulisen johtavuuden jakaumat poikkesivat toisistaan eri koealueilla. Muhoksella, jossa maa oli rakenteeltaan homogeenista, hydraulinen johtavuus osoittautui normaalijakautuneeksi (kuvat 13 ja 14). Koska hydraulinen johtavuus oli normaalijakautunut havaintojen aritmeettinen ja geometrinen keskiarvo olivat lähes samat. Rinnakkaismittausten keskimääräinen variaatiokerroin oli 8,6 % 30 cm:n syvyydessä ja 7,5 % 60 cm:n syvyydessä, mittauspisteiden variaatiokertoimet olivat 30 cm:n syvyydessä 16,9 % ja 60 cm:n syvyydessä 14,5 %.

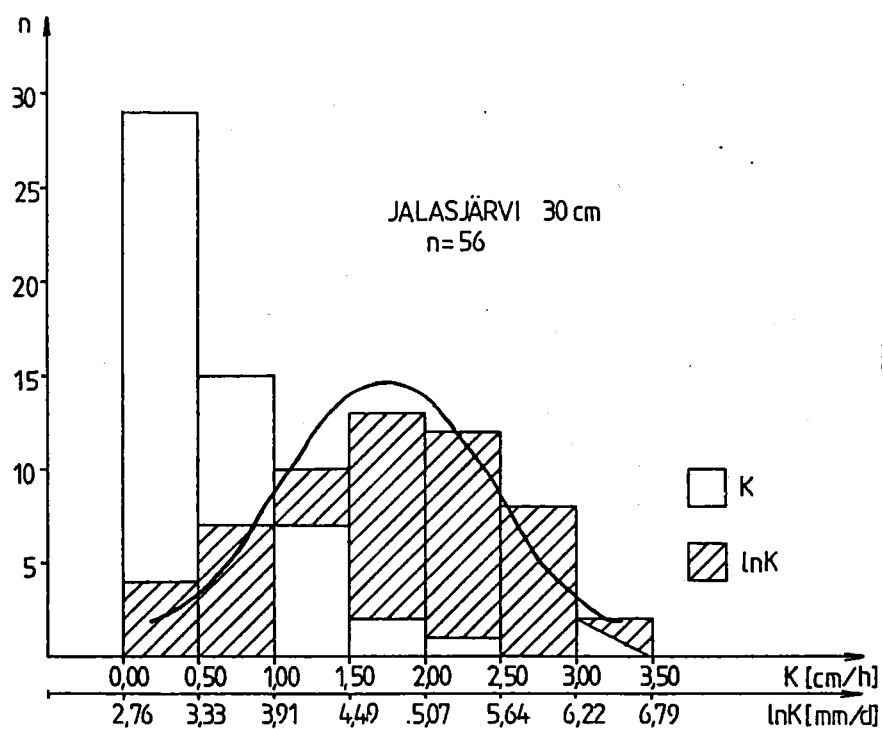


Kuva 13. Hydraulisen johtavuuden frekvenssijakauma ja teoreettinen normaalijakauma; Muhos 30 cm,  $n=60$ .

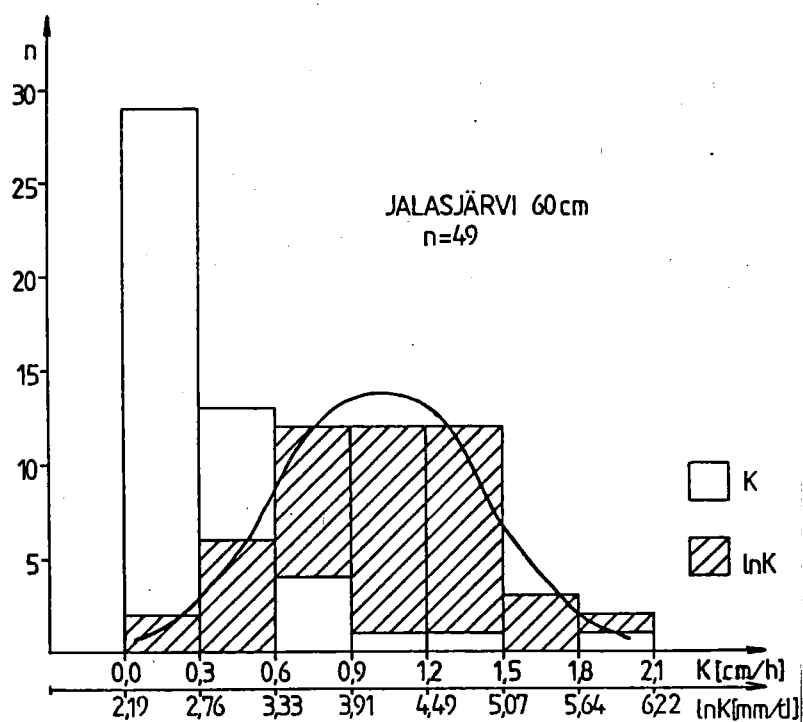


Kuva 14. Hydraulisen johtavuuden frekvenssijakauma ja teoreettinen normaalijakauma; Muhos 60 cm,  $n=57$ .

Jalasjärvellä koealueen maalaji oli heikosti maatonutta rahkaturvetta, ja maa oli rakenteeltaan epähomogeenista. Rinnakkaismittausten keskimääräinen variaatiokerroin oli 30 cm:n syvyydessä 38,7 % ja 60 cm:n syvyydessä 57,9 %; mitauspisteiden väliset variaatiokertoimet olivat vastaavasti 30,0 % ja 62,2 %. Jalasjärvelle määritettyjen frekvenssijakaumien todettiin poikkeavan normaalijakaumasta jokseenkin merkittävästi ja noudattavan log-normaalijakaumaa (kuvat 15 ja 16). Jalasjärvellä hydraulisen johtavuuden geometrisen keskiarvo on noin 30 % havaintojen aritmeettista keskiarvoa pienempi.

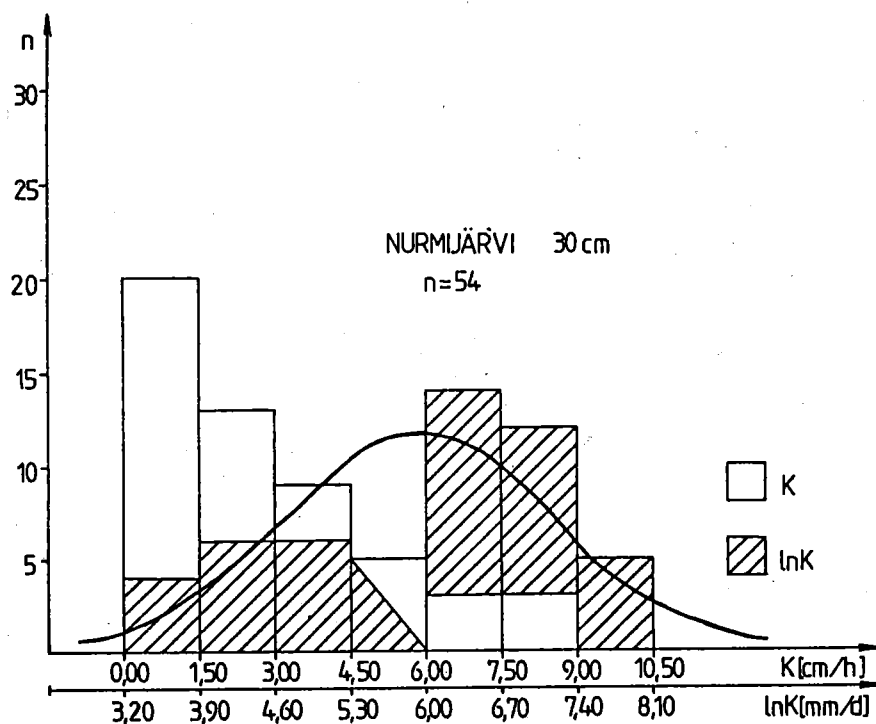


Kuva 15. Hydraulisen johtavuuden ja sen logaritmuunnosten frekvenssijakaumat sekä teoreettinen log-normaalijakaumakäyrä; Jalasjärvi 30 cm, n=57.



Kuva 16. Hydraulisen johtavuuden ja sen logaritmuunnosten frekvenssijakaumat sekä teoreettinen log-normaalijakaumakäyrä; Jalasjärvi 60 cm, n=54.

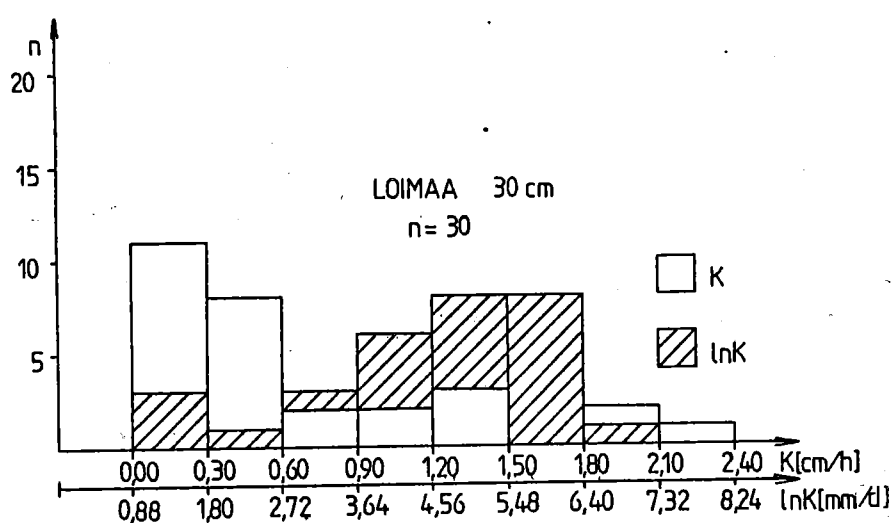
Nurmijärvellä maa oli savista hiesua, ja se oli rakenteeltaan hyvin epähomogeenista; maassa oli paljon eri kokoisia huokosia. 30 cm:n syvyydessä rinnakkaismääritysten keskimääräinen variaatiokerroin oli 52,5 % ja mittauspisteiden välinen variaatiokerroin oli 80,0 %. Testattaessa  $\chi^2$ -testillä havainnoista määritettyä frekvenssijakaumaa teoreettisiin jakaumiin ei määritetty jakauma testin perusteella poikennut normaali- eikä log-normaalijakaumasta. Verrattaessa teoreettisia jakaumakäyriä frekvenssijakaumiin (kuva 17) näyttää log-normaalijakauma kuitenkin paremmin sopivalta ottaen vielä huomioon sen, että hyvin suuret hydraulisen johtavuuden arvot karsiutuivat pois aineistosta, koska maa murtui aina silloin mittalaitteen alla. Havaintojen geometrisen keskiarvo oli 64 %:a aritmeettisesta keskiarvosta.



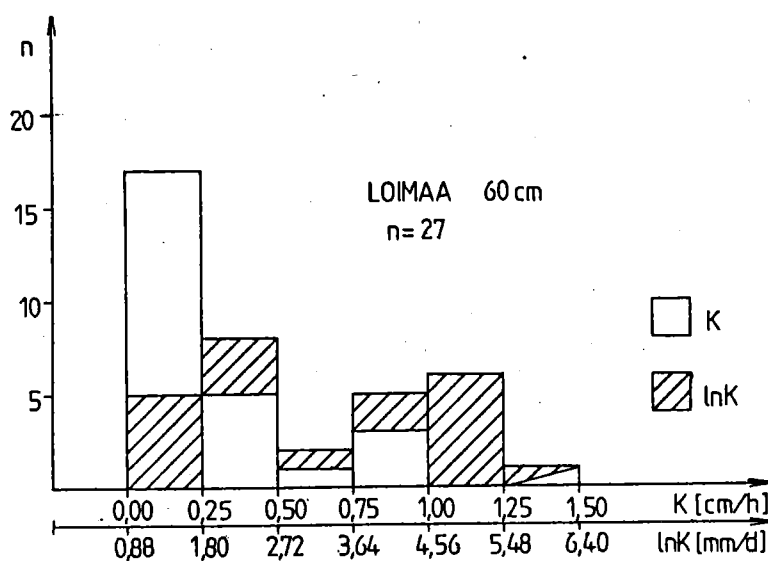
Kuva 17. Hydraulisen johtavuuden ja sen logaritimuunnosten frekvenssijakaumat ja teoreettinen log-normaalijakaumakäyrä; Nurmijärvi 30 cm, n=57.

Loimaalla koealueen maalaji oli lihavaa savea. Verrattaessa MSU-laitteella saatuja hydraulisen johtavuuden arvoja laboratoriomäärittelyksiin todettiin niiden antavan erilaisia tu-

loksia.MSU-laitteella mitatuista k-arvoista ja niiden logaritimuunnoksista piirrettiin frekvenssijakaumat. X -testin perusteella frekvenssijakaumat poikkesivat erittäin merkittävästi sekä normaali- että log-normaalijakaumasta.



Kuva 18. Hydraulisen johtavuuden ja sen logaritimuunnosten frekvenssijakaumat; Loimaa 30 cm, n=30.



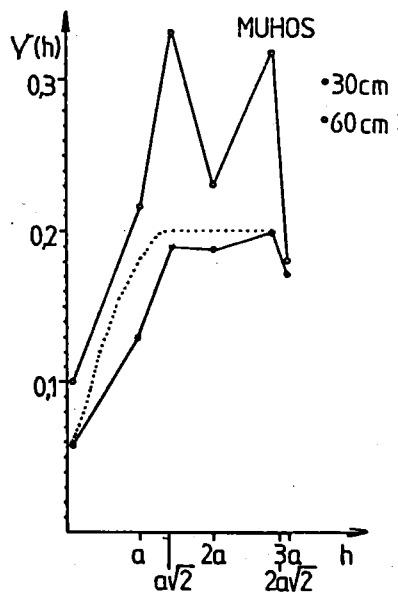
Kuva 19. Hydraulisen johtavuuden ja sen logaritimuunnosten frekvenssijakaumat; Loimaa 60 cm, n=27.



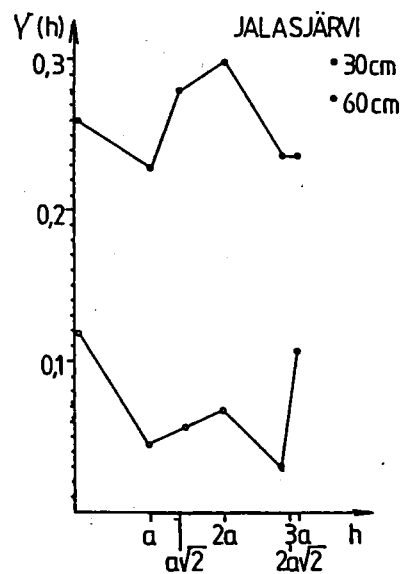
Tarkasteltaessa hydraulisen johtavuuden muuttumista syvyyden funktiona kasvoi hydraulinen johtavuus syvyyden kasvaessa Loimaalla ja Muhoksella. Jalasjärvellä hydraulinen johtavuus oli pienimmillään 30 cm:n syvyydessä. Koska mittauksia syvemältä kuin 60 cm on vain vähän, niitä ei tarkasteltu tilastollisesti.

#### 4.3.3 Hydraulisen johtavuuden vaihtelun geostatistinen analyysi

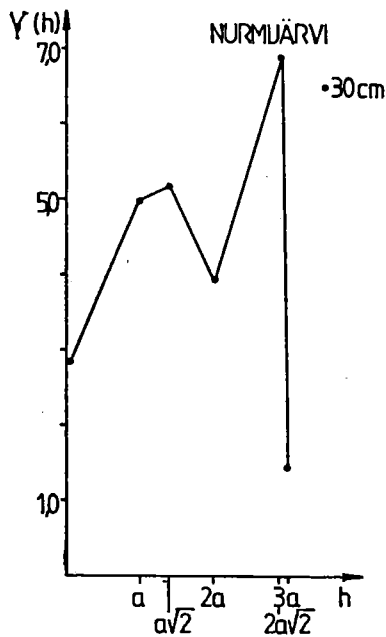
Hydraulisen johtavuuden mittaustuloksia analysoitiin myös geostatistisesti. Kullekin koalueelle määritettiin hydraulisen johtavuuden semivariogrammifunktiot olettamalla ominaisuus isotrooppiseksi ja stationaariseksi. Koska mittaus oli tehty säännöllistä otantaa käyttäen, määritettiin variogrammit pienimmän etäisyyden monikerroille (liite 6). Eri syvyyksille määritettiin omat variogrammifunktionsa. Koalueille määritetyt semivariogrammifunktiot on esitetty kuvissa 20-23.



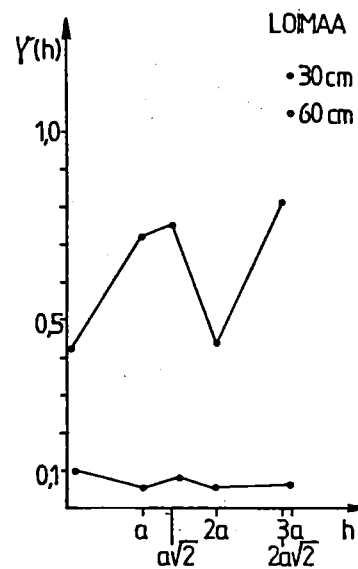
Kuva 20. Hydraulisen johtavuuden kokeelliset semi-variogrammifunktiot. Muhos.



Kuva 21. Hydraulisen johtavuuden kokeelliset semi-variogrammifunktiot. Jalasjärvi.



Kuva 22. Hydraulisen johtavuuden kokeelliset semi-variogrammifunktiot. Nurmijärvi.



Kuva 23. Hydraulisen johtavuuden kokeelliset semi-variogrammifunktiot. Loimaa.

Määritetyt hydraulisen johtavuuden semivariogrammifunktiot ovat epästabiileja lukuun ottamatta Muhoksen 30 cm:n syvyydestä mitattujen havaintojen perusteella piirrettyä funktiota. Muilla koealueilla funktion epästabiilisuuteen lieenee syynä maan suuri epähomogeenisuus; mittauspisteiden rinnakkaismittauksista määritetty semivariogrammin arvo oli esim. Jalasjärvellä suurempi kuin 10 m:n etäisyydellä toisistaan oleville pisteille määritetty. Näillä alueilla hydraulisen johtavuuden mittauksien voidaan tulosten perusteella katsoa olevan toisistaan riippumattomia vaikka mitausten välinen etäisyys olisi hyvin pieni.

Muhoksella hydraulisen johtavuuden kokeellinen semivariogrammifunktio kasvaa etäisyyden kasvaessa. Etäisyydellä  $a\sqrt{2}$  (14,1 m) kokeellinen funktio muuttuu tasaiseksi saaden lähellä 0,2 cm/h olevia arvoja. Kokeelliseen semivariogrammifunktioon sovitettiin teorettinen malli vaikka kokeellisiä funktion arvoja oli vähän. Mittausvirheistä aiheutuva

poikkeama origosta otettiin huomioon. Semivariogrammifunktion sovitettiin seuraava teoreettinen malli

$$(h) = \begin{cases} 0,06 + 0,14 \left( \frac{3}{2} \frac{h}{14,1} - \frac{1}{2} \left( \frac{h}{14,1} \right)^3 \right) & h \leq 14,1 \\ 0,20 & h > 14,1 \end{cases}$$

Teoreettista mallia hyväksikäyttäen laskettiin kriging-menetelmällä pellon hydraulinen johtavuus ja estimaatin hajonta. Kriging-menetelmän estimaatille saatiin hajonnaksi 8,3 % ja arimeettiselle keskiarvolle 10,2%. Yksityiskohtaiset laskelmat on esitetty liitteessä 6.

#### 4.4 Johtopäätöksiä

Tutkimuksen empiirisessä osassa tutkittiin hydraulisen johtavuuden vaihtelua erilaisista maalajeista muodostuneissa pelloissa sekä selvitettiin MSU-laitteen soveltuvuutta suomalaisten maalajien hydraulisen johtavuuden mittaamiseen. MSU-mittauslaitteella saatujen tulosten ja laboratoriotulosten vertaaminen osoitti, että MSU-laite soveltuu hydraulisen johtavuuden mittaamiseen maissa, joiden veden johtavuus vaihtelee 0,10 - 5,00 cm/h. Pienemmillä hydraulisen johtavuuden arvoilla kuin 0,1 cm/h MSU-laitteella saadut tulokset olivat tilastollisesti merkitsevästi erilaisia laboratoriomäärityksiin verrattuna /1/. Suurimmat koealueilla mitatut hydraulisen johtavuuden arvot olivat noin 5 cm/h.

