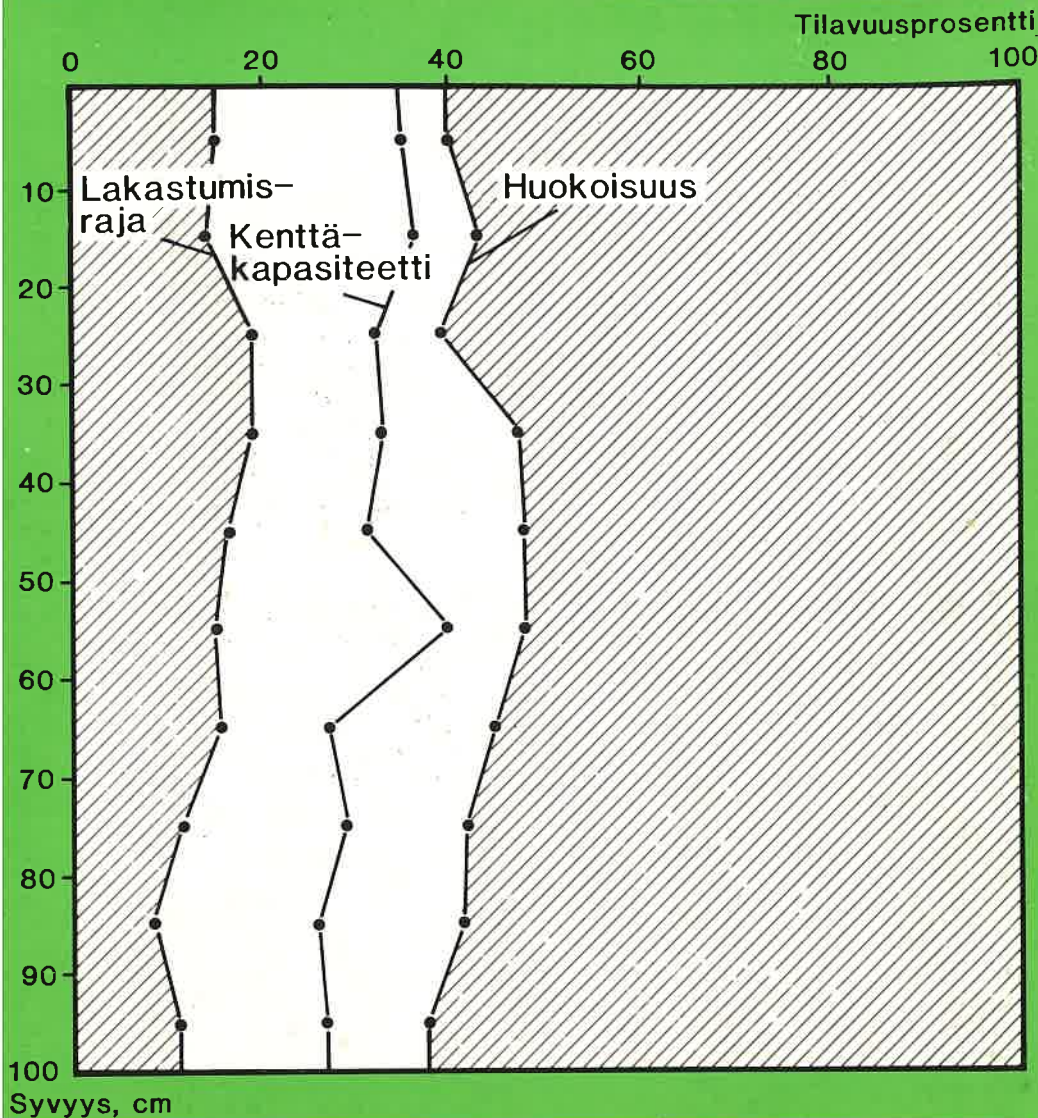




Salaojittajan käsikirja

osa I B

J. Saavalainen

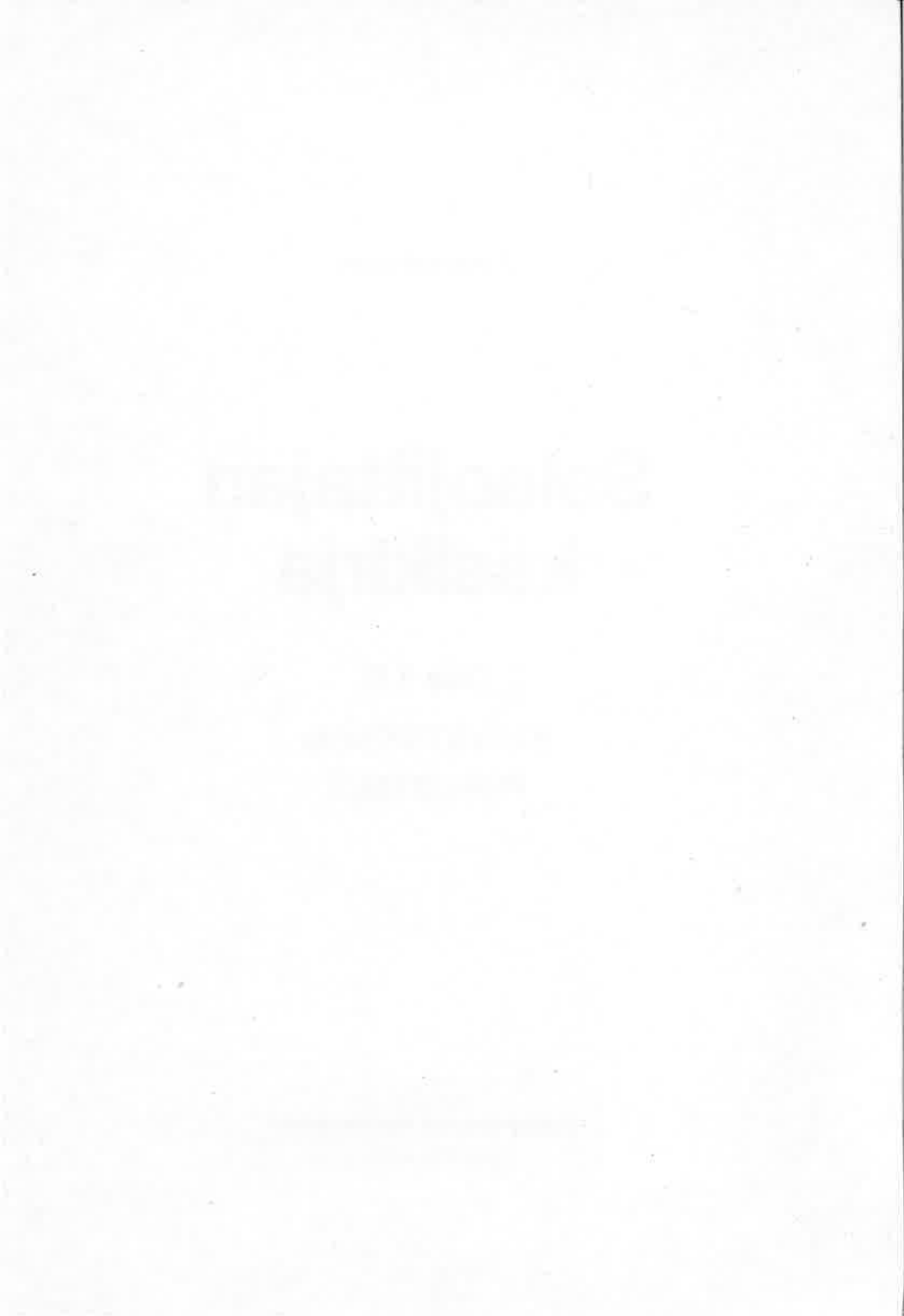
Salaojittajan käsikirja

Osa 1 B

**KUIVATUKSEN
PERUSTEET**

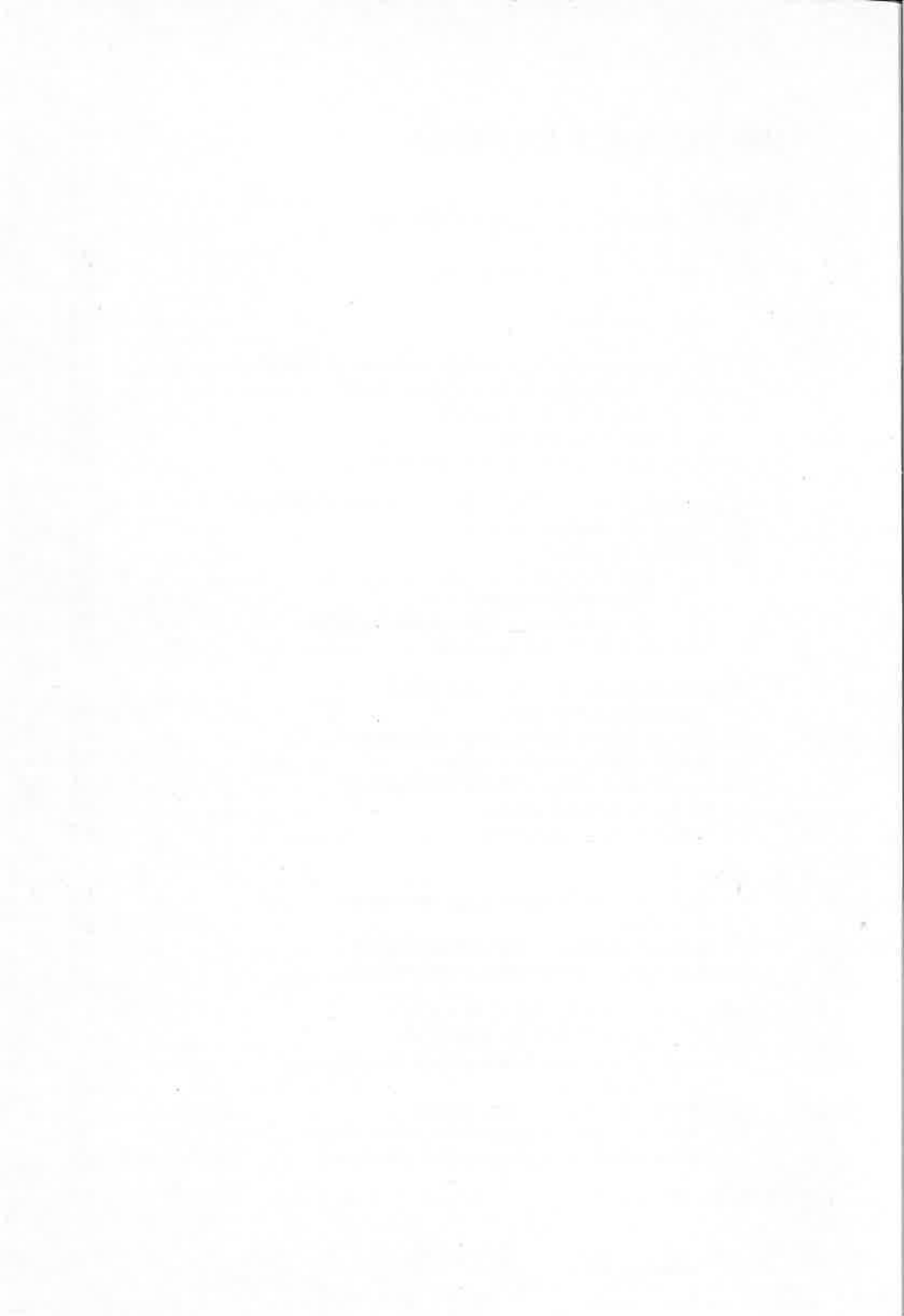
SALTU OY

Myynti: Maatalouskeskusten Liitto
ISBN 951-99577-0-7



SISÄLLYSLUETTELO

ESIPUHE	5
1. HYDROLOGIAN PERUSSUUREITA	
1.1 Hydrologinen kierto	7
1.2 Suomen vesitaseen pääpiirteet	10
1.2.1 Sadanta	11
1.2.2 Haihdunta	14
1.2.3 Valunta	14
1.3 Mitoitusvesimäärät ja niihin vaikuttavat tekijät	18