Hydraulisen johtavuuden vaihtelua koealueilla tutkittiin analysoimalla MSU-laitteella mitattuja arvoja tilastollisesti ja geostatistisesti. Tilastollisessa analysoinnissa määritettiin hydraulisen johtavuuden jakaumat ja niitä kuvaavia tunnuslukuja. Hydraulisen johtavuuden todettiin ole-

---

1/ Hydraulisen johtavuuden mittaaminen savimaissa on osoittautunut vaikeaksi myös muilla menetelmillä (Bouma ja Dekker 1981) ja esim. käänteisen kairanreikämenetelmän soveltuvuusalueeksi on esitetty 0,036-108,0 cm/h (Talsma ja Hallam 1980).

van normaalijakautunut homogeenisessä maassa (Muhos) ja noudattavan log-normaalijakaumaa epähomogeenisissa maissa (Nurmijärvi, Jalasjärvi). Lihavasta savipellosta määritettyjen hydraulisen johtavuuden arvojen jakauma ei noudattanut normaali- eikä log-normaalijakaumaa. Eri alueilla hydraulisen johtavuuden variaatiokerroin vaihteli 15-132 %:iin. Epähomogeenisissa maissa rinnakkaismittausten keskimääräiset variaatiokertoimet olivat lähes samansuuruisia kuin mittauspisteiden väliset. Tämä tarkoittaa sitä, että epähomogeenisilla alueilla joudutaan tekemään lukuisia mittauksia luotettavan tuloksen saamiseksi. Tässä tutkimuksessa saatujen k-arvohavaintojen perusteella tarvittaisiin Muhokselta 3, Nurmijärveltä 76, Jalasjärveltä 89 ja Loimaalta 142 mittausta, jotta tulos saataisiin 20 % tarkkuudella 95 % luotettavuusvälillä.

Pellon hydraulisen johtavuuden arvoja määritettäessä useista havainnoista lasketaan yleensä niiden aritmeettinen keskiarvo. Koska hydraulinen johtavuus ei aina kuitenkaan ole normaalijakautunut, saatetaan saada virheellinen estimaatti. Tehdyn tutkimuksen perusteella hydraulinen johtavuus noudattaa suomalaisissakin maalajeissa joskus log-normaalijakaumaa. Ominaisuuden noudattaessa log-normaalijakaumaa on havaintojen geometrinen keskiarvo aritmeettista keskiarvoa parempi estimaatti. Koska normaalijakauman aritmeettinen ja geometrinen keskiarvo ovat yhtä suuria, on geometrinen keskiarvo jakauman noudattaessa jompaa kumpaa näistä jakaumista hydraulisen johtavuuden paras estimaatti.

Havaintoainestoa analysoitiin myös geostatistisesti. Analysointi osoitti hydraulisen johtavuuden olevan täysin satunnaisesti jakautunut epähomogeenisissa maissa (Jalasjärvi, Nurmijärvi) tutkimuksessa käytetyillä etäisyyksillä. Homogeenisessa maassa (Muhos) hydraulisen johtavuuden vaihtelun todettiin olevan mittauspisteiden välisestä etäisyydestä riippuvainen. Alueelle määritettiin hydraulisen johtavuuden semivariogrammi ja kriging-menetelmää käyttäen laskettiin pellon hydraulinen johtavuus ja estimaatin hajonta. Verrattaessa estimaatin hajontaa alueen aritmeettisen keskiarvon hajontaan todettiin, että hajonnoissa ei ollut kovin paljon eroa. Tämä johtui siitä että käytetty mittaussväli (10 m) ei ollut paljon korrelaatioetäisyyttä (14,1 m) pienempi.

Tutkimuksen mukaan hydraulisen johtavuuden vaihtelu saattaa olla säännöllinen myös joissakin suomalaisissa maalajeissa, jolloin geostatistisia menetelmiä voidaan käyttää. Kuitenkin kolmessa neljästä maalajista tutkimuksessa ei löytynyt säännöllisyyttä. Koealueella, jossa esiintyi säännönmukaisuutta, maa oli homogeenista, kun sen sijaan muissa tapauksissa se oli epähomogeenista. Geostatististen menetelmien käyttö vaatii kuitenkin runsaasti havaintoja, esim. Muhoksella havaintojen etäisyyksiksi tulisi valita korkeintaan 7 m, jolloin koko pellon analysoimiseksi tarvittaisiin runsaat 500 mittausta. Geostatistisessa analysoinnissa tarvittavien havaintojen lukuisuuden vuoksi sen käyttö lienee järkevää silloin, kun halutaan määrittää hydraulinen johtavuus hyvin tarkasti. Tällöin kyseessä on yleensä alueen hydraulisen johtavuuden tarkka kartoittaminen.

Tutkimuksen tavoitteiden monilukuisuus aiheutti sen, että empiirisen osan suunnittelussa todettiin niiden aiheuttavan toistensa kanssa yhteensopimattomia vaatimuksia näytteiden otolle. Sen seurauksena näytteiden otto toteutettiin siten, että se toteuttaisi mahdollisimman täysipainoisesti kaikki vaatimukset. Tutkimuksen osaongelmia olisikin syytä tutkia erikseen, jolloin myös otanta voidaan suunnitella ongelman kannalta optimaalisesti.

Hydraulisen johtavuuden vaihtelun selvittämistä olisikin seuraavaksi syytä tutkia vain yhdellä koealueella ja ottaa tällöin mukaan myös vertikaalisuuntaisen vaihtelun tutkiminen. Tämän tutkimuksen perusteella voidaan muodostaa hypoteeseja siitä, millaisessa maalajissa vaihtelua saattaa esiintyä ja minkälaisia havaintoetäisyyksiä kokeessa tulisi käyttää. Tällaisessa tutkimuksessa otanta voitaisiin suunnitella optimaaliseksi esim. Russon kehittämän algoritmin avulla.

Hydraulisen johtavuuden kenttämittausmenetelmien soveltuvuutta suomalaisten maalajien tutkimiseen olisi syytä edelleen tutkia. Jatkotutkimuksissa lienee järkevää vertailla useita menetelmiä. Varsinkin parannetun kairanreikämenetelmän antamien tulosten vertaaminen MSU-laitteella saataviin tuloksiin saattaisi olla varsin hedelmällistä. MSU-laitetta voisi kehitellä myös siten, että sillä saataisiin mitattua maan horisontaalisuuntainen veden johtavuus.

## 5 HYDRAULISEN JOHTAVUUDEN HYVÄSIKÄYTTÖ SALAOJITUKSEN MITOITUKSESSA

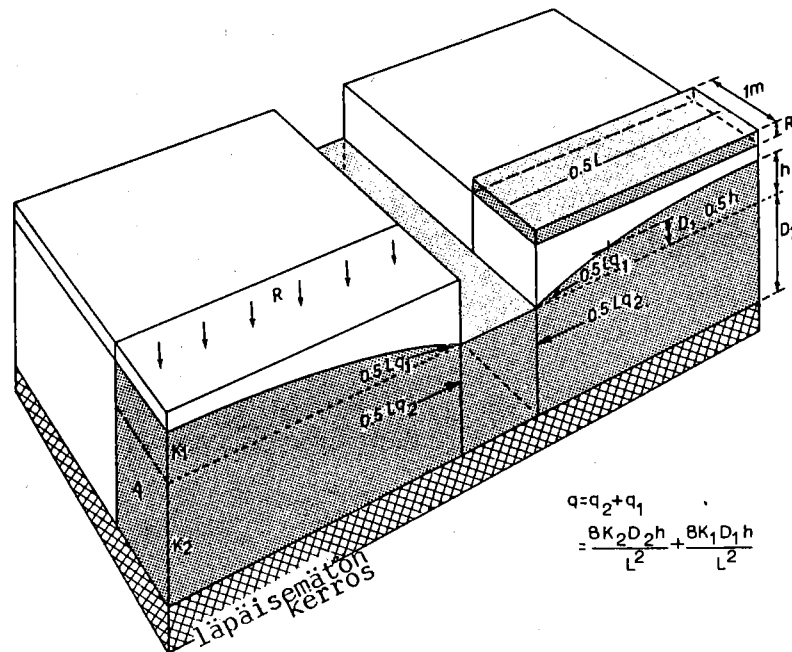
Salaojituksen tarkoituksena on johtaa ylimääräinen, pelloilla työskentelyä vaikeuttava ja kasvien kasvua haittaava, vesi pois pelloilta. Vettä tulee maaperään lumen sulantana, sateena tai kastelusta. Tämä maaperään tuleva vesi nostaa pohjaveden pintaa. Ojituksella pyritään poistamaan vettä siten, että pohjaveden pinta ei nouse haluttua tasoa korkeammalle tai että se laskee tietyssä ajassa sen alapuolelle. Siihen, miten nopeasti vesi poistuu maaperästä, vaikuttaa mm. maan hydraulinen johtavuus, ojien tiheys ja niiden syvyys. Ojituksen mitoitukseen on kehitetty erilaisia ojitusyhtälöitä, joissa maan hydraulinen johtavuus on yhtenä parametrina.

### 5.1 Ojitusyhtälöt

#### 5.1.1 Ojitusyhtälöiden periaatteet

Ojitus voidaan mitoittaa joko tasapainotilaan tai muuttuvaan tilanteeseen perustuvilla ojitusyhtälöillä. Tasapainotilaan perustuvissa ojitusyhtälöissä sadannan oletetaan tapahtuvan vakiointensiteetillä. Tällöin yhtälöllä määritetään ojitus, jolla salaojia pitkin poistuva vesimäärä on niin suuri, ettei pohjaveden pinta nouse haluttua korkeustasoa ylemmäksi. Tuleva vesimäärä, pohjaveden pinnan korkeus ja ojien poistettava vesimäärä ovat tällöin tasapainossa. Muuttuvaan tilanteeseen perustuvissa ojitusyhtälöissä pohjaveden pinnan korkeus muuttuu maaperään tulevan ja siitä poistuvan vesimäärän mukaan. Näissä ojitusyhtälöissä ojituskriteerinä on aika, jonka kuluessa veden pinnan tulee laskea halutun korkeustason alapuolelle. Sadannan intensiteetti voidaan olettaa vakioksi tai ajan funktiona muuttuvaksi. Molemmissa menetelmissä oletetaan, että sadanta on tasainen koko ojitettavalla alueella.

Tasapainotilan ja muuttuvan tilanteen ojitussyhtälöiden virtauksen ratkaisu perustuu samanlaisiin perusoletuksiin. Veden virtaus maassa on kolmiulotteista, mutta salaojite- tussa pellossa virtausta voidaan tarkastella kaksiulottei- sena, jos salaojat ovat samansuuntaisia ja niiden välinen etäisyys on vakio. Tällöin tarkasteltavaksi otetaan kohti- suorassa salaojia vastaan oleva taso (kuva 24). Jos pelto oletetaan homogeeniseksi, tapahtuu virtaus samalla tavalla kaikissa vertikaalitasoissa.



Kuva 24. Veden virtaus maasta vierekkäisiin ojiin, jotka ulottuvat läpäisemättömään maakerrokseen asti. Pohjaveden pinta pysyy vakiokorkeudella ja veden pinta kummassakin ojassa on yhtä korkealla (van Beers 1976).

Tarkasteltaessa veden virtausta maaperästä ojiin rajoittuu virtausalue pohjaveden pintaan, ojiin ja vettä läpäisemättömään maakerrokseen. Virtausalueen yhtenä rajapintana on pohjaveden pinta, joka on vapaa vesipinta. Vapaan vesipinnan muotoa ei tunneta, ja sen vuoksi virtaustilanteen ratkaisemiseksi onkin tehty yksinkertaistavia oletuksia. Dupuit oletettiin kuvan 24 tapauksessa - että pohjaveden pinnan

ollessa vain hieman kalteva virtausviivat ovat vaakasuoria jokaisessa virtaussuuntaa vastaan kohtisuorassa pystytasossa. Dupuitin oletus muuttaa virtaustilanteen yksiulotteiseksi (Airaksinen 1978). Toinen virtaustilanteen ratkaisemiseksi tärkeä oletus on Dupuit-Forchheimerin oletus, jonka mukaan hydraulinen gradientti jokaisessa virtausalueen pisteessä on sama kuin pohjaveden pinnan kaltevuus kyseisen pisteen kohdalla (Dieleman ja de Ridder 1973). Näiden oletusten avulla kuvan 24 virtaustilanne saadaan ratkaistua, ja ojaväli voidaan laskea kaavan (39) avulla.

$$L^2 = \frac{8 \cdot K \cdot D_2 \cdot h}{R} + \frac{8 \cdot K \cdot D_1 \cdot h}{R} \quad (39)$$

- missä, L = ojaväli (m)  
 K = hydraulinen johtavuus (m/s)  
 R = sadanta (m)  
 D<sub>1</sub> = ojitustason yläpuolella olevan vettäjohtavan kerroksen paksuus (m)  
 D<sub>2</sub> = ojitustason alapuolella olevan vettäjohtavan kerroksen paksuus (m)

Dupuit-Forchheimerin oletukset eivät pidä paikkaansa kaikissa tapauksissa. Pohjaveden pinnan muuttuessa loivasti oletukset pätevät, mutta esimerkiksi lähellä ojaa ei virtausviivoja voida enää pitää horisontaalisuuntaisina (Dieleman ja de Ridder 1973). Dupuitin oletukseen perustuvat yhtälöt ovat kuitenkin riittävän tarkkoja, jos ojien väli on 1.5-2 kertaa suurempi kuin vettä johtavan kerroksen paksuus (Airaksinen 1978). Veden virtausta maassa voidaan kuvata myös muilla, tarkemmilla menetelmillä (mm. kompleksimuuttujamenetelmä). Tässä on kuitenkin tyydytty tarkastelemaan ojituksen mitoitusta vain Dupuit-Forchheimerin oletuksiin perustuvilla ojitusyhtälöillä, koska niitä voidaan pitää tarpeeksi tarkkoina salaojituksen mitoitukseen (Dieleman ja de Ridder 1973).



Mitoitusyhtälö on johdettu avo-ojien mitoittamiseen eikä sitä sellaisenaan voida käyttää salaojille, koska lähellä salaojaa virtausviivat konvergoivat oja kohti ja virtausvastus kasvaa. Salaojiin tapahtuvan virtauksen laskemiseksi yhtälöä on parannettu siten, että virtauksen muuttuminen horisontaalivirtauksesta säteettävävirtaukseksi voidaan ottaa huomioon.

### 5.1.2 Tasapainotilaan perustuvat ojitusyhtälöt

Tasapainotilanteessa sadanta ( $R$ ) on yhtä suuri kuin ojiin purkautuva vesimäärä ( $q$ ). Virtausalue, josta vesi purkautuu ojiin, voidaan jakaa kahteen alueeseen: ojitustason ylä- ja alapuoliseen virtausalueeseen. Tällöin ojaan purkautuva vesimäärä ( $q$ ) on yläpuolisen ( $q_1$ ) ja alapuolisen vesimäärän ( $q_2$ ) summa.

$$q = \frac{8 \cdot K \cdot D_2 \cdot h}{L^2} + \frac{8 \cdot K \cdot D_1 \cdot h}{L^2} \quad (40)$$

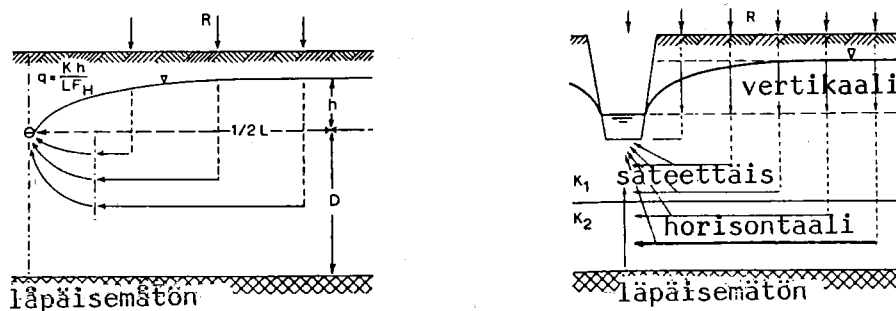
Hooghoudtin kehittämässä ojitusyhtälössä ojan ei tarvitse ulottua läpäisemättömään maakerrokseen asti. Menetelmässä ojitusyhtälön ojitustason alapuolista virtausta kuvaavaa termiä on muutettu siten, että virtauksen muuttuminen horisontaalivirtauksesta säteettävävirtaukseksi otetaan huomioon. Ojitustason alapuolella olevan kerroksen paksuus korvataan ns. ekvivalenttipaksuudella ( $d$ ) /l/, joka valitaan siten, että sen horisontaalivastus on yhtä suuri kuin ojitustason alapuolisen vettä johtavan kerroksen säteettävävirtaus- ja horisontaalivirtausvastuksen summa. Ekviva-

-----  
 $\sqrt{d=L/(8F_H)}$  missä,  $F_H = \frac{(L - D_2 \sqrt{2})^2}{8 \cdot D_2 \cdot L} + \frac{1}{\pi} \ln \frac{D}{r_0 \sqrt{2}} + f(D,L)$   
 missä,  $r_0$  = putken säde (m),  $f(D,L) = D:n$  ja  $L:n$  funktio, joka yleensä on pieni toisiin termeihin verrattuna ja voidaan jättää huomioon ottamatta (Wesseling 1973).

lenttipaksuuden käyttäminen tekee mahdolliseksi ojitusyhtälön soveltamisen myös salaojien mitoittamiseen. Säteettäisvirtausalue ulottuu tällöin etäisyydelle  $(1/2D\sqrt{2})$  salaojan molemmille puolille. Hooghoudtin ojitusyhtälö on

$$q = \frac{8 \cdot K \cdot d \cdot h}{L^2} + \frac{8 \cdot K \cdot D_1 \cdot h}{L^2} \quad (41)$$

Hooghoudtin ojitusyhtälössä virtaus koostuu säteettäis- ja horisontaalivirtauksesta. Ernst otti näiden virtauskomponenttien lisäksi huomioon myös vertikaalivirtauksen (kuva 25).



Kuva 25. Hooghoudtin a) ja Ernstin b) virtaustilanteet (Wesseling 1973).

Ernstin mukaan virtauksen aiheuttava hydraulinen korkeus voidaan jakaa vertikaali-, horisontaali- ja säteettäisvirtausta aiheuttaviin komponentteihin seuraavasti

$$\begin{aligned} h &= h_v + h_h + h_r \\ &= q \frac{D_v}{K_v} + q \frac{L^2}{8 \sum (KD)_h} + q \frac{L}{\pi K_r} \ln \frac{a \cdot D_r}{u} \end{aligned} \quad (42)$$

missä,  $D_v$  = vertikaalivirtauskerroksen paksuus (m)

$K_v$  = vertikaalivirtauskerroksen hydraulinen johtavuus (m/s)

$\sum (KD)_h$  = horisontaalivirtauskerrosten hydraulinen johtavuus (m/s)

$D_r$  = säteettäisvirtauskerroksen paksuus (m)

$K_r$  = säteettäisvirtauskerroksen hydraulinen johtavuus (m/s)

$u$  = märkäpiiri

$a$  = virtausoloista riippuva geometriatekijä

Hooghoudtin yhtälöä voidaan soveltaa sellaiselle maalle, jossa salaojituserroksen päällä on huomattavasti paremmin vettä johtava kerros kuin sen alla ( $K_1 \gg K_2$ ). Ernstin yhtälö soveltuu puolestaan maalle, jossa salaojitustason alapuolella olevan kerroksen veden johtavuus on sen päällä olevan kerroksen johtavuutta suurempi ( $K_1 \ll K_2$ ), tai salaojitustason alla on kaksi kerrosta, joista alemman kerroksen veden läpäisevyys on ylempää suurempi ( $K_3 \gg K_2$ ) (van Beers 1976). Yhden useisiin tapauksiin soveltuvan yhtälön saamiseksi on Ernstin ja Hooghoudtin yhtälöt yhdistetty, yhtälö (43).

$$q = \frac{8 \cdot K_1 \cdot D_1 \cdot h}{L^2} + \frac{8 \cdot K_2 \cdot D_2 \cdot h}{L^2 + \frac{8 \cdot K \cdot D}{n \cdot K_2} \cdot L \cdot \ln \frac{a \cdot D_2}{u}} \quad (43)$$

Yhtälöstä 43 on kehitetty (van Beers 1976) myös yksinkertaistettu muoto, jolla saadaan lähes samanlaisia arvoja silloin, kun  $(D \ln \frac{a \cdot D_2}{u} / L_0 < 0,3)$  ja  $(K_1 D_1 / K D < 0,1)$ . Yksinkertaistettu yhtälö on

$$L = L_0 - C \quad (44)$$

missä,  $C = D_2 \ln \frac{a \cdot D_2}{u}$

$$L_0^2 = \frac{8 \cdot K \cdot D \cdot h}{q}$$

Myös muita ojitusyhtälöitä on kehitetty (esim. Kirkham, Dagan). Näillä saatavat tulokset ovat kuitenkin edellä esitettyjen kanssa lähes samanlaisia (Wesseling 1973).

### 5.1.3 Muuttuvaan tilanteeseen perustuvat ojitusyhtälöt

Muuttuvaan tilanteeseen perustuvissa ojitusyhtälöissä pohjaveden pinta nousee sadannan vaikutuksesta ja laskee sen tauottua. Ojituskriteerinä on veden pinnan laskeminen määrättyssä ajassa tietyn tason alapuolelle. Pohjaveden pinnan nousu ja lasku riippuvat ojitusyhtälöissä maan hydraulisesta johtavuudesta, ojavälistä, sadannasta sekä maan veden varastoimiskyvystä eli tehoisasta huokoisuudesta. Nämä ojitusyhtälöt on johdettu Dupuit-Forchheimerin oletusten ja Darcyn lain pohjalta saadusta veden pinnan korkeuden differentiaaliyhtälöstä (Dieleman ja de Ridder 1972).

$$K \cdot D \frac{\delta^2 h}{\delta x^2} = \frac{\delta h}{\delta t} - R \quad (45)$$

missä,  $\mu$  = maan tehoisa huokoisuus

Tässä tutkimuksessa ojituksen mitoitusta tarkastellaan Kraijenhoff van de Leurin ja Maaslandin kehittämän muuttuvaan tilaan perustuvan ojitusyhtälön avulla (Wesseling 1973). Yhtälössä pohjaveden pinnan korkeus muuttuu päivittäisten sadantojen mukaan. Pohjaveden pinnan korkeus lasketaan jokaiselle päivälle kyseisenä päivänä ja sitä edeltävinä päivinä tapahtuneiden sadantojen sekä siihen mennessä ojiin purkautuneen vesimäärän perusteella siten, että sadannan intensiteetti voi vaihdella. Pohjaveden pinnan korkeus ojien keskivälillä lasketaan seuraavasti

$$h_m = j / R_m C_1 + R_{m-1} (C_2 - C_1) + R_{m-2} (C_3 - C_2) + \dots + R_1 (C_m - C_{m-1}) \quad (46)$$

$$C = 4 / \pi \sum_{n=1,3,5}^{\infty} 1/n^3 \cdot (1 - e^{-n^2 \cdot t/j}) \quad (47)$$

missä,  $h_m$  = pohjaveden pinnan korkeus päivänä  $m$

$R_m$  =  $m$ :nnen päivän sadanta ( $m$ )

$\mu$  = tehoisa huokoisuus

$j$  = varastokerroin,  $j = \frac{\mu \cdot L}{\pi^2 \cdot K \cdot D}$

$t$  = aika (d)

Ojiin purkautuva vesimäärä lasketaan vastaavasti

$$q_m = R_m g_1 + R_{m-1}(g_2 - g_1) + R_{m-2}(g_3 - g_2) + \dots + R_1(g_m - g_{m-1}) \quad (48)$$

$$g = 8 / \pi^2 \sum_{n=1,3,5}^{\infty} 1/n^2 \cdot (1 - e^{-n^2 \cdot t/j}) \quad (49)$$

Yhtälössä otetaan huomioon vain ojitustason alapuolelta ojiinpurkautuva vesimäärä. Salaojan ollessa kyseessä korvataan varastokertoimessa oleva virtauskerroksen paksuus  $D$  Hooghoudtin ekvivalenttipaksuudella  $d$ . Tapauksissa, joissa  $D$  on suuri pohjaveden pinnan korkeuteen  $h$  verrattuna, voidaan ojitustason yläpuolelta tuleva valuma jättää ottamatta huomioon (Wesseling 1973). Kun  $D$  on pieni, korvataan varastokertoimessa oleva vettäjohtavan kerroksen paksuus ekvivalenttipaksuuden ja keskimääräisen yläpuolisen virtausalueen paksuudella  $(d + \bar{D}_1)$ .

## 5.2 Ojitusyhtälöiden soveltuminen ojituksen mitoitukseen Suomessa

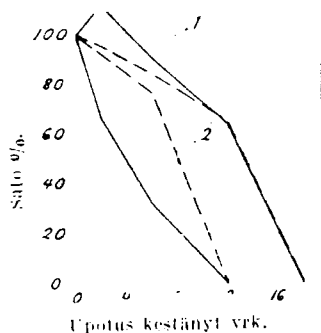
### 5.2.1 Ojituskriteerit

Maan liiallinen märkyys muokkaus-, kylvö- ja korjuuaikana vaikeuttaa koneilla liikkumista pelloilla. Kasvin kasvukaudella maan liiallinen kosteus saattaa taas hidastaa kasvin kasvua tai jopa tuhota sen kokonaan. Maan kantavuuden tai kasvien kasvun perusteella määrätään pohjaveden pinnan korkeuden suurin haluttu arvo tai vaihtoehtoisesti aika, jossa sen tulee laskea tämän rajan alapuolelle.

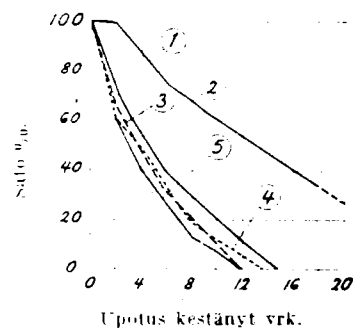
Maan kantavuus paranee pohjaveden pinnan aletessa. On todettu, että keväällä maan kantavuus on riittävä, kun pohjaveden pinta on laskenut 20-30 cm:n syvyyteen maan pinnasta ja turvemailloilla 30-40 cm:n syvyyteen. Pellon muokkauksen on

todettu vaikeutuvan pohjaveden pinnan noustessa kivennäis-  
mailla 25 cm:n, ohutturpeisilla mailla 35 cm:n ja paksotur-  
peisilla mailla 45 cm:n etäisyydelle maan pinnasta (Saava-  
lainen 1983)

Saimaan rantapelloilla tehdyssä tutkimuksessa on todettu,  
että viljakasveista saadaan optimaalinen sato kuivavaran  
ollessa 20-70 cm järven keskiveden pinnasta mitattuna  
(Saukko 1946). Kuivavaran ollessa pitkäaikaisesti pienempi  
kuin 20 cm on sadon määrän todettu pienenevän selvästi  
(Kaitera 1941). Mikäli pohjaveden pinta nousee maan pinnan  
tasolle, määrää kasvien kyky kestää vesipeittoa ajan, jonka  
kuluessa veden pinnan tulee laskea tietylle syvyydelle. Eri  
kasvilajit kestävät vesipeittoa eri tavoin (kuva 26). Vesi-  
peiton aiheuttamaan haittaan vaikuttaa myös kasvin kasvu-  
vaihe. Keväällä maan ollessa vielä roudassa haitta on pie-  
nempi kuin myöhemmin kesällä (Kaitera 1941) (kuva 27). Vil-  
jakasvien kypsymskauden loppupuolella haitta on taas pie-  
nempi kuin kukkimiskaudella (Saukko 1946).



Kuva 1. Suhteelliset ruis-  
sadot eri pitkiä upotusai-  
koja käyttäen. 1=upotus  
alotettu 18/4, 2=upotus  
alotettu 29/5-4/6. Yhte-  
näiset viivat tarkoittavat  
jyväsatoa, katkonaiset vii-  
vat olkisatoa.



Kuva 5. Timotein (1), apilan  
(2), rukiin (3), kauran (4) ja  
ohran (5) suhteelliset satomää-  
rät eri pitkillä upotusajoilla.

Kuva 26. Eri viljakasvien kyky  
kestää vesipeittoa  
(Kaitera 1941).

Kuva 27. Vesipeiton ajankoh-  
dan vaikutus vilja-  
kasvien kasvuun  
(Kaitera 1941).

### 5.2.2 Ojituksen mitoitus Suomessa

Suomessa ojitus mitoitetetaan lumen sulannasta aiheutuvan ylivaluman mukaan. Mitoitusvaluma lasketaan lumen vesivaraston ensimmäisen viiden vuorokauden aikana tapahtuvan maksimivähennyksen perusteella (Saavalainen 1983). Mitoitusvalumana käytetään esim. Etelä-Suomessa tasaisilla tiiviillä mailla 1 l/sha. Koska lumipeitteen keskimääräinen paksuus vaihtelee maamme eri osien välillä, käytetään esim. Itä-Suomessa 20 % suurempaa mitoitusvalumaa kuin Etelä-Suomessa. Ojitusalueen maantieteellisen sijainnin lisäksi mitoitusvalumassa otetaan huomioon pellon maalaji (Saavalainen 1984). Ojitusyvyvyytenä käytetään kivennäismailla Etelä-, Keski- ja Itä-Suomessa 1.0 m ja Pohjanmaalla ja Pohjois-Suomessa 1,1 m. Turvemailla ojitusyvyvyys on 1,2 m. Suomessa ojaväleille on annettu maalajikohtaiset mitoitusarvot, joita sovelletaan paikallisten olosuhteiden mukaan, esim. notkoissa käytetään tihennettyä ojitusta. Mitoitusvaluman ja putken kaltevuuden mukaan valitaan oikea putkikoko mitoitusnomogrammin avulla (Saavalainen 1984).

Suomessa ei ole käytetty ojitusyhtälöitä salaojituksen mitoituksessa. Tässä tutkimuksessa haluttiin verrata eri ojitusyhtälöillä koepelloille saatavia mitoitusarvoja edellä esitetyllä tavalla mitoitetuihin ojituksiin.

### 5.2.3 Koealueiden salaojituksen mitoitus ojitusyhtälöillä

Tutkimuksen kohteena olleet pellot ovat salaojitettuja. Tehtyjen ojitusten ja ojitusyhtälöillä saatavien mitoitusarvojen vertaamiseksi laskettiin näiden peltojen mitoitus sekä muuttuvaan tilanteeseen että tasapainotilaan perustuvilla ojitusyhtälöillä. Tasapainotilaan perustuvissa ojitusyhtälöissä käytettiin lähtöarvoina mitattuja hydraulisen johtavuuden arvoja, pelloilla käytettyjä ojitusyvyvyyksiä ja

putkikokoja sekä Suomessa käytettäviä mitoitusvalumia. Myös tuloksen herkkyyttä parametrien muuttumiselle tutkittiin, ojitus laskettiin mm. 30 ja 60 cm:n kuivavaraa käyttämällä ja hydraulisen johtavuuden eri arvoilla.

Muuttuvan tilanteen ojitusyhtälöön perustuen (liite 7) laskettiin pohjaveden pinnan korkeuden muuttuminen ojien keskivälillä lumen sulantaa ja erilaisia sadantatapahtumia käyttämällä. Lumen sulantana käytettiin lumen vesiarvon suurinta 15 vrk:n aikana tapahtuvaa vähenemistä, missä ajassa lumen vesiarvo pienenee 85 % maksimiarvostaan (Kaitera 1939). Myös pohjaveden pinnan muuttumista kesäsateiden vaikutuksesta tutkittiin. Sadantoina käytettiin havaintoaineistosta (Vakkilainen ja Hiitiö 1983) määritettyjä kerran kahdessa, viidessä, kymmenessä ja kahdessakymmenessä vuodessa tapahtuvia 5 vrk:n maksimisadantoja (liite 8). Lähtöarvoina muuttuvan tilanteen ojitusyhtälöissä käytettiin MSU-laitteella mitattuja hydraulisen johtavuuden arvoja, pelloilla käytettyjä ojasyvyys- ja maan tehoisaa huokoisuutta, joka laskettiin maalajille ominaisen vedenpidätyskäyrän avulla.

Muuttuvaan tilanteeseen perustuvalla ojitusyhtälöllä saadusta ojaetäisyydestä voidaan laskea tasapainotilanteen ojituskriteeri. Ojitusyvyys- ja kuivavaran erotuksen suhde mitoitusvalumaan ( $h/q$ ) saadaan Kesslerin (1973) mukaan

$$\frac{\bar{h}^2 \cdot j}{8 \cdot \mu} = h/q \quad (50)$$

### Muhos

Muhoksella koepellon maalaji on karkeaa hietaa ja hieta kerros ulottuu salaojasyvyteen asti. Hietakerroksen alla on savikerros, jonka vedenjohtavuus on pieni. Imuojien etäisyydet ovat 20 m ja ojitusyvyys on 1,2 m. Hietakerroksen keskimääräiseksi hydrauliseksi johtavuudeksi saatiin 3.0 cm/h. Pellon ojitus on toimiva.



Tasapainotilanteeseen perustuvilla ojitussyhtälöillä laske-  
ketut ojaetäisyydet on esitetty taulukossa 4.

Taulukko 4. Ojaetäisyyden herkkyys ojitussyhtälöiden para-  
metrien suhteen. Ojaetäisyydet on laskettu Mu-  
hoksen karkealle hiedalle tasapainotilan ojitu-  
syhtälöiden avulla. Suluissa oleva parametrin  
arvo on muutettu.

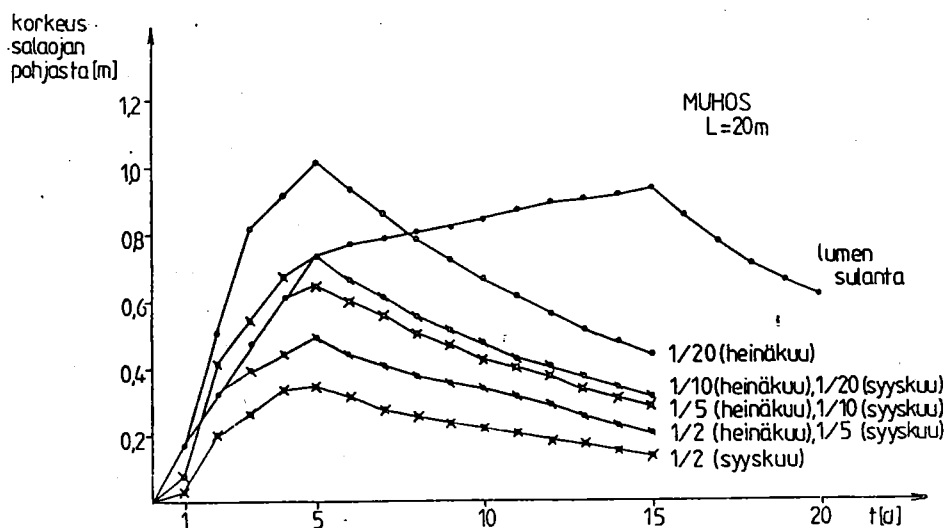
Lähtöarvot:	$r_0 = 20 \text{ mm}$	$K = 3.0 \text{ cm/h}$
	$D_1 = 1,20 \text{ m}$	$q = 1,0 \text{ l/s ha}$
	$D_2 = 0,1 \text{ m}$	$h = 0,3 \text{ m (kuivavara)}$

Ojitussyhtälö	K (cm/h)	r (mm)	h (cm)	q (l/sha)	L (m)
Nykyinen ojitus	-	20	-	1	20,0
Hooghoudt	3,0	20	30	1	18,2
	(2,5)	20	30	1	16,6
	(3,5)	20	30	1	19,6
	3,0	(25)	30	1	18,2
	3,0	(32,5)	30	1	18,2
	3,0	20	(0)	1	23,7
	3,0	20	(60)	1	12,6
	3,0	20	30	(0,5)	25,7
	3,0	20	30	(1,5)	14,8
Ernst	3,0	20	30	1	18,2
	(2,5)	20	30	1	16,6
	(3,5)	20	30	1	19,7
	3,0	(25)	30	1	18,2
	3,0	(32,5)	30	1	18,7
	3,0	20	(0)	1	23,7
	3,0	20	(60)	1	12,7
	3,0	20	30	(0,5)	25,8
	3,0	20	30	(1,5)	14,9
Hooghoudt-Ernst	3,0	20	30	1	19,2
Yksinkertaistettu	3,0	20	30	1	19,2

Eri ojitussyhtälöillä koepelloille lasketut ojaetäisyydet  
ovat likimain yhtäsuuria kuin pellolla käytetty ojaetäi-  
syyss. Ojitussyhtälöiden herkkyyttä parametrien suhteen tut-  
kittiin muuttamalla hydraulista johtavuutta, putken halkai-  
sijaa, kuivavaravaatimusta ja mitoitusvalumaa. Putkikoon  
vaikutus ojaetäisyyteen ei ollut kovinkaan suuri. Sen si-  
jaan hydraulisen johtavuuden muuttaminen 0,5 cm/h aiheutti  
3 metrin muutoksen ojaväliin. Herkkyysanalyysin mukaan mi-  
toitusvaluma ja varsinkin kuivavaravaatimus vaikuttavat  
suuresti saatavaan tulokseen.

Ojituksen mitoitus tarkasteltiin myös muuttuvaan tilan-  
teeseen perustuvilla ojitussyhtälöillä. Laskelmissa maan

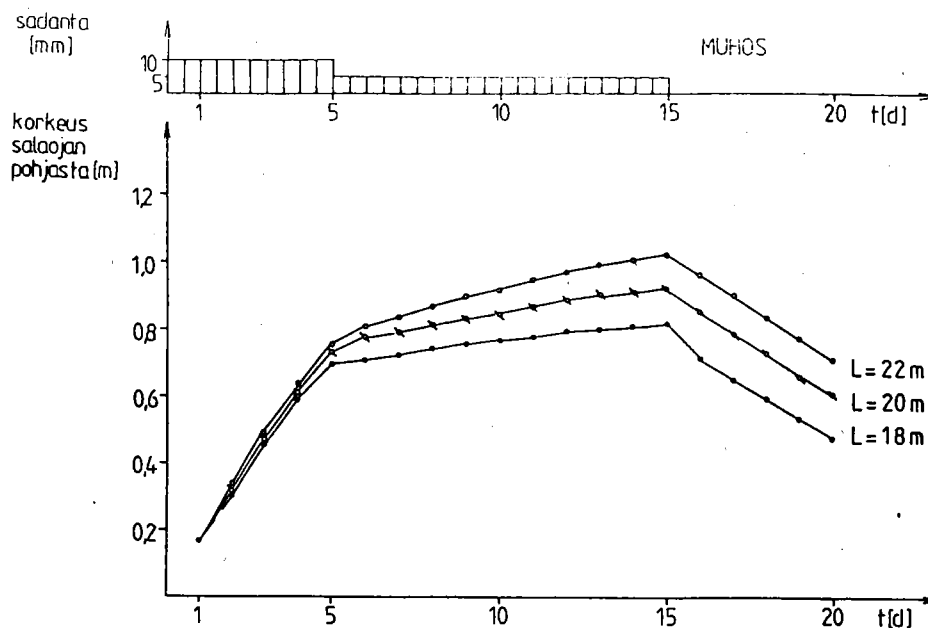
tehoisana huokoisuutena käytettiin arvoa  $\mu = 0,07$ , joka määritettiin maalajille ominaisen pF-käyrän avulla. Lumen sulannan ja kesäsateiden vaikutus pohjaveden pinnan korkeuteen ojavälin ollessa 20 m on esitetty kuvassa 28.



Kuva 28. Pohjaveden pinnan korkeuden muuttuminen ojien keskivälillä lumen sulannan ja eri sadetapahtumien vaikutuksesta. Ojaväli 20 m. Käytetty kaavaa (46).

Verrattaessa sulannan ja viiden vuorokauden maksimisadantojen aiheuttamaa pohjaveden pinnan nousua toisiinsa voidaan kuvasta havaita, että vain 1/20-vuodessa heinäkuussa toistuva sadanta nostaa pohjaveden pinnan korkeammalle kuin sulantatapahtuma. Koska sateen kesto on lyhyt, laskee pohjaveden pinta nopeasti. Kesäsadannat eivät mallin mukaan aiheuta vesipeittoa eikä pohjaveden pinta pysy 1/20-vuodessa toistuvan sateen jälkeenkään kauaa 20 cm:n syvyydessä. Näin ollen ojituskriteerinä tulee mallin mukaan käyttää maan kantavuutta ja mitoitusvalumana sulantaa.

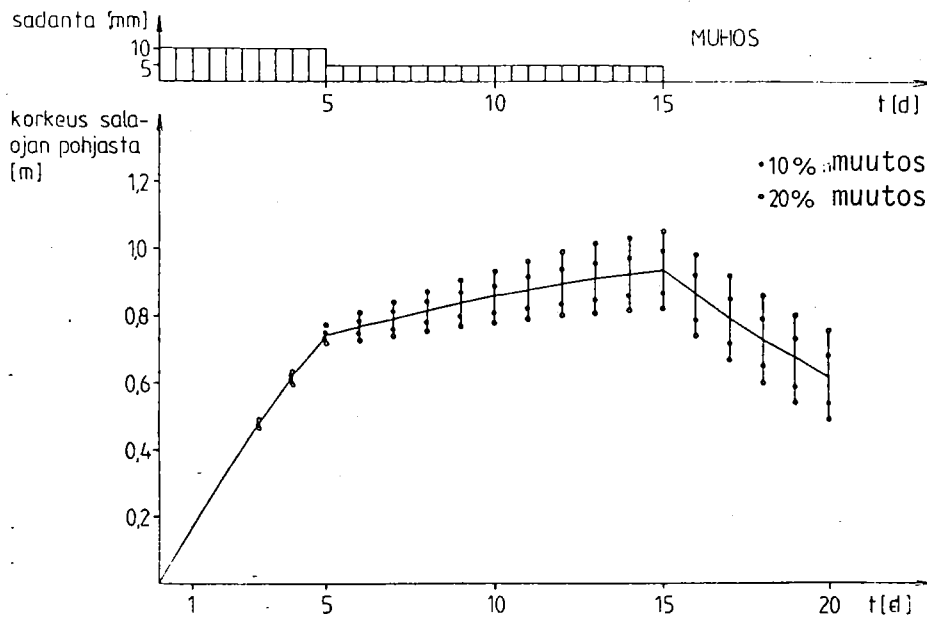
Myös ojaetäisyyden vaikutusta pohjaveden pinnan korkeuteen tutkittiin. Mitoitusvalumana käytettiin lumen sulantaa. Kuvassa 29 on esitetty pohjaveden pinnan korkeuden muuttuminen eri ojaetäisyyksillä.



Kuva 29. Pohjaveden pinnan korkeuden muuttuminen lumen sulannan vaikutuksesta eri ojaetäisyyksillä. Käytetty kaavaa (46).