1.3.1 Sulantamäärät ja niiden arviointi	18
1.3.2 Valuntanomogrammit	19
1.3.3 Mitoitussadanta	27
1.3.4 Salaoituksen mitoitusvaluma	29
2. MAAVESIEN SITOUTUMINEN JA MAANKOSTEUS	
2.1 Maaperän ominaisuudet	31
2.2 Vedenpidätyskyky	34
2.2.1 Sidosvoimat	34
2.2.2 Vedenpidätyskäyrä	37
2.2.3 Saviaineksen ja humuksen merkitys	40
2.3 Maankosteuden mittaaminen	44
3. VEDEN LIIKKEET MAAPERÄSSÄ	
3.1 Maaveden potentiaalit	46
3.2 Darcyn laki ja hydraulinen johtavuus	47
3.3 Veden imeytyminen maahan	50
3.4 Maan huokosominaisuuksien merkitys	53
3.5 Veden virtaus salaojaan	54
3.6 Veden virtaus salaojassa	61
4. ROUTA	
4.1 Roudan muodostuminen ja sulaminen	65
4.2 Routalajit	67
4.3 Roudan vaikutus maan rakenteeseen	68
4.4 Roudan vaikutus veden imeytymiseen	69
5. OJITUKSEN VAIKUTUS MAAN VILJELTÄVYYTEEN JA SATOON	
5.1 Juuristokerroksen kosteuden ja lämpötilan vaikutus satoon	70
5.2 Ojitusvyvyyden vaikutus satoon	77
5.3 Ojitusvyvyyden vaikutus viljelytekniikkaan	80
5.4 Ojitus maan suolapitoisuuden säätelyssä	82
Aiheesta enemmän	83