Kuvasta havaitaan, että 22 m:n ojaetäisyydellä pohjaveden pinnan korkeus nousee korkeammalle kuin 30 cm:n etäisyydelle maan pinnasta kahdeksaksi vuorokaudeksi, 20 m:n ojaetäisyydellä kahdeksi vuorokaudeksi ja 18 m:n ojaetäisyydellä se ei nouse lainkaan tämän tason yläpuolelle. Ojaetäisyydeksi tulisi siis muuttuvan tilanteen perusteella valita 18 m. Tällä ojaetäisyydellä ojiin purkautuva maksimivalunta on 3,8 mm/d pohjaveden pinnan ollessa korkeimmillaan (15. päivä). 18 m:n ojaetäisyyttä vastaavaksi tasapainotilanteen ojituskriteeriksi ( $h/q$ ) saadaan kaavan (50) mukaan 159 (l/d), mikä vastaa mitoitusvalumaa 0.66 l/sha kuivavaravaatimuksen ollessa 30 cm.

Myös muuttuvan tilanteen ojitustyhtälön herkkyyttä hydraulisen johtavuuden vaihtelulle tutkittiin. Kuvaan 30 on piirretty 10 ja 20 % virherajat pohjaveden pinnan korkeuksille. Sen mukaan suurin virhe syntyy veden pinnan laskiessa. Hydraulisen johtavuuden muuttuessa 20 % on siitä aiheutuva virhe suurimmillaan 12 cm kahdenkymmenen päivän tarkastelujakson aikana.



Kuva 30. Hydraulisen johtavuuden vaikutus pohjaveden pinnan korkeuteen. Ojaväli 20 m. Käytetty kaavaa (46).

### Jalasjärvi

Jalasjärvellä koepellon maalaji on heikosti maatonutta turvetta. Turvekerroksen paksuus tutkimuspaikalla oli 1.5 m ja tämän kerroksen alla on hiesukerros. Imuojien etäisyydet ovat 20 m ja ojitussyvyys on 1.0 m. Turvekerroksen keskimääräiseksi hydrauliseksi johtavuudeksi saatiin 0.53 cm/h ja geometrisia keskiarvoja käytettäessä 0,38 cm/h. Pellon ojitus ei toimi.

Tasapainotilanteeseen perustuvilla ojitusyhtälöillä lasketut ojaetäisyydet on esitetty taulukossa 5.

Tasapainotilanteeseen perustuvilla ojitusyhtälöillä lasketut ojavälit ovat noin puolet ja havaintojen geometrinen keskiarvo käytettäessä noin neljäsosa pellolla käytetystä ojaetäisyydestä. Jos valumaa pienennetään 0,5 l/ha ja kuivavaravaatimuksena on 0 cm, on laskettu ojaetäisyys 15 m.

Taulukko 5. Ojaetäisyyden herkkyys ojitusyhtälöiden parametrien suhteen. Ojaetäisyydet on laskettu Jalajärven rahkaturpeelle tasapainotilan ojitusyhtälöiden avulla. Suluissa oleva parametrin arvo on muutettu.

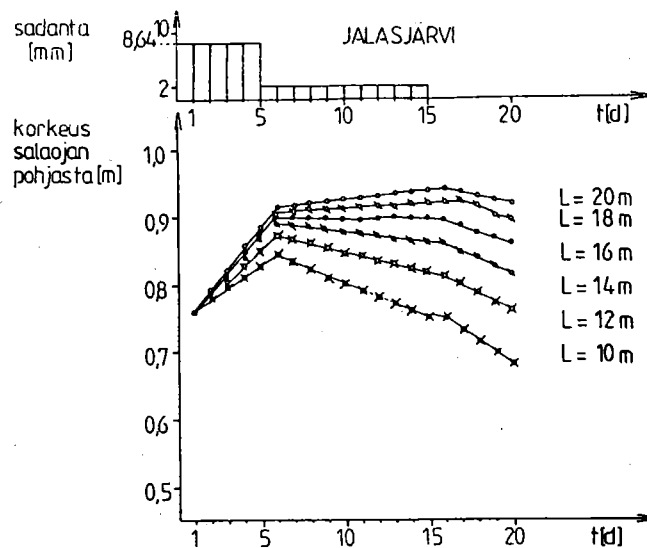
Ojitusyhtälö	K (cm/h)	r (mm)	h (cm)	q (l/sha)	L (m)
Lähtöarvot: $r_0 = 25$ mm <span style="margin-left: 150px;"><math>K = 0,53</math> cm/h</span>					
$D_1 = 1,00$ m <span style="margin-left: 150px;"><math>q = 1,0</math> l/s ha</span>					
$D_2 = 0,50$ m <span style="margin-left: 150px;"><math>h = 0,3</math> m - (kuivavara)</span>					
Nykyinen ojitus	-	25	-	1	20,0
Hooghoudt	0,53	25	30	1	7,8
	(0,43)	25	30	1	7,0
	(0,63)	25	30	1	8,5
geometrinen keskiarvo	(0,38)	25	30	1	6,6
	0,53	(20)	30	1	7,3
	0,53	(32,5)	30	1	8,4
	0,53	25	(0)	1	10,4
	0,53	25	(60)	1	5,9
	0,53	25	30	(0,5)	11,3
	0,53	25	(0)	(0,5)	14,9
Ernst	0,53	25	30	1	7,0
	(0,43)	25	30	1	6,0
	(0,63)	25	30	1	7,7
geometrinen keskiarvo	(0,38)	25	30	1	5,6
	0,53	(20)	30	1	7,0
	0,53	(32,5)	30	1	7,5
	0,53	25	(0)	1	9,5
	0,53	25	(60)	1	5,0
	0,53	25	30	(0,5)	10,5
	0,53	25	(0)	(0,5)	13,7
Hooghoudt-Ernst	0,53	25	30	1	7,5
Yksinkertaistettu	0,53	25	30	1	7,9

Muuttuvaan tilanteeseen perustuvaa ojitusyhtälöä käytettäessä turpeen tehoisana huokoisuutena käytettiin arvoa  $\mu = 0.3$ , joka kuvaa maaprofiilin keskimääräistä vedenpidätyskykyä ojitusyvyuden ollessa 1,0 m /1/. Turpeen suuren tehokkaan huokoisuuden vuoksi pohjaveden pinta nousee hitaasti. Laskettaessa pohjaveden pinnan korkeuden muuttumista eri sadantatapahtumilla ja ojaväliä 20 m käyttämällä ei pohjaveden pinnan korkeus noussut lumen sulannan vaikutuksesta kuin 25 cm ojitustason yläpuolelle. Myös pohjaveden

Turve kykenee kyllästystilassa pidättämään 82-95 % tilavuudestaan vettä ja 1 metrin imulla vielä 25-72 % tilavuudestaan. Heikosti maatuneesta turpeesta poistuu ojituksella 3 kertaa suurempi vesimäärä kuin hyvin maatuneesta turpeesta (Päivänen 1973).

pinnan aleneminen tapahtuu hitaasti, viiden vuorokauden kuluttua sadannan loppumisesta veden pinta laskee mallin mukaan vain 1.0 cm maksimikorkeudesta.

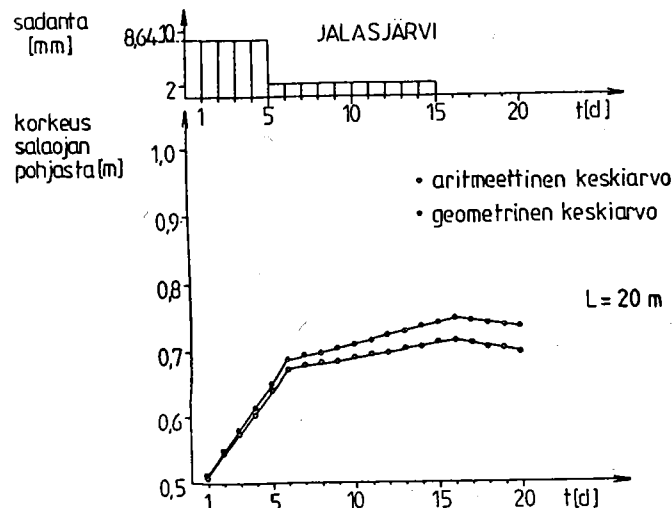
Muutuvaan tilanteeseen perustuvassa ojitusyhtälössä lähtökohtana on, että pohjaveden pinta on sadannan alkaessa ojitusason korkeudella. Pohjaveden pinnan korkeuden muuttumista tutkittiin kuitenkin myös tapauksissa, joissa pohjaveden pinta on sadannan alkaessa 0,25 ja 0,5 m maan pinnan alapuolella. Kuvassa 31 on esitetty pohjaveden pinnan muuttuminen lumen sulannan vaikutuksesta eri ojaetäisyyksillä. Kuvassa 32 on esitetty aritmeettisen ja geometrisen keskiarvon käytön vaikutus pohjaveden pinnan korkeuden muuttumiseen.



Kuva 31. Pohjaveden pinnan korkeuden muuttuminen lumen sulannan vaikutuksesta eri ojaetäisyyksillä. Käytetty kaavaa (46).

Kuvasta 31 havaitaan, että ojaetäisyys ei vaikuta paljokaan pohjaveden pinnan korkeuteen sen noustessa. Sen sijaan pienentämällä ojaväliä pohjaveden pinta laskee nopeammin kuin suurilla ojaväleillä. Esim. ojaetäisyyden pienentäminen 20 metristä 10 metriin alentaa 35 cm pohjaveden pinnan

korkeutta, kun tarkastellaan tilannetta neljä vuorokautta sadannan lakattua. Kuvasta 32 nähdään, että myös hydraulisen johtavuuden pienentymisen vaikutus kohdistuu myös eniten veden pinnan laskuvaiheeseen.



Kuva 32. Pohjaveden pinnan korkeuden muuttuminen käytet-  
täessä laskenta-arvona havaittujen k-arvojen  
arimeettista ja geometrista keskiarvoa. Käytetty  
kaavaa (46).

Muuttuvan tilanteen perusteella saadaan tasapainotilan oji-  
tuskriteeriksi ojaetäisyydellä 10 m (h/q) 160 (l/d) ja  
ojaetäisyydellä 14 m (h/q) 315 (l/d). Kuivavaralla 30 cm  
näitä vastaavat ojiin purkautuvat vesimäärät ovat 0,5 l/sha  
ja 0,3 l/sha.

#### Nurmijärvi

Nurmijärvellä pellon maalaji on savista hiesua. Ojaväli-  
nä pellolla on käytetty 20 m ja ojien syvyys on 1.0 m. Maa-  
perän keskimääräiseksi hydrauliseksi johtavuudeksi saatiin  
2,7 cm/h ja geometriseksi keskiarvoksi 1.6 cm/h. Pellon  
ojitus on toimiva.

Nurmijärvellä pellon maalaji on savista hiesua, jonka veden johtavuus ei yleensä ole hyvä. Koepellossa oli kuitenkin paljon eri kokoisia huokosia ja paikoitellen mitattiin hyvin suuriakin veden johtavuuden arvoja. Nurmijärvellä saatuja mitoitusravvoja tarkasteltaessa tulee ottaa huomioon se, että suurin osa havainnoista on 30 cm:n syvyydestä, eikä koepelolla ole ojitussyvyydestä eikä sen alapuolelta mitattu hydraulista johtavuutta, vaan mitoitusravvona on käytetty ylempien kerroksien keskiarvoa.

Tasapainotilaan perustuvilla ojitussyhtälöillä lasketut ojaetäisyydet on esitetty taulukossa 6.

Taulukko 6. Ojaetäisyyden herkkyys ojitussyhtälöiden parametrien suhteen. Ojaetäisyydet on laskettu Nurmijärven saviselle hiesulle tasapainotilan ojitussyhtälöiden avulla. Suluissa oleva parametrin arvo on muutettu.

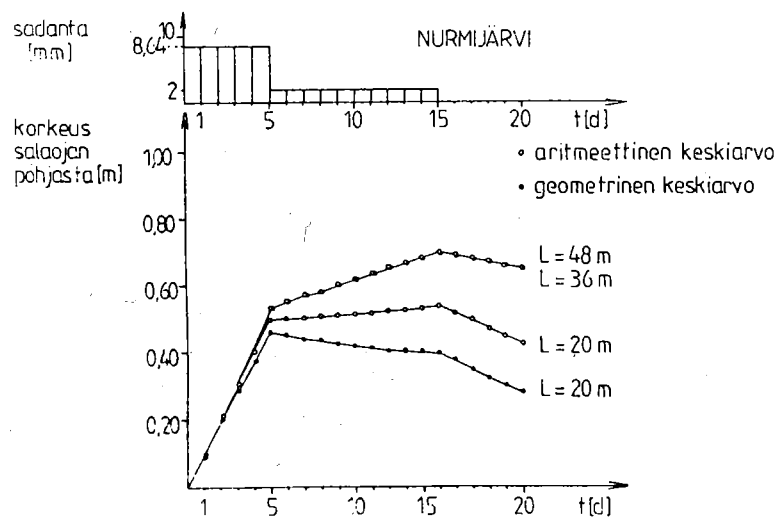
Lähtöarvot:  $r_0 = 20$  mm  $K = 2,7$  cm/h  
 $D_1 = 1,00$  m  $q = 1,0$  l/s ha  
 $D_2 = 0,50$  m  $h = 0,30$  m (kuivavara)

Ojitussyhtälö	K (cm/h)	r (mm)	h (cm)	q (l/sha)	L (m)
Nykyinen ojitus	-	20	-	1	20,0
Hooghoudt	2,7	20	30	1	18,3
	(2,2)	20	30	1	16,5
	(3,2)	20	30	1	20,6
geometrinen keskiarvo	(1,6)	20	30	1	13,8
	2,7	(25)	30	1	18,4
	2,7	(32,5)	30	1	18,5
	2,7	20	(0)	1	24,0
	2,7	20	(60)	1	12,4
	2,7	20	30	(0,5)	26,1
	2,7	20	30	(0,8)	20,5
Ernst	2,7	20	30	1	17,3
	(2,2)	20	30	1	15,5
	(3,2)	20	30	1	18,9
geometrinen keskiarvo	(1,6)	20	30	1	12,8
	2,7	(25)	30	1	17,7
	2,7	(32,5)	30	1	17,9
	2,7	20	(0)	1	22,6
	2,7	20	(60)	1	12,7
	2,7	20	30	(0,5)	25,2
	2,7	20	30	(0,8)	19,6
Hooghoudt-Ernst	2,7	20	30	1	18,1
Yksinkertaistettu	2,7	20	30	1	18,5



Keskimääräistä hydraulisen johtavuuden arvoa käytettäessä saatiin tasapainotilan ojitussyhtälöillä samanlaisia ojaeitäisyyksiä kuin pellolla on käytetty. Käytettäessä mitoitusarvona havaintojen geometrinen keskiarvo saatiin ojaväliksi 14 m.

Muuttuvaan tilanteeseen perustuvalla ojitussyhtälöllä laskettiin sulannan vaikutus pohjaveden korkeuteen käyttämällä laskelmissa hydraulisen johtavuuden arvona sekä aritmeettista että geometrinen keskiarvoa (kuva 33). Jos pohjaveden pinta sulannan alkaessa on ojitustason korkeudella, nousee se kantavuuskriteerin määrittämän tason yläpuolelle geometrinen keskiarvoa käytettäessä 36 metrin ojavälillä ja aritmeettista keskiarvoa käytettäessä 48 metrin ojavälillä. Tällöin ojiin purkautuvat vesimäärät ovat molemmissa tapauksissa vain 0,6 mm/d. Näitä ojavälejä vastaaviksi tasapainotilan ojituskriteereiksi saatiin  $(h/q)$  852 (l/d) ja 886 (l/d) ja niistä mitoitusvalumiksi 0,1 l/sha. Laskelmissa käytettiin maan tehoisana huokoisuutena arvoa  $\mu=0,1$ , joka määritettiin maalajille ominaisen pF-käyrän avulla.

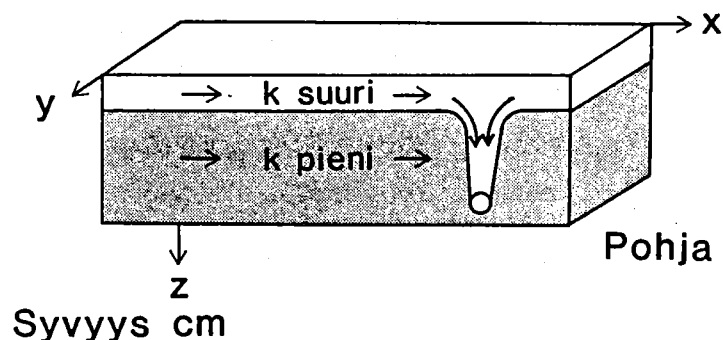


Kuva 33. Pohjaveden pinnan korkeuden muuttuminen eri ojavälejä ja havaittujen  $k$ -arvojen aritmeettista ja geometrinen keskiarvoa käyttämällä. Käytetty kaavaa (46).

## Loimaa

Loimaalla pellon maalaji on lihavaa savea. Ojat on sijoitettu 17 m:n välein 1,0 m:n syvyyteen. Pellon salaojitus on toimiva. Pellolle saadut hydraulisen johtavuuden arvot vaihtelivat sen mukaan, millä tavalla ne oli määritetty. Laboratoriomäärityksiensä perusteella maan hydraulinen johtavuus on keskimäärin 0.007 cm/h. Tätä arvoa käytettäessä saadaan sekä Hooghoudtin että Ernstin yhtälöllä ojaväleiksi epärelevantteja arvoja (0,9 m ja <0 m). Käytettäessä ojitusyhtälöissä MSU-mittauslaitteella määritettyä arvoa ( $K = 0.54$  cm/h) saatiin ojaväleiksi noin puolet pellolla käytetystä ojavälisestä. Koska MSU-laitteella saatavia tuloksia ei voitu tällä alueella pitää luotettavina ja laboratoriotuloksilla lasketut ojavälit eivät olleet järkeviä, ei pohjaveden korkeuden muuttumista laskettu muuttuvan tilanteen yhtälöllä lainkaan.

Savimaissa vesi virtaa salaojiin kuivumis- ja kutistumis- halkeamia pitkin tai suotautuu muokkauskerroksesta salaojaan pääasiassa salaojakaivannon kohdalla (kuva 34). Tällaisessa tilanteessa vesi ei virtaa Dupuit-Forchheimerin oletusten mukaan. Koska tasapainotilanteen ja muuttuvan tilanteen ojitusyhtälöt perustuvat näihin oletuksiin, ei niiden käyttö ole tällaisessa tapauksessa perusteltua.



Kuva 34. Veden virtaus salaojaputkeen tiiviissä savimaassa, jonka veden läpäisevyys on pieni (Saavalainen 1983).

### 5.3 Johtopäätöksiä

Vertailussa todettiin pellolla käytettyjen ojaetäisyyksien hyvin vettä läpäisevillä alueilla olevan laskettujen ojaetäisyyksien kanssa lähes samanlaisia. Turvemaan osalta ojavälit olivat noin puolet pellolla käytetystä ojavälistä. Savimaalla ojitusyhtälöt eivät olleet käyttökelpoisia.

Ojitusyhtälöt perustuvat Dupuit-Forchheimerin oletuksiin, joiden mukaan veden virtaus ojiin on horisontaalisuuntaista. Maalajeissa, joiden hydraulinen johtavuus on hyvä tai joissa maan tekstuuri määrää veden johtavuuden, virtaus tapahtuu lähtöoletusten mukaan, joten yhtälöiden käyttö lienee perusteltua. Tiiviissä huonosti vettä läpäisevissä maissa, joissa veden johtavuus määräytyy maan struktuurin mukaan, ei virtaus näyttänyt tapahtuvan näiden oletusten mukaisesti, eikä niillä saatavat tulokset olleet käyttökelpoisia.

Herkkyyksianalyysissä hydraulisen johtavuuden 20 % vaihtelu ei muuttanut laskettuja ojavälejä kovin paljon, mutta geometrisen keskiarvon käyttäminen aritmeettisen sijasta (eroa noin 30 %) pienensi laskettuja ojavälejä selvästi. Muista ojitusyhtälöiden parametreista varsinkin kuivavaravaatimus ja mitoitusvaluma sekä muuttuvan tilanteen yhtälöissä maan tehokas huokoisuus vaikuttavat paljon saatuihin tuloksiin.

Muuttuvan tilanteen ja tasapainotilan ojitusyhtälöillä pelloille lasketut ojaetäisyydet poikkesivat toisistaan Jalasjärvellä ja Nurmijärvellä. Eroihin lienee ollut syynä se, että muuttuvan tilanteen yhtälöissä otetaan huomioon myös maahan varastoituva vesimäärä. Muuttuvan tilanteen yhtälöt soveltunevat ojituksen mitoitukseen tasapainotilan yhtälöitä paremmin, koska niissä maaperää kuvataan kahdella eri parametrin arvolla, jolloin maa tulee tarkemmin yksilöityä. Muuttuvan tilanteen yhtälöitä käytettäessä olisi kuitenkin tunnettava pohjaveden pinnan korkeus mitoitusasteen alkaessa, sillä muuten ojaetäisyydeksi saadaan liian suuri arvo.

Muuttuvaan tilanteeseen perustuvalla ojitusyhtälöllä saaduista ojaväleistä laskettiin vertailun vuoksi ojituskriteerit tasapainotilan yhtälöille. Jos käytetään 30 cm:n kuivavaraa, saadaan putkiin purkautuvaksi valumaksi keskimäärin vain puolet tai vähemmän kuin se, mitä mitoitusvalumana Suomessa normaalisti käytetään.

Tutkimuksessa selvitettiin myös eri sadantatapahtumien, lumen sulannan ja kesäsateiden, käyttöä mitoitusstateena. Muuttuvaan tilanteeseen perustuvalla mallilla saatiin määrääväksi valumaksi lumen sulannasta aiheutuva valuma, jolloin ojituskriteerinä käytettiin kantavuutta.

## 6 YHTEENVETO

Suomessa peltojen hydraulista johtavuutta ja hydraulisen johtavuuden vaihtelua ei ole juurikaan tutkittu. Pellon hydraulista johtavuutta voidaan käyttää hyväksi pellon kuivatuksen mitoituksessa. Mitoitus tapahtuu tällöin ojitusyhtälöiden avulla. Ojituksen mitoitukseen on kehitetty erilaisia yhtälöitä, mutta Suomessa niitä ei ole käytetty mitoituksessa, eikä niiden soveltuvuutta ole paljonkaan tutkittu. Eräänä syynä tähän lienee ollut hydraulisen johtavuuden mittauksen hankaluus ja saatujen tulosten epävarmuus.

Tutkimuksen tavoitteena oli selvittää MSU-laitteen, joka on uusi helppokäyttöinen hydraulisen johtavuuden kenttämittausmenetelmä, soveltuvuus suomalaisten maalajien hydraulisen johtavuuden mittaamiseen. Tutkimuksen toisena tavoitteena oli hydraulisen johtavuuden vaihtelun selvittäminen suomalaisissa peltomaissa sekä perinteisin tilastollisin menetelmin että geostatistisin menetelmin. Kolmantena tavoitteena oli vertailla erilaisten ojitusyhtälöiden avulla koepelloille laskettuja mitoituksia ja perinteisesti suunniteltuja mitoituksia.

Hydraulinen johtavuus kuvaa maan kykyä johtaa vettä, ja se määritetään yleensä Darcyn lain perusteella. Hydraulista johtavuutta voidaan mitata laboratorio- tai kenttämenetelmien avulla. Ojituksen mitoituksessa ojitusyhtälöiden avulla tarvitaan lähtötiedoiksi mm. maakerrosten hydraulinen johtavuus. Sen mittaaminen kenttämenetelmin on ollut työlästä ja saadut tulokset eivät aina ole olleet tyydyttäviä. Kenttämenetelmillä saadaan kuitenkin hydraulinen johtavuus määritettyä yleensä tilavuudeltaan suuremmista maanäytteestä kuin laboratoriossa ja kuljetus- ja säilytysvaiheet jäävät pois määrittämisestä. Tästä syystä erilaisia in situ-mittausmenetelmiä on pyritty kehittämään edelleen.

Luvussa 2 on tarkasteltu MSU-laitteen soveltuvuuden testaamisen taustaa ja esitetty yleispiirteittäinen katsaus myös muihin kenttämittausten menetelmiin ja niiden toimintaperiaatteisiin. Lisäksi on selvitetty hydraulisen johtavuuden ja siihen vaikuttavien tekijöiden pääpiirteitä.

Hydraulista johtavuutta ja sen vaihtelua on tutkittu enemmälti vasta 1950-luvulta alkaen. Tutkimuksissa on sovellettu perinteisiä tilastollisia analysointimenetelmiä. 1980-luvulla on agrohydrologisten havaintojen käsittelemiseksi otettu käyttöön geostatistiset analysointimenetelmät.

Tässä tutkimuksessa tehtyjen mittausten suunnittelemiseksi ja tulosten vertailemiseksi on muualla tehtyjä tutkimuksia selvitetty luvussa kolme. Koska tutkimuksissa on sovellettu sekä perinteisiä tilastollisia että geostatistisia menetelmiä, on molempien analysointitapojen pääperiaatteet selvitetty. Geostatististen menetelmien teoriaa ja käyttöä on painotettu enemmän, koska sen on oletettu olevan yleisesti tuntemattomampi.

Tutkimuksen empiirisen osan koealueet olivat erilaisista maalajeista muodostuneita salaojitettuja peltoja. Havaintojen perusteella pääteltiin MSU-laitteen soveltuvan hydraulisen johtavuuden mittaamiseen maalajeista, joiden hydraulinen johtavuus vaihtelee välillä 0,10-5,00 cm/h. Savimailalla mittalaitteella määritettyjä tuloksia ei voitu kuitenkaan pitää luotettavina. Savimaiden hydraulisen johtavuuden mittaaminen on todettu ongelmalliseksi myös muilla menetelmillä.

Hydraulisen johtavuuden vaihtelun selvittämiseksi määritettiin sen jakauma ja vaihtelua kuvaava variaatiokerroin. Tässä tutkimuksessa todettiin homogeenisella maalajilla tehtyjen havaintojen olevan normaalijakautuneita ja lasketujen variaariokertoimien pieniä. Epähomogeenisilla mailla hydraulinen johtavuus oli log-normaalijakautunut, mikä jakauma on yleensä saatu hydrauliselle johtavuudelle myös

ulkomaisissa tutkimuksissa. Maaperän ollessa epähomogeeninen hydraulisen johtavuuden variaatiokerroin oli suuri, mikä merkitsee sitä, että tilastollisesti luotettavan tuloksen saamiseksi tulee alueelta mitata paljon havaintoarvoja. Havaintotulosten geostatistisen analysoinnin perusteella hydraulisen johtavuuden vaihtelu oli säännöllistä vain rakenteeltaan homogeenisessa pellossa. Muissa koepelloissa hydraulisen johtavuuden vaihtelu rinnakkaismittausten välillä oli jopa suurempi kuin vaihtelu eri pisteiden välillä, joten havaintojen voitiin päätellä olevan toisistaan riippumattomia.

Koepelloilta mitattujen tulosten perusteella hydraulinen johtavuus näyttää noudattavan log-normaalijakaumaa myös suomalaisissa maalajeissa. Ulkomaisissa tutkimuksissa on todettu, että hydraulisen johtavuuden noudattaessa log-normaalijakaumaa on havaintojen geometrinen keskiarvo havaintojen aritmeettista keskiarvoa parempi estimaatti. Koska normaalijakauman geometrinen ja aritmeettinen keskiarvo ovat yhtä suuria, saattaisi geometrisen keskiarvon käyttö olla perusteltua myös suomalaisen pellon hydraulisen johtavuuden estimaattina. Havaintojen geostatistinen analysointi osoitti, että myös geostatistisia menetelmiä voidaan käyttää hydraulisen johtavuuden vaihtelua tutkittaessa. Koska havaintoja tarvitaan kuitenkin runsaasti, lienee geostatististen menetelmien käyttö perusteltua vain silloin, kun vaihtelu halutaan selvittää hyvin tarkkaan.

Tutkimuksessa selvitettiin myös eräiden ojitusyhtälöiden soveltuvuutta salaojituksen mitoitukseen Suomessa. Ojituksen mitoitusta selvitettiin tasapainotilan ja muuttuvan tilanteen ojitusyhtälöillä. Kappaleessa 5 on selvitetty ojitusyhtälöiden periaatteita. Ojitusyhtälöissä käytettiin lähtöarvoina MSU-laitteella mitattuja hydraulisen johtavuuden arvoja ja pelloilla käytettyjä putkikokoja sekä ojasyvyksiä. Ojitusyhtälöillä laskettujen mitoitusarvojen ja pelloille tehtyjen ojitusten vertailun perusteella saatiin ojitusyhtälöiden avulla yleisesti ottaen käyttökelpoisia

tuloksia, lihavaa savipeltoa lukuunottamatta, jolle yhtälöiden avulla lasketut ojavälit eivät olleet käyttökelpoisia. Karkealle hiedalle ja saviselle hiesulle lasketut mitoitusarvot olivat lähes samanlaisia kuin pelloilla käytetty ojituksetkin. Turvemaalle ojitusyhtälöiden avulla lasketut ojaetäisyydet olivat noin puolet pellolla käytetyistä etäisyyksistä. Verrattaessa muuttuvan tilanteen yhtälöillä saatuja mitoitusvalumia Suomessa nykyisin käytettäviin valumiin havaittiin laskettujen valumien olevan kaikissa tutkituissa tapauksissa nykyisin käytettyjä mitoitusvalumia pienempiä.



## KIRJALLISUUSLUETTELO

ADAS, Techniques for measuring soil physical properties.  
Ref. book 441, 1982, London.

Airaksinen, J. U. Maa- ja pohjavesihydrologia. Oulu 1978.

Baker, F. G. Factors influencing the crust test for in situ measurement of hydraulic conductivity. Soil Sci. Soc. Am. J. 1977, 41, 1029-1032.

Baker, F. G. Variability of hydraulic conductivity within and between nine Wisconsin soil series. Water Resources Res. 1978 14, 103-108.

Baker, F. G. ja Bouma, J. Variability of hydraulic conductivity in two subsurface horizons of two silt loam soils. Soil Sci. Soc. Am. J. 1976 40, 219-222.

Boersma, L. Field measurement of hydraulic conductivity above a water table. In: Methods of soil analysis, ss. 234-252. Monograph 9, Am. Soc. Agron., Madison, Wisconsin 1965.

Bouma, J. Soil survey and the study of the water in unsaturated soil. Soil survey papers, No. 13. Soil survey institute, Wageningen. 1977.

Bouma, J., Hillel, D. I., Hole, F. D., ja Amerman, C. R. Field measurement of unsaturated hydraulic conductivity by infiltration through artificial crust. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 31(1971), 362-364.

Bouma, J. ja Dekker, L. W. A method for measuring the vertical and horizontal K of clay soils with macropores. Soil Sci. Soc. Am. J. 45(1981), 662-663.

Bouma J. ja Denning, J. L. Field measurement of unsaturated hydraulic conductivity by infiltration through gypsum crust. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 1972 36,

Bouwer, H. A double tube method for measuring hydraulic conductivity of soil in situ above water table. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 25(1961), 334-339.

- Bouwer, H. Field determination of hydraulic conductivity above a water table with a double-tube method. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 26(1962),330-335.
- Bresler, E., Dagan, G., Wagenet, R. J. ja Laufer A. Statistical analysis of salinity and texture effects on spatial variability of soil hydraulic conductivity. Soil Sci. Soc. Am. J. 48(1984),16-25.
- Burgess, T. M., Webster, R. Optimal interpolation and isarithmic mapping of soil properties, I, semivariogram and punctual Kriging. J. of Soil Sci., 31(1980),315-331.
- Cameron, D. R. Variability of soil retention curves and predicted hydraulic conductivities on small plot. Soil Sci. 126(1978),364-371.
- Cassel, D. K. ja Bauer, A. Spatial variability in soils below depth of tillage: bulk density and fifteen atmosphere percentage. Soil Sci. Soc. Am. J. 39(1975),247-250.
- Delhomme, J. P., Kriging in the hydrosciences. Adv. Water Resour. 1(1978),251-266.
- Delhomme, J. P., Spatial variability and uncertainty in groundwater flow parameters: A geostatistical approach. Water Resources Res. 15(1979),269-280.
- Dieleman, P. J. ja de Ridder, N. A. Elementary groundwater hydraulics. Publ. No. 16. Vol.I, ILRI, 1972.
- Gambolati, G. ja Volpi, G. A conceptual deterministic analysis of the kriging technique in hydrology. Water Resources Res. 15(1979),625-629.
- Helene Lund, K. V. Maarakennusmekaniikka. Otaniemi 1981.

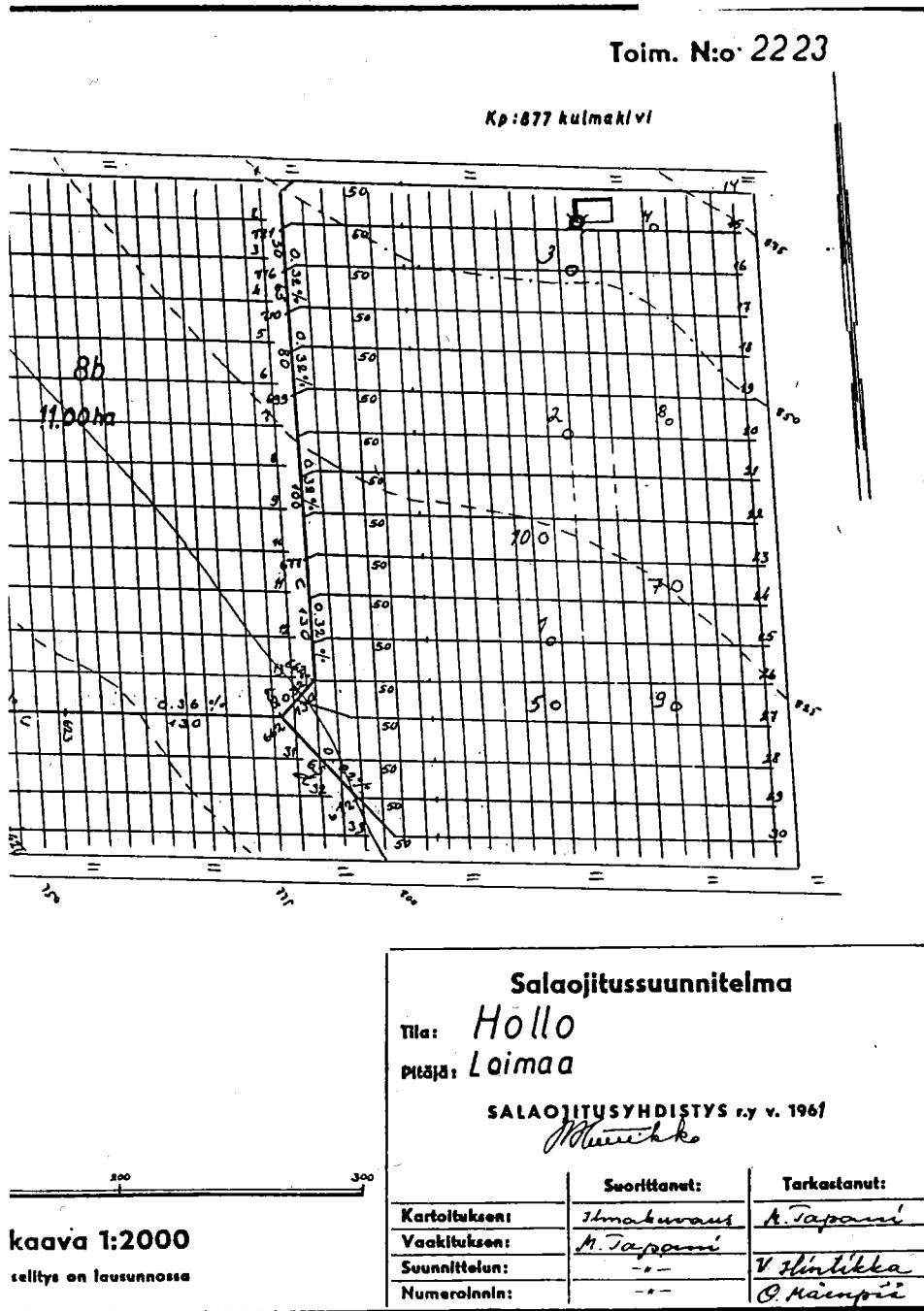
- Hillel, D. Introduction to soil physics. Academic Press, New York 1982.
- Johnson, N. L. ja Leone, F. C. Statistics and experimental design in engineering and the physical sciences. I. New York 1977.
- Jones, A. J. ja Wagenet, R. J. In situ estimation of hydraulic conductivity using simplified methods. Water Resources Res. 20(1984),1620-1626.
- Journel, A. G. ja Huijbregts, Ch. J. Mining geostatistics. Academic Press, New York 1978.
- Kaitera, P. Lumen kevätsumamisesta ja sen vaikutuksesta vesiväylien purkautumissuhteisiin Suomessa. Maataloushallituksen kulttuuriteknillisiä tutkimuksia N:o 2, Helsinki 1939.
- Kaitera, P. Maataloushallituksen vesiteknillisissä tutkimuksissa suoritetuista vesivahinkokokeista. Maanviljelysyhdistyksen Vuosikirja 1941.
- Kessler, J. ja Oosterbaan, R. J. Determining hydraulic conductivity of soils. Publ. No. 16. Vol.III, ILRI, Wageningen 1973.
- Laininen, P. Todennäköisyyslasku ja tilastomatematiikka. Otaniemi 1980.
- Lee, D. M., Reynolds, W. D., Elrick, D. E. ja Clothier, B. E., A comparison of three field methods for measuring saturated hydraulic conductivity. Can. J. Soil Sci. 65(1985),563-573.
- Marshall, T. J. A relation between permeability and size distribution of pores. J. of Soil Sci. 9(1958),1-8.

- Mason, D. D., Lutz J. F. ja Petersen, R. G. Hydraulic conductivity as related to certain soil properties in a number of great soil groups. Sampling errors involved. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 21(1957),554-560.
- Merva, G. E. Falling head permeameter for field investigation of hydraulic conductivity. ASAE Paper (1979) No. 79-2515.
- Mäkinen, Y. Tilastotiedettä biologeille. Turku 1978.
- Nielsen, D. R., Biggar, J. W., ja Ehr, K. T. (1973). Spatial variability of field-measured soil-water properties. Hilgardia 42,215-259.
- Päivänen, J. Hydraulic conductivity and water retention in peat soils. Acta Forestalia Fennica 129(1973).
- Reynolds, W. D., Elrick, D. E. ja Topp, G. C. A re-examination of the constant head well permeameter method for measuring saturated hydraulic conductivity above water table. Soil Sci. 136(1983),250-268.
- Reynolds, W. D., Elrick, D. E. ja Clothier, B. E. The constant head well permeameter: effect of unsaturated flow. Soil Sci. 139(1985),172-180.
- Rogowski, A. S. Watershed physics: soil variability criteria. Water Resources Res. 8(1972),1025-1023.
- Russo, D. Design of an optimal sampling network for estimating the variogram. Soil Sci. Soc. Am. J. 48(1984),708-716.
- Russo, D. ja Bresler, E. Field determination of soil hydraulic properties for statistical analysis. Soil Sci. Soc. Am. J. 44(1980),697-702.

- Russo, D. ja Bresler, E. Soil hydraulic properties as stochastic processes: I An analysis of field spatial variability. Soil Sci. Soc. Am. J. 45(1981 a), 682-687.
- Russo, D. ja Bresler, E. Effect of field variability in soil hydraulic properties on solutions of unsaturated water and salt flows. Soil Sci. Soc. Am. J. 45(1981 b) 675-681.
- Russo, D. ja Bresler, E. Soil hydraulic properties as stochastic processes: II Errors of estimates in a heterogeneous field. Soil Sci. Soc. Am. J. 46(1982), 20-26.
- Saavalainen, J. Salaojittajan käsikirja 1B, Helsinki 1983.
- Saavalainen, J. Salaojittajan käsikirja 2A, Helsinki 1984.
- Saukko, P. Saimaan rantapelloilla suoritettuja viljelyskasvien vesivahinkotutkimuksia. Maataloushallituksen vesitekniillisiä tutkimuksia N:o 4. Helsinki 1946.
- Scotter, D. R., Clothier, B. E. ja Harper, E. R. Measuring saturated hydraulic conductivity and sorptivity using twin rings. Aust. J. Soil Res. 20(1982), 295-304.
- Sillanpää, M. Studies on the hydraulic conductivity of soils and its measurement. Acta agr. Fenn. 87(1956).
- Talsma, T. ja Hallam, P. M. Hydraulic conductivity measurement of forest catchments. Aust. J. Soil Res. 30(1980), 139-148.
- Topp, G. C. ja Binns, M. R. Field measurement of hydraulic conductivity with a modified air-entry permeameter. Can. J. Soil Sci. 56(1976), 139-147.
- Yevjevich, V. Stochastic processes in hydrology. Water res. publ. Fort Collins, Colorado 1972.

- Wagenet, R. J., Knighton, R. E. ja Bresler, E. Soil chemical and physical effects on spatial variability of hydraulic conductivity. Soil Sci. 137(1984),252-262.
- van Beers, W. F. J. Computing drain spacings. ILRI, Bull. No. 15. Wageningen 1976.
- Warrick, A. W. ja Nielsen, D. R. Spatial variability of soil physical properties in the field. Applications of soil physics. Hillel ed. Academic Press, New York 1980.
- Vakkilainen, P. ja Hiitiö, M. Maataloushallituksen vesistö-tutkimukset 1931-58. Osa III. Vesitekniikan laitoksen julkaisu 31. Otaniemi 1983.
- Wesseling, J. Subsurface flow into drains. Publ. No.16. Vol.II. ILRI, Wageningen 1973.
- Vieira, S. R., Nielsen, D. R. ja Biggar, J. W. Spatial variability of field-measured infiltration rate. Soil Sci. Soc. Am. J. 45(1981),1040-1048.

Mittauspisteiden sijainti. Loimaa.



MSU-laitteella mitatut kyllästyneen maan  
hydraulisen johtavuuden arvot.  
Loimaa, lihava savi.

Mittauspiste No	Syvyys (cm)	Mittaustulokset (cm/h)				S <sup>2</sup>
		1	2	3	X	
1	30	2,09	1,22	0,52	1,28	0,62
2	30	0,44	0,39	0,10	0,31	0,03
3	30	0,09	0,13	0,00	0,07	0,00
4	30	0,06	0,02	0,02	0,03	0,00
5	30	2,44	1,48	1,92	1,95	0,23
6	30	1,30	4,30	1,11	2,24	3,20
7	30	0,83	0,26	0,22	0,44	0,12
8	30	0,26	0,19	0,43	0,29	0,02
9	30	0,57	0,44	0,39	0,47	0,01
10	30	1,05	0,78	0,52	0,78	0,07
1	60	1,39	0,26	0,70	0,78	0,32
2	60	0,39	0,43	0,03	0,28	0,05
3	60	0,03	0,03	0,03	0,03	0,00
5	60	0,83	0,96	0,13	0,64	0,20
6	60	0,43	0,00	0,03	0,15	0,06
7	60	0,03	0,04	0,90	0,32	0,25
8	60	0,19	0,23	0,00	0,14	0,02
9	60	0,03	0,02	0,00	0,02	0,00
10	60	0,35	0,00	0,15	0,17	0,03



TEKNILLINEN KORKEAKOULU Pohjarak. ja maarak. mek. laboratorio	RAKEISUUSMÄÄRITYS	Työ n:o
---	-------------------	---------

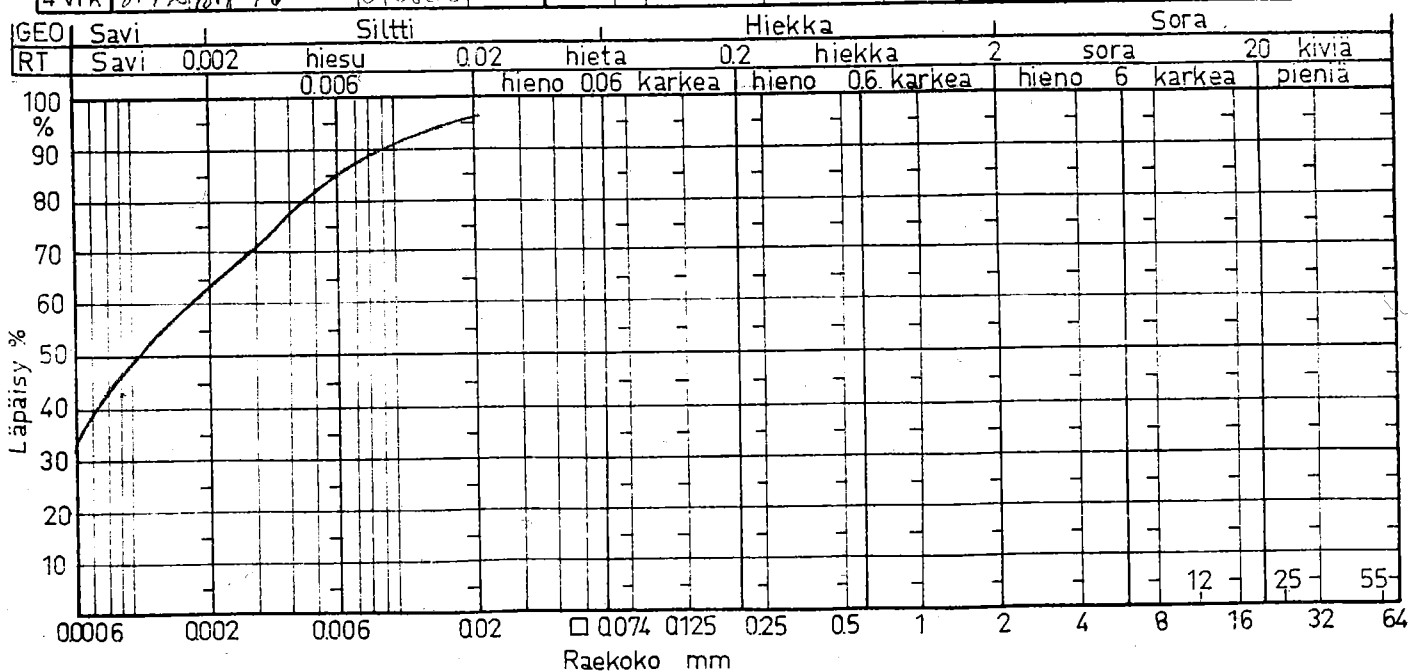
Näytteenottoaika: Hollo, koimaa

Tutkimus: Humuspitoisuus 2,7 %

Näytteen tunnus	a	b	c
- laboratorionumero			
- piste, paalu	70		
- syvyys	50 mm		
Näytteen massa kuivana g			
Massa pesuseulonnan jälkeen g			
Punnittu areometrille g	70		

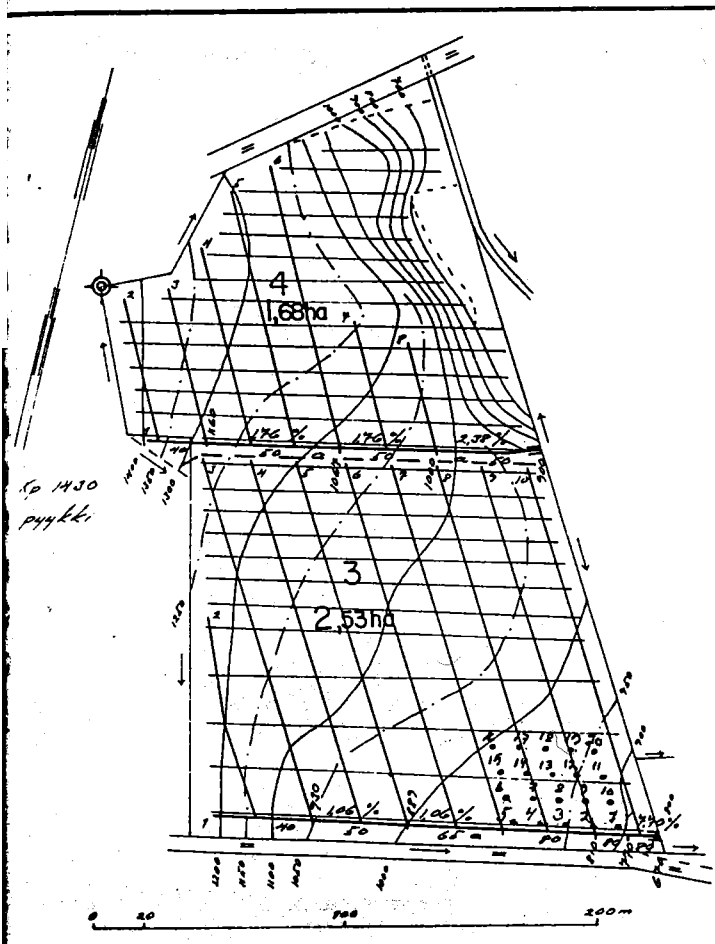
Huom.	Areometrinkorjaus:	Seula □ mm	Seulalle jäi		Läpäisi		Seulalle jäi		Läpäisi		Seulalle jäi		Läpäisi	
			g	%	g	%	g	%	g	%	g	%	g	%
		64												
		32												
		16												
		8												
		4												
		2												
		1												
		0,5												
		0,25												
		0,125												
		0,074												
		Pohja+ pesut yht.												

Aika	Klo	°C	Areomet- rilukema	Raekoko	Läpäi- sy %	Klo	°C	Areomet- rilukema	Raekoko	Läpäi- sy %	Klo	°C	Areomet- rilukema	Raekoko	Läpäi- sy %
Alku	8.42	18.2													
1 min.	8.43	18.2	57	0,039											
6 min.	8.48	18,0	48	0,017	95										
19 min.	9.01	18,0	45	0,008	89										
1 h	9.42	18,2	43	0,006	85										
5 h	13.42	18,4	34	0,003	67										
1 vrk	8.42	16,4	25	0,001	48										
4 vrk	8.42	18,9	16	0,0006	31										



Mittauspisteiden sijainti. Nurmijärvi.

Toim.no. 73074



Muutos		
<b>SALAOJITUSSUUNNITELMA</b>		
Tutk. <i>R. Rantala</i>	Piiri <i>RR</i>	
Suunn. ---	Tark. <i>VTI</i>	
Mit. ---	Tark. <i>HL-</i>	
MA 1:2000		
Päiväys <b>6.3-81</b>		
SALAOJAKESKUS		<i>T. Teräsi</i>

MSU-laitteella mitatut kyllästyneen maan  
hydraulisen johtavuuden arvot.  
Nurmijärvi, savinen hiesu.

No	tauspiste Syvyys (cm)	Mittaustulokset (cm/h)				S <sup>2</sup>
		1	2	3	X	
1	30	2,86	2,02	0,26	1,71	1,76
2	30	2,33	0,44	3,52	2,10	2,41
3	30	0,66	2,72	2,33	1,90	1,20
4	30	4,80	1,54	1,23	2,52	3,91
5	30	7,47	3,40	2,98	4,62	6,15
6	30	2,42	2,21	1,89	2,17	0,07
7	30	5,19	4,17	4,17	4,51	0,35
9	30	3,43	3,16	0,66	2,42	2,33
10	30	7,50	4,70	3,10	5,10	4,96
11	30	4,70	0,80	0,10	1,87	6,14
12	30	8,90	6,40	8,90	8,07	2,08
13	30	6,00	1,70	3,90	3,87	4,62
14	30	2,30	1,10	2,70	2,03	0,69
15	30	8,40	3,50	1,30	4,40	13,21
18	30	0,62	0,26	0,22	0,37	0,05
19	30	0,11	0,22	0,26	0,20	0,01
20	30	0,13	0,22	0,19	0,18	0,00
21	30	0,66	1,05	-	0,86	0,08

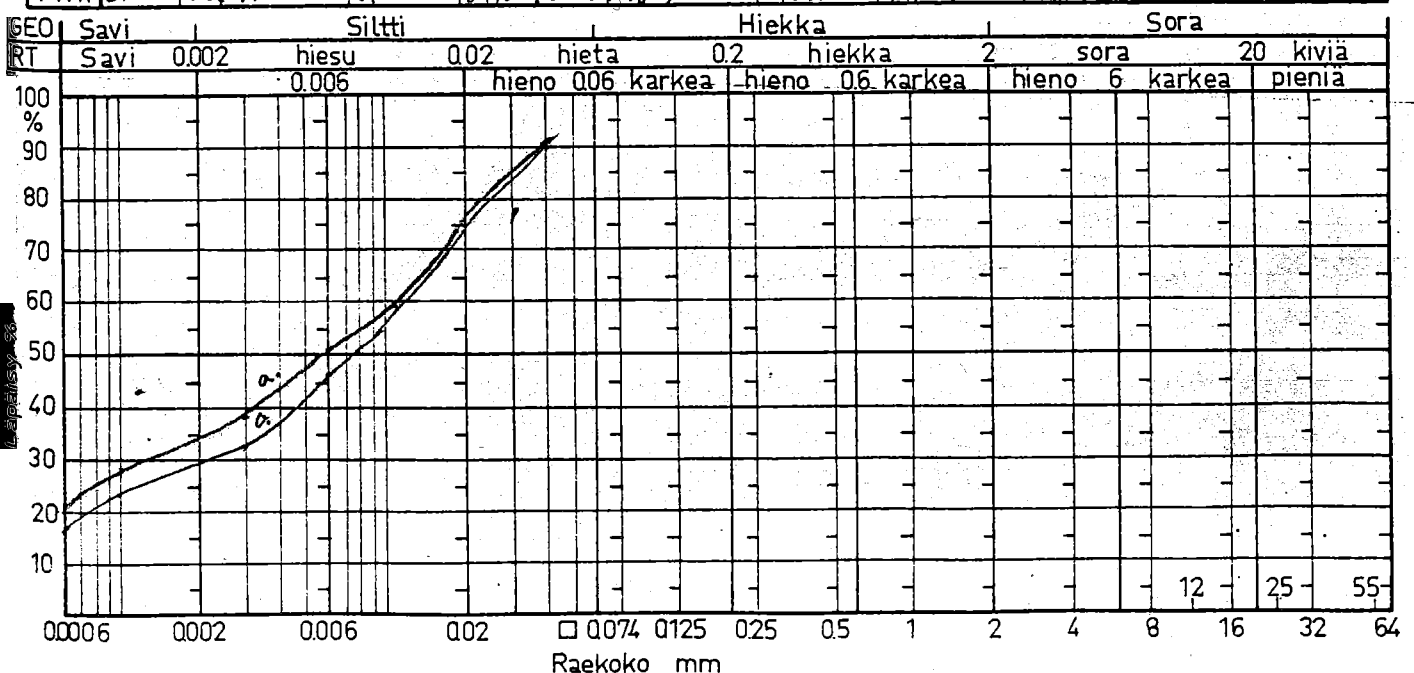
TEKNILLINEN KORKEAKOULU Pohjarak. ja maarak. mek. laboratorio	<b>RAKEISUUSMÄÄRITYS</b>	Työ n:o
---	--------------------------	---------

Näytteenottoaika: *Houvi, Nurmiäntie*Tutkimus: *Humusipitoisuus 1,7 %*

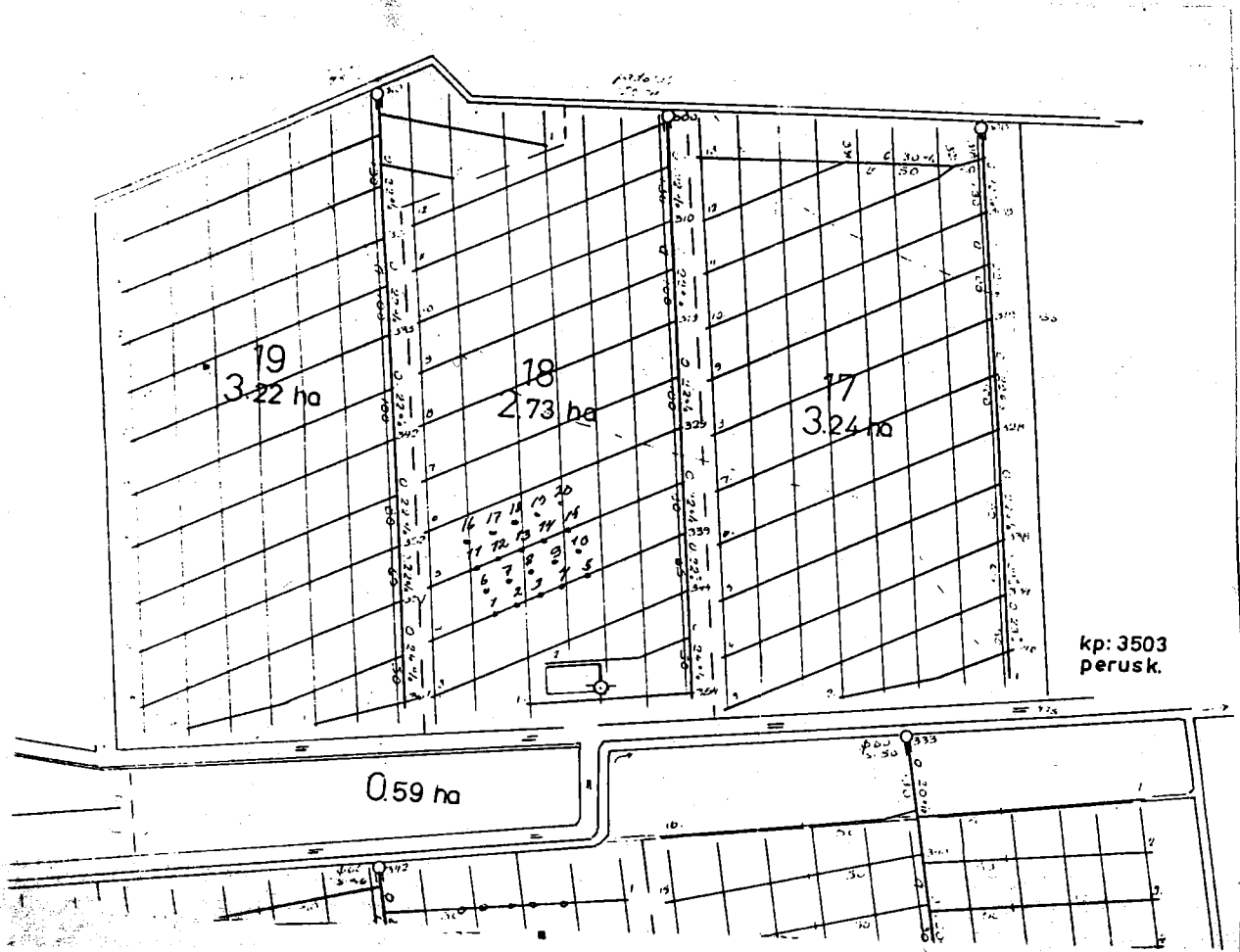
Näytteen tunnus	a	b	c
- Laboratorionumero			
- piste, paalu	<i>5</i>	<i>20</i>	
- syvyys	<i>30cm</i>	<i>60cm</i>	
Näytteen massa kuivana g			
Massa pesuseulonnan jälkeen g			
Punnittu areometrille g	<i>50</i>	<i>50</i>	

Seula □ mm	Seulalle jäi		Läpäisi	Seulalle jäi		Läpäisi	Seulalle jäi		Läpäisi
	g	%	%	g	%	%	g	%	%
64									
32									
16									
8									
4									
2									
1									
0,5									
0,25									
0,125									
0,074									
Pohja+ pesut yht.									

Aika	Klo	°C	Areomet- rilukema	Raekoko	Läpäi- sy %	Klo	°C	Areomet- rilukema	Raekoko	Läpäi- sy %	Klo	°C	Areomet- rilukema	Raekoko	Läpäi- sy %
Alku	<i>8.15</i>					<i>9.45</i>									
1min.	<i>9.16</i>	<i>18.6</i>	<i>46</i>	<i>0,041</i>	<i>92</i>	<i>9.46</i>	<i>18.8</i>	<i>45</i>	<i>0,071</i>	<i>90</i>					
6min.	<i>9.21</i>	<i>18.6</i>	<i>37</i>	<i>0,018</i>	<i>74</i>	<i>9.51</i>	<i>18.8</i>	<i>35</i>	<i>0,018</i>	<i>70</i>					
19min.	<i>9.34</i>	<i>18.6</i>	<i>29</i>	<i>0,011</i>	<i>58</i>	<i>10.04</i>	<i>19.0</i>	<i>29</i>	<i>0,011</i>	<i>58</i>					
1 h	<i>10.15</i>	<i>18.6</i>	<i>26</i>	<i>0,006</i>	<i>51</i>	<i>10.45</i>	<i>19.0</i>	<i>23</i>	<i>0,006</i>	<i>46</i>					
5 h	<i>14.15</i>	<i>18.4</i>	<i>19</i>	<i>0,003</i>	<i>37</i>	<i>14.45</i>	<i>18.6</i>	<i>16</i>	<i>0,003</i>	<i>32</i>					
1 vrk	<i>9.15</i>	<i>16.6</i>	<i>14,5</i>	<i>0,001</i>	<i>27,5</i>	<i>9.45</i>	<i>16.6</i>	<i>13</i>	<i>0,001</i>	<i>24,5</i>					
4 vrk	<i>9.15</i>	<i>18.2</i>	<i>11</i>	<i>0,0006</i>	<i>21,0</i>	<i>9.45</i>	<i>18.2</i>	<i>9</i>	<i>0,0006</i>	<i>17,0</i>					



Mittauspisteiden sijainti. Muhos.



-laitteella mitatut kyllästyneen maan hydraulisen  
 avuuden arvot. Muhos, karkea hieta.

Liite 3(2/3)

No	Syvyys (cm)	Mittaustulokset (cm/h)				S <sup>2</sup>
		1	2	3	X	
1	30	2,00	2,20	2,30	2,17	0,02
2	30	2,40	2,40	2,70	2,50	0,03
3	30	2,20	1,70	1,90	1,93	0,06
4	30	2,40	2,60	2,00	2,33	0,09
5	30	2,70	2,70	2,90	2,77	0,01
6	30	2,50	2,40	2,50	2,47	0,00
7	30	2,30	2,00	2,40	2,23	0,04
8	30	1,60	1,60	1,50	1,57	0,00
9	30	2,30	2,00	1,90	2,07	0,04
10	30	2,60	2,70	2,90	2,73	0,02
11	30	2,60	2,50	2,80	2,63	0,02
12	30	1,80	1,50	1,70	1,67	0,02
13	30	2,60	2,20	1,80	2,20	0,16
14	30	2,90	2,80	2,70	2,80	0,01
15	30	2,90	2,40	3,10	2,80	0,13
16	30	3,50	2,90	2,70	3,03	0,17
17	30	2,10	2,00	1,90	2,00	0,01
18	30	2,80	2,80	2,60	2,73	0,01
19	30	2,40	2,20	2,20	2,27	0,01
20	30	2,20	2,80	1,80	2,27	0,25
1	60	4,10	4,40	4,50	4,33	0,04
2	60	3,50	3,20	3,40	3,37	0,03
3	60	3,60	3,40	3,20	3,40	0,04
4	60	4,40	5,10	4,20	4,57	0,22
5	60	4,00	3,60	3,50	3,70	0,07
6	60	4,00	3,60	3,50	3,70	0,07
7	60	2,90	3,20	3,00	3,03	0,02
8	60	2,90	2,20	2,80	2,63	0,14
9	60	3,80	3,50	3,40	3,57	0,04
10	60	3,70	3,60	4,00	3,77	0,04
11	60	3,30	3,10	2,70	3,03	0,09
12	60	3,30	3,00	3,10	3,13	0,02
13	60	5,20	3,70	4,20	4,37	0,58
14	60	3,90	3,50	3,20	3,53	0,12
15	60	4,00	3,60	3,30	3,63	0,12
16	60	3,10	3,00	3,00	3,03	0,00
17	60	3,60	3,60	3,40	3,53	0,01
18	60	3,20	3,40	3,60	3,40	0,04
19	60	2,50	3,40	2,70	2,87	0,22

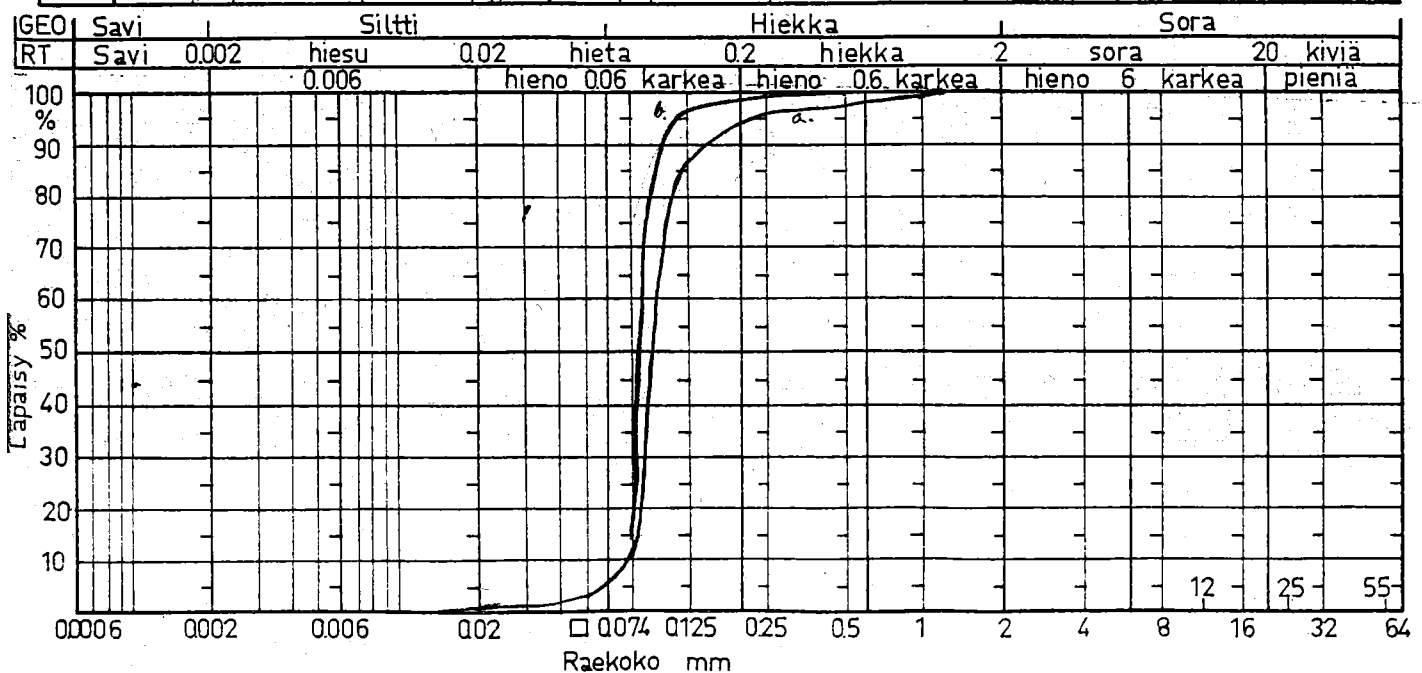
TEKNILLINEN KORKEAKOULU Pohjarak. ja maarak. mek. laboratorio	RAKEISUUSMÄÄRITYS	Työ n:o
---	-------------------	---------

Näytteenottoaika: *Kaivokset, Munkat*

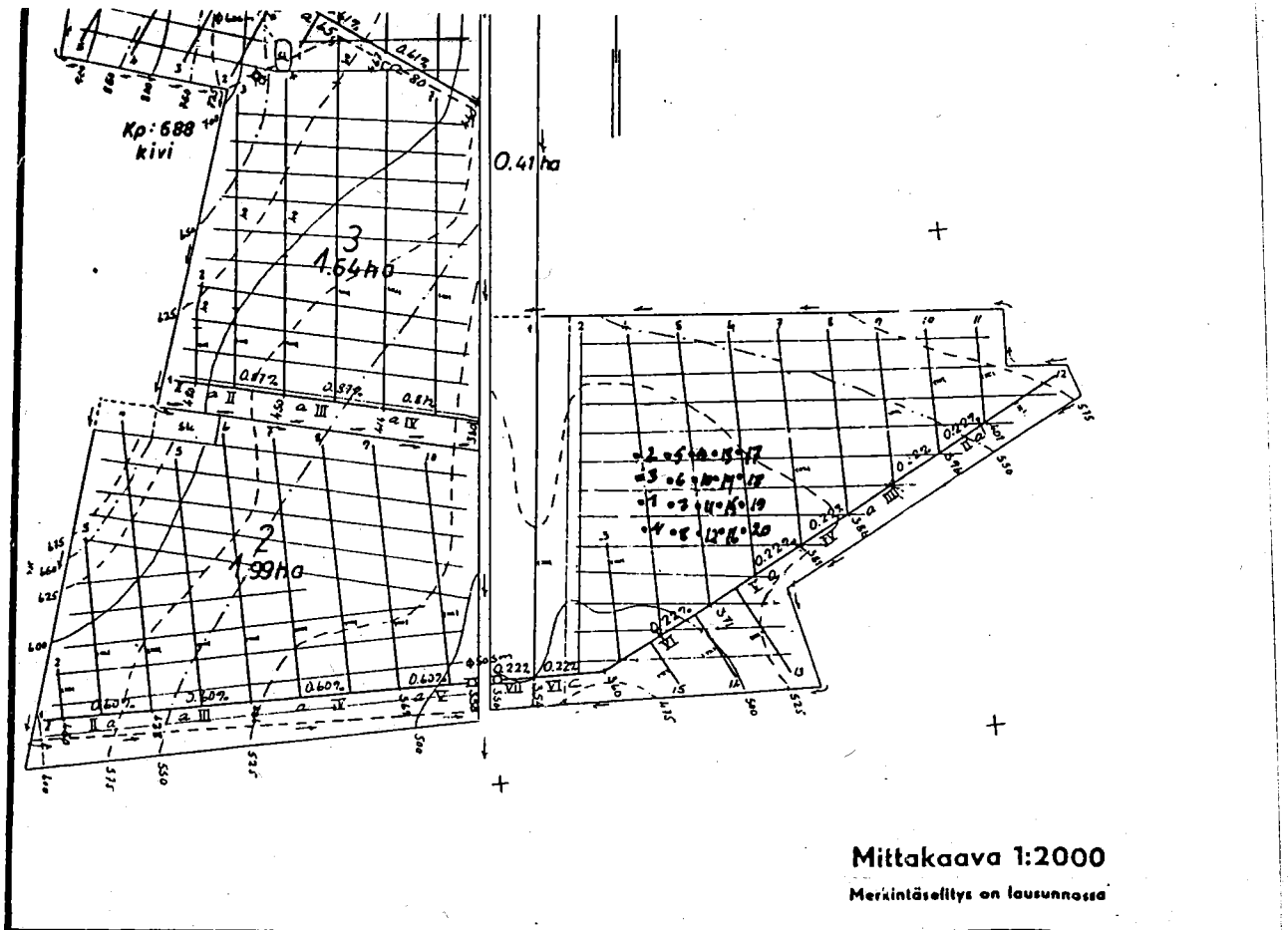
Tutkimus: *Humuspitoisuus 1,6 %*

Näytteen tunnus		a			b			c					
- laboratorionumero													
- piste, paalu		15			7								
- syvyys		30 cm			60 cm								
Näytteen massa kuivana		g 500			g 100								
Massa pesuseulonnan jälkeen		g											
Punnittu areometrille		g 50			g 50								
Huom.	Areometrinkorjaus:	Seula □ mm	Seulalle jäi		Läpäisi	Seulalle jäi		Läpäisi	Seulalle jäi		Läpäisi		
			g	%	%	g	%	%	g	%	%		
			64										
			32										
			16										
			8										
			4										
			2										
			1	4	0,8	99,2							
			0,5	9	1,8	97,4	3	0,6	99,4				
			0,25	9	1,8	95,6	3	0,6	98,8				
0,125	42	8,4	87,2	11	2,2	96,6							
0,074	383	76,6	10,6	420	84,0	12,6							
Pohja+ pesut yht.		53	10,6		63	12,6							
		500	100		500								

Aika	Klo	°C	Areometrilukema	Raekoko	Läpäisy %	Klo	°C	Areometrilukema	Raekoko	Läpäisy %	Klo	°C	Areometrilukema	Raekoko	Läpäisy %
Alku	10.19														
1 min.	10.20	19,2	20	0,05	39,5										
6 min.	10.25	19,2	8	0,022	15,5										
19 min.	10.38	19,2	7	0,012	13,5										
1 h	11.19	18,6	7	0,007	13,0										
5 h	15.19	19,4	5	0,003	9,5										
1 vrk		16,6	4,5	0,0001	7,5										
4 vrk		16,4	4,0	0,0001	7,0										



Mittauspisteiden sijainti. Jalasjärvi.





MSU-laitteella mitatut kyllästyneen maan  
hydraulisen johtavuuden arvot.  
Jalasjärvi, rahkaturve.

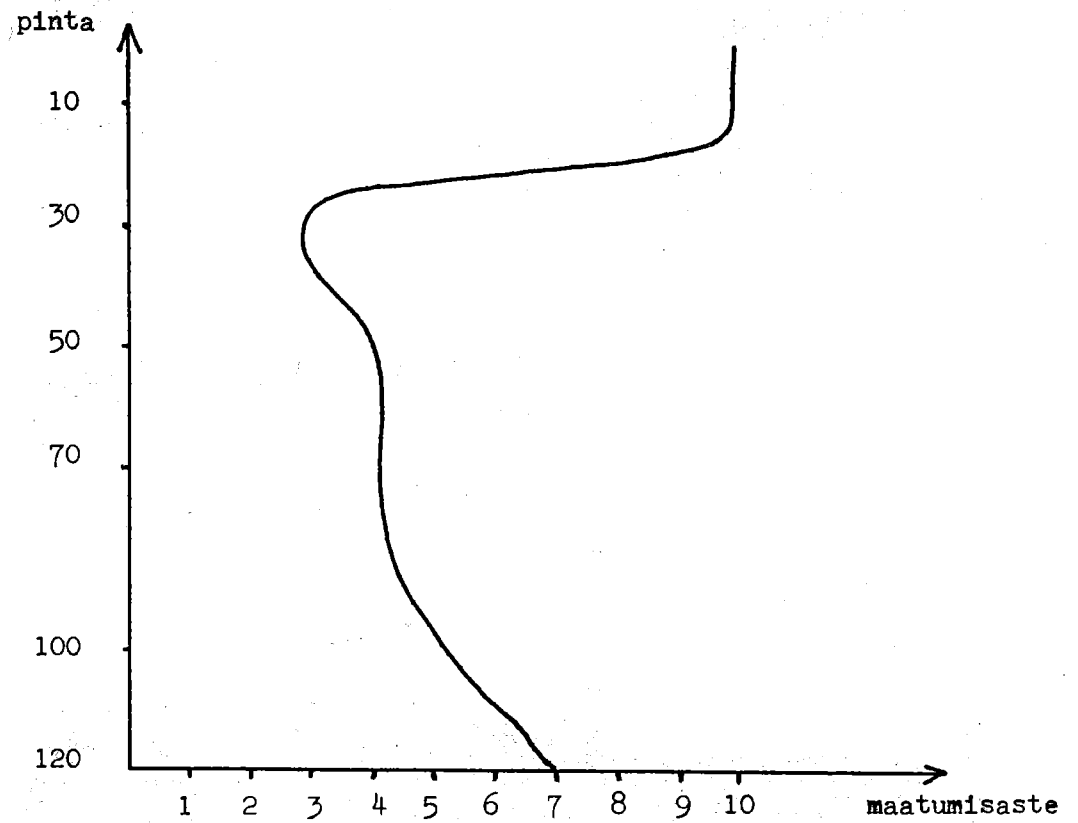
4(2/3)

No	Syvyys (cm)	Mittaustulokset (cm/h)				S <sup>2</sup>
		1	2	3	X	
1	30	1,23	0,88	0,62	0,91	0,09
2	30	0,32	0,47	0,64	0,47	0,03
3	30	0,44	0,26	0,16	0,28	0,02
4	30	0,84	0,86	1,20	0,97	0,04
5	30	0,62	0,31	0,09	0,34	0,07
6	30	3,33	0,88	0,57	1,59	2,29
7	30	0,14	0,26	0,11	0,17	0,01
8	30	0,12	0,11	0,11	0,11	0,00
9	30	0,22	0,13	0,79	0,38	0,13
11	30	0,16	0,20	0,18	0,18	0,00
12	30	0,31	0,31	0,41	0,34	0,00
13	30	2,00	1,30	0,70	1,33	0,42
14	30	1,10	0,70	0,40	0,73	0,12
15	30	0,24	0,42	0,35	0,34	0,01
16	30	0,88	3,16	2,20	2,08	1,31
17	30	0,70	1,30	1,60	1,20	0,21
18	30	0,70	0,50	0,50	0,57	0,01
19	30	0,33	0,62	0,41	0,45	0,02
20	30	1,21	1,19	-	1,20	0,00
1	60	0,26	0,26	0,53	0,35	0,02
2	60	0,08	0,06	0,26	0,13	0,01
3	60	0,15	0,11	0,40	0,22	0,02
4	60	0,59	0,13	0,40	0,37	0,05
5	60	0,66	0,70	-	0,68	0,00
6	60	1,98	0,40	0,18	0,85	0,97
7	60	1,40	0,97	0,22	0,86	0,36
8	60	0,13	0,44	0,56	0,38	0,05
9	60	0,22	0,18	0,26	0,22	0,00
12	60	0,75	0,48	0,22	0,48	0,07
13	60	0,10	0,20	-	0,15	0,01
14	60	0,10	0,50	-	0,30	0,08
15	60	0,40	0,26	-	0,33	0,01
16	60	0,31	0,19	0,75	0,42	0,09
17	60	0,40	0,20	0,10	0,23	0,02
18	60	0,30	0,20	0,10	0,23	0,01
19	60	0,31	0,18	-	0,25	0,01
20	60	0,23	0,20	0,00	0,14	0,02

Maatumisasteen muuttuminen  
syvyyden mukaan

Jalasjärvi , Soini

syvyys (cm)



Kyllästyneen maan hydraulisen johtavuuden arvot eri koealueilla mitattuna MSU-menetelmällä sekä laboratoriomenetelmällä.

Hollo, Loimaa

Kenttämittaukset 1.-5.7.1985  
Laboratoriomääritykset 8.-12.7.1985

Mittauspisteet	Hydraulinen johtavuus cm/h									
	MSU-laite					Laboratoriomääritys				
	A	B	C	$\bar{X}$	$S^2$	A	B	C	$\bar{X}$	$S^2$
Syvyys 30 cm										
1	2,09	1,22	0,52	1,28	0,62	0,1	0,09	0,00004	0,06	0,00
3	0,09	0,13	0,00	0,07	0,00	0,0001	0,0001	0,0001	0,00	0,00
4	0,06	0,02	0,02	0,03	0,00	-	0,0001	0,00004	0,00	0,00
8	0,26	0,19	0,43	0,29	0,02	0,001	-	-	0,00	-
9	0,57	0,44	0,39	0,47	0,01	0,06	0,001	-		
Syvyys 60 cm										
2	0,39	0,43	0,03	0,28	0,05	0,05	0,04	0,001	0,03	0,00
5	0,43	0,00	0,03	0,15	0,06	-	0,0001	-	0,00	-
6	0,03	0,04	0,90	0,32	0,25	0,0001	0,0001	0,0001	0,00	0,00
7	0,19	0,23	0,00	0,14	0,02	0,0002	0,0002	0,0002	0,00	0,00

Houvi, Nurmijärvi

Kenttämittaukset 12.-27.6.1985  
Laboratoriomääritykset 24.-28.6.1985

Mittauspisteet	Hydraulinen johtavuus cm/h									
	MSU-laite					Laboratoriomääritys				
	A	B	C	$\bar{X}$	$S^2$	A	B	C	$\bar{X}$	$S^2$
Syvyys 30 cm										
2	2,33	0,44	3,50	2,10	2,48	0,001	1,10	0,17	0,64	0,42
3	0,66	2,72	2,33	1,90	1,20	-	0,55	0,71	0,63	0,01
4	4,79	1,54	1,23	2,52	3,89	3,0	-	-	3,00	-
7	5,19	4,18	4,18	4,52	0,34	1,5	4,2	0,2	1,97	4,16
10	7,47	4,66	3,08	5,07	4,94	5,5	0,5	0,4	3,00	9,63
11	4,66	0,79	0,09	1,85	6,06	0,1	0,7	-	0,40	0,18
12	8,88	5,63	8,97	7,83	13,29	6,0	0,4	-	3,20	15,68
15	8,44	3,52	1,32	4,43	0,01	0,45	6,0	-	3,23	15,40
19	0,11	0,25	0,26	0,21	1,76	0,19	3,0	-	1,60	3,95
1	2,86	2,02	0,26	1,71	4,62	0,01	-	0,10	0,05	0,00
13	6,00	1,67	3,90	3,86	0,17	0,01	6,8	-	3,4	23,1
Syvyys 60 cm										
8	0,25	0,15	0,91	0,43	0,39	0,4	0,01	-	0,2	0,08
14	1,27	0,35	0,22	0,61	0,33	0,01	0,20	-	0,1	0,02
20	2,11	4,48	3,52	3,37	1,42	0,50	1,20	0,15	0,62	0,29
21	0,66	1,05	-	0,86	0,08	1,3	0,4	-	0,85	0,41

Kenttämittaukset 5.-15.8.1985

Laboratoriomääritykset 16.-20.8.1985

Mittauspisteet	Hydraulinen johtavuus K cm/h									
	MSU-laite					Laboratoriomääritys				
	A	B	C	$\bar{X}$	$S^2$	A	B	C	$\bar{X}$	$S^2$
Syvyys 30 cm										
6	2,5	2,4	2,5	2,45	0,003	2,5	2,2	2,2	2,30	0,03
12	1,8	1,5	1,7	1,67	0,02	2,0	2,0	1,9	1,93	0,004
14	2,9	2,8	2,7	2,80	0,01	2,7	2,4	2,1	2,40	0,09
17	2,1	2,0	1,9	2,00	0,01	2,5	2,8	2,4	2,57	0,04
18	2,8	2,8	2,6	2,73	0,01	2,9	3,0	2,6	2,83	0,04
Syvyys 60 cm										
1	4,1	4,4	4,5	4,43	0,04	5,1	4,5	3,5	4,37	0,65
3	3,6	3,4	3,2	3,40	0,04	4,6	4,4	4,6	4,53	0,13
9	3,8	3,5	3,4	3,57	0,04	3,6	3,2	3,6	3,47	0,05
13	3,3	3,0	3,1	3,13	0,02	3,4	2,9	3,8	3,37	0,20
20	2,5	3,4	2,7	2,87	0,22	3,4	3,4	3,7	3,50	0,03

Soini, Jalasjärvi

Kenttämittaukset 15.-19.7 ja 19.-20.8

Laboratoriomääritykset 22.-26.7 ja 2.-7.10

Mittauspisteet	Hydraulinen johtavuus cm/h									
	MSU-laite					Laboratoriomääritys				
	A	B	C	$\bar{X}$	$S^2$	A	B	C	$\bar{X}$	$S^2$
Syvyys 30 cm										
4	0,84	0,86	1,20	0,97	0,04	1,15	0,75	0,17	0,69	0,24
13	2,00	1,30	0,70	1,30	0,42	0,30	0,20	0,95	0,48	0,17
15	0,24	0,42	0,35	0,34	0,01	0,06	0,17	0,90	0,38	0,21
17	0,70	1,30	1,60	1,20	0,21	0,20	0,90	0,80	0,63	0,14
19	0,33	0,62	0,41	0,45	0,02	0,45	-	0,60	0,53	0,01
Syvyys 60 cm										
2	0,08	0,06	0,26	0,13	0,01	0,03	0,01	0,02	0,02	0,13
14	0,10	0,50	-	0,30	0,08	-	0,20	1,00	0,60	0,32
16	0,33	0,19	0,75	0,42	0,08	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00
17	0,40	0,20	0,10	0,23	0,02	-	0,06	0,15	0,10	0,00
18	0,30	0,20	0,10	0,20	0,01	-	0,10	0,10	0,10	0,00
20	0,22	0,20	0,00	0,14	0,01	0,45	0,40	0,00	0,28	0,06
Syvyys 90 cm										
5	0,66	0,70	-	0,68	0,00	1,20	0,07	1,00	0,76	0,36
17	1,20	0,80	0,30	0,77	0,20	-	0,60	-	0,60	-

Laitala, Ylitornio

Kenttämittaukset 13.-14.9.1985

Laboratoriomääritykset 7.-13.10.1985

Mittauspiste	Hydraulinen johtavuus k cm/h					
	MSU-laite			Laboratoriomääritys		
	$\bar{X}$	A	B	$\bar{X}$	$S^2$	
Syvyys 30 cm						
1	0,75	0,71	0,89	0,80	0,09	
2	1,30	1,19	0,50	0,85	0,35	
3	0,30	0,10	0,16	0,13	0,03	
Syvyys 60 cm						
1	0,80	0,91	0,77	0,84	0,07	
2	1,53	2,22	1,73	1,98	0,25	
3	0,40	0,52	0,65	0,59	0,07	
Syvyys 90 cm						
1	0,59	0,21	-	0,21	-	
2	0,67	0,59	0,68	0,64	0,04	

## Semivariogrammin laskemisessa apuna käytetty tietokoneohjelma

```

PROGRAM VARIO
C
INTEGER NLI,NCO,KMAX,NO(30),N
REAL VR(30),U,V,G(30)
CHARACTER *8NIMI
C
CALL LAHTO (NIMI,NLI,NCO,KMAX)
CALL TIETO (NIMI,VR,NLI,NCO)
CALL GAMA (VR,NLI,NCO,KMAX,NO,G,U,V,N)
C
STOP
END
C
SUBROUTINE LAHTO(NIMI,NLI,NCO,KMAX)
C
INTEGER NLI,NCO,KMAX
CHARACTER *1A,NIMI*8
C
WRITE (5,10)
10 FORMAT(2X,'ANNA LÄHTÖTIEDOSTON NIMI')
READ(5,11)A,NIMI
11 FORMAT(A1,A8)
WRITE (5,12)
12 FORMAT(2X,'ANNA RIVIEN LKM')
READ (5,16)NLI
WRITE(5,13)
13 FORMAT(2X,'ANNA SARAKKEIDEN LKM')
READ(5,16)NCO
WRITE(5,14)
14 FORMAT(2X,'ANNA VIIVEIDEN LKM')
READ(5,16)KMAX
16 FORMAT(2I)
C
RETURN
END
C
C
SUBROUTINE TIETO(NIMI,VR,NLI,NCO)
C
REAL VR(30)
INTEGER NLI,NCO,L,LL,LMAX
CHARACTER *8NIMI
N=NLI*NCO
DO 20 I=1,N
VR(I)=0.
20 CONTINUE
WRITE(5,90)NIMI
90 FORMAT(5X,'TIEDOSTON NIMI =',A8,1H ,5X,'LÄHTÖTIEDOT')
C
OPEN(UNIT=21,FILE=NIMI,STATUS='OLD')
READ(UNIT=21,FMT=21)(VR(I),I=1,N)
21 FORMAT(30F4,2)
CLOSE(UNIT=21,STATUS='KEEP')
C
LMAX=NCO*(NLI-1)
DO 91 L=1,NLI
LL=L+LMAX
91 WRITE(5,92)(VR(I),I=L,LL,NCO)
92 FORMAT(22X,1H ,5X,6(2X,F4.2))
C
RETURN
END
C
C
SUBROUTINE GAMA(VR,NLI,NCO,KMAX,NO,G,U,V,N)
C

```

```

INTEGER NLI,NCO,KMAX,N,NO(30),KMM,ID(4),JD(4),IJ
INTEGER I1,I3,J1,J3,IJ1,KKR,K,IKM
REAL VR(30),U,V,G(30),TEST,VR1,VRR
DATA IA/' '/

C
C   ALKUARVOT
C
KMM=KMAX+4
U=0.
V=0.
N=0
TEST=0.00
DO 100 IK=1,KMM
NJ(IK)=0
G(IK)=0.
100 CONTINUE
C
DO 110 I=1,4
ID(I)=1
JD(I)=1
110 CONTINUE
C
ID(2)=0
ID(4)=-1
JD(1)=0
C
C   SEMIVARIOGRAMMINLASKENTA,UUSI PISTE
C
DO 120 I=1,NLI
DO 120 J=1,NCO
IJ=I+NLI*(J-1)
C
VR1=VR(IJ)
IF(VR1.LE.TEST)GO TO 120
C
C   TILASTOSUUREITA
C
N=N+1
V=V+VR1*VR1
U=U+VR1
C
C   UUSI SUUNTA
C
DO 130 KD=1,4
J3=JD(KD)
I3=ID(KD)
I1=I
J1=J
C
C   UUSI VIIVE
C
DO 131 K=1,KMAX
I1=I1+I3
IF(I1.LT.1.OR.I1.GT.NLI) GO TO 130
J1=J1+J3
IF(J1.LT.1.OR.J1.GT.NCO) GO TO 130
IJ1=I1+NLI*(J1-1)
IK=K+KMAX*(KD-1)
IF(VR(IJ1).LE.TEST) GO TO 131
NJ(IK)=NO(IK)+1
VRR=VR(IJ1)-VR1
G(IK)=G(IK)+0.5*VRR*VRR
131 CONTINUE
130 CONTINUE
120 CONTINUE
C
C   TULOKSET
C
IF(N.EQ.0) GO TO 140
V=(V-U*N)/N
U=U/N
DO 144 IK=1,KMM
G(IK)=G(IK)/MAX0(1,NO(IK))
144 CONTINUE
140 CONTINUE
C
WRITE(5,200)
WRITE(5,201)U,V,N
WRITE(5,202)(IA,IO,IC=1,4)
IKM=KMAX*3
WRITE(5,203)(IA,IO=1,4)
DO 145 K=1,KMAX
IKR=K+IKM
145 WRITE(5,204)K,(NO(IK),G(IK),IK=K,IKR,KMAX)
200 FORMAT(1H ,5X,'SEMIVARIOGRAMMI'/1H ,5X,'*****',
210X,'(2-DIM. SÄÄNNÖLLNEN RUUDUKKO)')
201 FORMAT(1H , 'KESKIARVO=',F10.5,6X,'VARIANSSI=',E11.5,
2/6X,'DATAN LKM =',I5)
202 FORMAT(1H ,6X,'/',4(A1,2X,'SUUNTA',I2,3X,'/'))
203 FORMAT(1H , 'VIIVE/',4(A1,'NO 1/2-VARIOGR./'))
204 FORMAT(1H ,1X,I3,2X,'/',4(1X,I4,2X,F7.3,1X,'/'))
C
RETURN
END

```

Painoarvojen  $\lambda_j$  ja estimaatin varianssin laskeminen kriging-menetelmällä

$$\begin{cases} \sum_{\beta} \lambda_{\beta} \bar{Y}(v_{\alpha}, v_{\beta}) + \mu = \bar{Y}(v_{\alpha}, V) \\ \sum_{\beta} \lambda_{\beta} = 1 \end{cases}$$

$$\begin{bmatrix} \lambda \\ \mu \end{bmatrix} = [K]^{-1} [M2]$$

$$[K] = \begin{bmatrix} Y(x_1, x_1) & Y(x_2, x_1) & \cdots & \bar{Y}(x_n, x_1) & 1 \\ Y(x_1, x_2) & Y(x_2, x_2) & \cdots & \bar{Y}(x_n, x_2) & 1 \\ \vdots & \vdots & & \vdots & \\ Y(x_1, x_n) & Y(x_2, x_n) & \cdots & \bar{Y}(x_n, x_n) & 1 \\ 1 & 1 & & & 0 \end{bmatrix}$$

$$[M2] = \begin{bmatrix} \bar{Y}(x_1, V) \\ \bar{Y}(x_2, V) \\ \vdots \\ \bar{Y}(x_n, V) \\ 1 \end{bmatrix}$$

$$\begin{bmatrix} \lambda \\ \mu \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \lambda_1 \\ \lambda_2 \\ \vdots \\ \mu \end{bmatrix}$$

$$\sigma_K^2 = \sum_{\alpha} \lambda_{\alpha} \bar{Y}(v_{\alpha}, V) + \mu - \bar{Y}(V, V)$$

$$\sigma_K^2 = [M2]^T \begin{bmatrix} \lambda \\ \mu \end{bmatrix} - \bar{Y}(V, V)$$

$$[K] = \begin{bmatrix} 0,00 & 0,17 & 0,17 & 0,20 & 0,20 & 0,20 & 0,20 & 0,20 & 0,20 & 0,20 & 1,00 \\ 0,17 & 0,00 & 0,20 & 0,17 & 0,20 & 0,20 & 0,20 & 0,20 & 0,20 & 0,20 & 1,00 \\ 0,17 & 0,20 & 0,00 & 0,17 & 0,17 & 0,20 & 0,20 & 0,20 & 0,20 & 0,20 & 1,00 \\ 0,20 & 0,17 & 0,17 & 0,00 & 0,20 & 0,17 & 0,20 & 0,20 & 0,20 & 0,20 & 1,00 \\ 0,20 & 0,20 & 0,17 & 0,20 & 0,00 & 0,17 & 0,17 & 0,20 & 0,20 & 0,20 & 1,00 \\ 0,20 & 0,20 & 0,20 & 0,17 & 0,17 & 0,00 & 0,20 & 0,17 & 0,20 & 0,20 & 1,00 \\ 0,20 & 0,20 & 0,20 & 0,20 & 0,17 & 0,20 & 0,00 & 0,17 & 0,17 & 0,20 & 1,00 \\ 0,20 & 0,20 & 0,20 & 0,20 & 0,20 & 0,17 & 0,17 & 0,00 & 0,20 & 0,17 & 1,00 \\ 0,20 & 0,20 & 0,20 & 0,20 & 0,20 & 0,20 & 0,17 & 0,20 & 0,00 & 0,17 & 1,00 \\ 0,20 & 0,20 & 0,20 & 0,20 & 0,20 & 0,20 & 0,20 & 0,17 & 0,17 & 0,00 & 1,00 \\ 1,00 & 1,00 & 1,00 & 1,00 & 1,00 & 1,00 & 1,00 & 1,00 & 1,00 & 1,00 & 0,00 \end{bmatrix}$$

$$[K]^{-1} = \begin{bmatrix} -4,83 & 1,25 & 1,21 & 0,11 & 0,23 & 0,44 & 0,39 & 0,35 & 0,42 & 0,43 & 0,11 \\ 1,25 & -4,83 & 0,11 & 1,21 & 0,44 & 0,23 & 0,35 & 0,39 & 0,43 & 0,42 & 0,11 \\ 1,21 & 0,11 & -5,07 & 1,21 & 1,20 & 0,05 & 0,17 & 0,38 & 0,39 & 0,35 & 0,09 \\ 0,11 & 1,21 & 1,21 & -5,07 & 0,05 & 1,20 & 0,38 & 0,17 & 0,35 & 0,39 & 0,09 \\ 0,23 & 0,44 & 1,20 & 0,05 & -5,06 & 1,22 & 1,20 & 0,05 & 0,23 & 0,44 & 0,10 \\ 0,44 & 0,23 & 0,05 & 1,20 & 1,22 & -5,06 & 0,05 & 1,20 & 0,44 & 0,23 & 0,10 \\ 0,39 & 0,35 & 0,17 & 0,38 & 1,20 & 0,05 & -5,07 & 1,21 & 1,21 & 0,11 & 0,09 \\ 0,35 & 0,39 & 0,38 & 0,17 & 0,05 & 1,20 & 1,21 & -5,07 & 0,11 & 1,21 & 0,09 \\ 0,42 & 0,43 & 0,39 & 0,35 & 0,23 & 0,44 & 1,21 & 0,11 & -4,83 & 1,25 & 0,11 \\ 0,43 & 0,42 & 0,35 & 0,39 & 0,44 & 0,23 & 0,11 & 1,21 & 1,25 & -4,83 & 0,11 \\ 0,11 & 0,11 & 0,09 & 0,09 & 0,10 & 0,10 & 0,09 & 0,09 & 0,11 & 0,11 & -0,17 \end{bmatrix}$$

$$[M_2] = \begin{bmatrix} 0,199 \\ 0,197 \\ 0,197 \\ 0,194 \\ 0,197 \\ 0,194 \\ 0,197 \\ 0,194 \\ 0,197 \\ 0,194 \\ 0,199 \\ 0,197 \\ 1,000 \end{bmatrix} \quad [\lambda_i] = \begin{bmatrix} \lambda_1 \\ \lambda_2 \\ \lambda_3 \\ \lambda_4 \\ \lambda_5 \\ \lambda_6 \\ \lambda_7 \\ \lambda_8 \\ \lambda_9 \\ \lambda_{10} \\ \mu \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0,096 \\ 0,109 \\ 0,096 \\ 0,102 \\ 0,096 \\ 0,108 \\ 0,096 \\ 0,102 \\ 0,096 \\ 0,104 \\ 0,027 \end{bmatrix} \quad [\lambda_{\bar{x}}] = \begin{bmatrix} 0,10 \\ 0,10 \\ 0,10 \\ 0,10 \\ 0,10 \\ 0,10 \\ 0,10 \\ 0,10 \\ 0,10 \\ 0,10 \\ 0,048 \end{bmatrix}$$

$$\delta_K^2 = 0,196 + 0,026 - 0,1874 = 0,0346$$

$$\delta_K = 0,186$$

$$\delta_X^2 = 0,197 + 0,048 - 0,1874 = 0,0576$$

$$\delta_X = 0,240$$



Tietokone ohjelma, joka laskee pohjaveden pinnan korkeuden ja ojiin purkautuvan vesimäärän syötetyillä sadanta-arvoilla Kraijenhoff van de Leurin ja Maaslandin kehittämän muuttuvaan tilaan perustuvan ojitussyhtälön avulla (kaavat 46 ja 48).

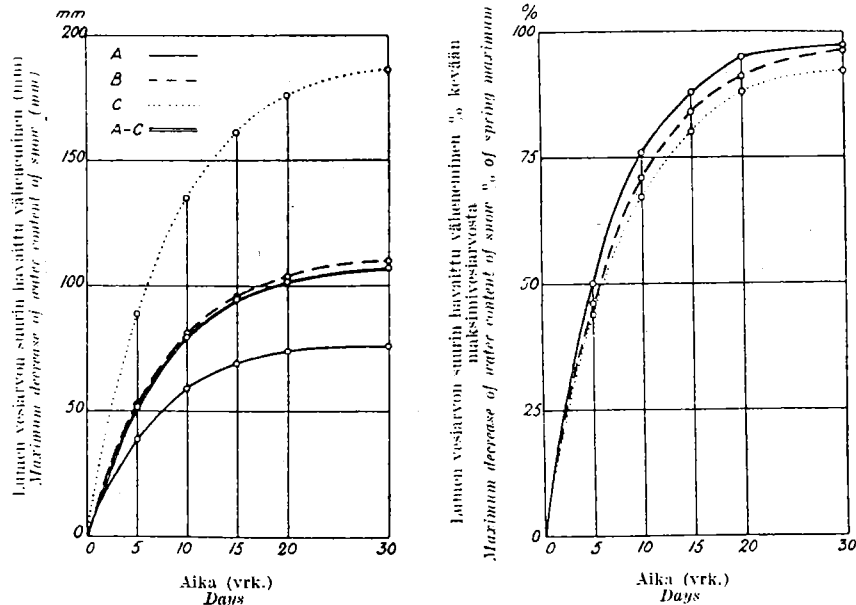
```

00100          PROGRAM KRAI
00200          C
00300          INTEGER T
00400          REAL    Y,L,K,D,R,SADE(20),H(20),G(20),DD
00500          C
00600          CALL LAHTO(Y,L,K,D,R,T,SADE)
00700          CALL LASKU(Y,L,K,D,R,T,SADE,DD,H,G)
00800          CALL TULOSSI(Y,L,K,D,R,T,SADE,DD,H,G)
00900          C
01000          STOP
01100          END
01200          C
01300          C
01400          SUBROUTINE LAHTO(Y,L,K,D,R,T,SADE)
01500          C
01600          INTEGER T
01700          REAL    Y,L,K,D,R,SADE(20)
01800          C
01900          WRITE(5,10)
02000          10  FORMAT(2X,'KUIVATETTAVISSA OLEVAT HUOKOSET')
02100          READ(5,70)Y
02200          WRITE(5,20)
02300          20  FORMAT(2X,'OJAVÄLI (M) =')
02400          READ(5,70)L
02500          WRITE(5,30)
02600          30  FORMAT(2X,'HYDRAULINEN JOHTAVUUS (M/D) =')
02700          READ(5,70)K
02800          WRITE(5,40)
02900          40  FORMAT(2X,'LÄPÄISEMÄTTÖMÄN KERROKSEN SYVYYS OJAN POHJASTA (M
03000          2  =')
03100          READ(5,70)D
03200          WRITE(5,50)
03300          50  FORMAT(2X,'PUTKEN SÄDE (M) =')
03400          READ(5,70)R
03500          70  FORMAT(F7.3)
03600          C
03700          WRITE(5,60)
03800          60  FORMAT(2X,'MONTA PÄIVÄÄ =')
03900          READ(5,71)T
04000          71  FORMAT(I3)
04100          C
04200          WRITE(5,80)
04300          80  FORMAT(2X,'ANNA SADANTA (MM)')
04400          DO 100 I=1,T
04500          READ(5,81)SADE(I)
04600          81  FORMAT(F7.3)
04700          100 CONTINUE
04800          C
04900          RETURN
05000          END
05100          C
05200          C
05300          SUBROUTINE LASKU(Y,L,K,D,R,T,SADE,DD,H,G)
05400          C
05500          INTEGER T, TM, TB
05600          REAL    Y,L,K,D,R,D1,D2,D3,FH,DD,JV,TR(20),C1,C2,C3,C(20)
05700          REAL    H(20),SADE(20),HB,HA(20),SAD(20),A,B,AB,S
05800          REAL    A2,B2,AB2,GB,GA(20),G(20),G1,G2,G3
05900          C
06000          DO 110 I=1,T
06100          SAD(I)=SADE(I)/1000
06200          110 CONTINUE
06300          C
06400          C
06500          C
06600          C
06600          DD=0.0

```



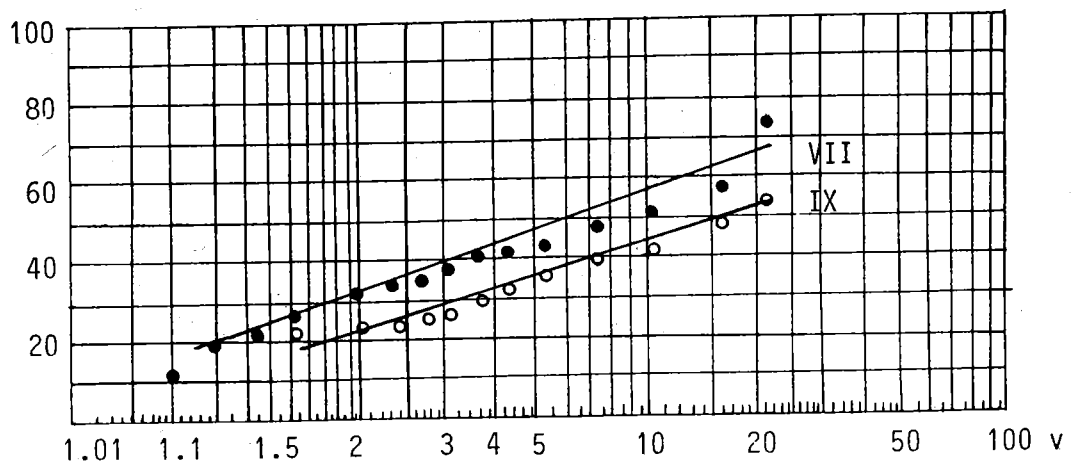
Muuttuvan tilanteen ojitusyhtälöissä käytettiin lumen sulantana Kaiteran /1/ määrittämistä lumen vesiärvon maksimivähennykäyristä laskettuja sadantoja. Koealueista Muhos kuului Kaiteran käyttämässä alueellisessa jaottelussa alueeseen B, muut koealueet kuuluivat alueeseen A. Lumen sulantana käytettiin 15 vrk:n lumen vesiärvon maksimivähennyä: Muhoksella 5 x 10 mm ja 10 x 5 mm ja muilla alueilla 5 x 8,64 mm ja 10 x 2 mm.



Kuva 10. Lumen vesiärvon suurin havaittu väheneminen eri alueilla (A—C) ja eri pitkinä aikoina.

Muhoksen koepelloilta saatujen mittaustulosten avulla verrattiin lumen sulannan ja eri kesäsateiden käyttämistä mitoitusasteena. Vertailussa käytetyt kesäsateet määritettiin Gumbelin toistuvuusanalyysin avulla Maataloushallituksen sadehavainnoita, Kähtävänoja (64° 5', 24° 20') vuodet 1936-56.

mm/ 5 vrk



/1/ Kaitera, P. Lumen kevätulamisesta ja sen vaikutuksesta vesiväylien purkautumissuhteisiin Suomessa. Maataloushallituksen kulttuuriteknilisiä tutkimuksia 2, Helsinki 1939.