ESIPUHE

Salaojittajan käsikirjan nyt käsillä olevan osan toimitustyö venyi arvioitua pitemmäksi. Yritys koota julkaisu eri kirjoittajien artikkeleista ei tuottanut riittävän yhtenäistä esitystä. Lopulta Helsingin Teknillisen Korkeakoulun vesitalouden vt. professori Pertti Vakkilainen ystävällisesti lupautui monien muiden tehtäviensä lomassa kirjoittamaan koko esityksen uudelleen. Professori Vakkilaista ja hänen avustajaansa dipl.ins. Marja Hiitiötä tahdon tästä työstä erityisen lämpimästi kiittää.

Niille kirjoittajille ja avustajille, joiden ansiosta kirjan ensimmäinen versio saatiin aikaan haluan tässä myös esittää kiitokseni. Toimitustyötä teki dipl.ins. Tuula Suortti-Suominen Salaojakeskuksesta. Professori Osmo Kara Vakolasta, professori Jussi Hooli Oulun Yliopistosta ja professori Paavo Elonen Maatalouden Tutkimuskeskuksesta ovat osallistuneet tähän työhön. Arvokasta apua olen saanut valtionagronomi Gösta Berglundilta Ruotsin maatalousyliopistosta Ultunasta ja paljon vaikutteita professori Sigvard Anderssonilta samasta laitoksesta. Merkittävän sysäyksen tämän kirjan toimittamiselle on antanut tri R.A. Feddes, opettajani Hollannin salaojituskurssilla.

Esityksessä on pyritty noudattamaan ohjetta: ”Jokainen asia tulee esittää niin yksinkertaisesti kuin mahdollista, mutta ei enää yksinkertaisemmin”. Opetuskäyttö osoittanee, missä määrin tavoitteessa on onnistuttu.

Kirjan kuvat on piirtänyt Mirja Haavisto Viatek Oy:stä.

Painoasusta ja painattamisesta on vastannut kauppat.ylioppilas Pekka Saavalainen.

Helsingissä 11. päivänä heinäkuuta 1983

J. Saavalainen

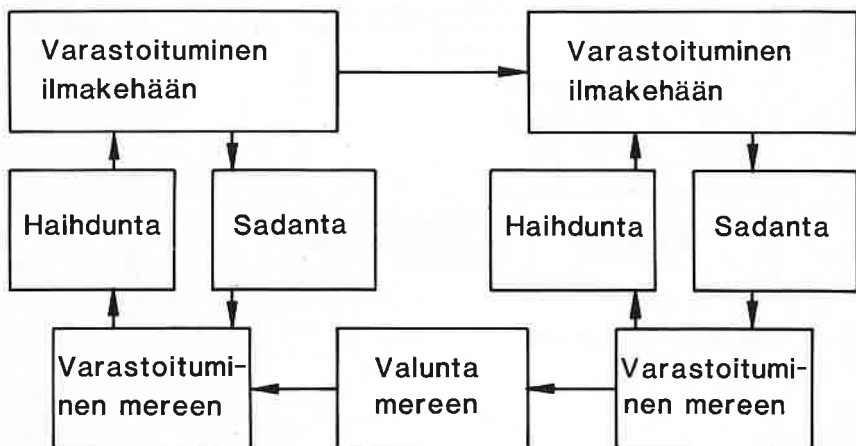


1. HYDROLOGIAN PERUSSUUREITA

Kuivatustoimenpiteillä, joista salaojitus on yksi, pyritään vaikuttamaan maassa olevan veden määrään. Tämän vuoksi on välttämätöntä tuntea ne tekijät, jotka veden liikkeeseen vaikuttavat.

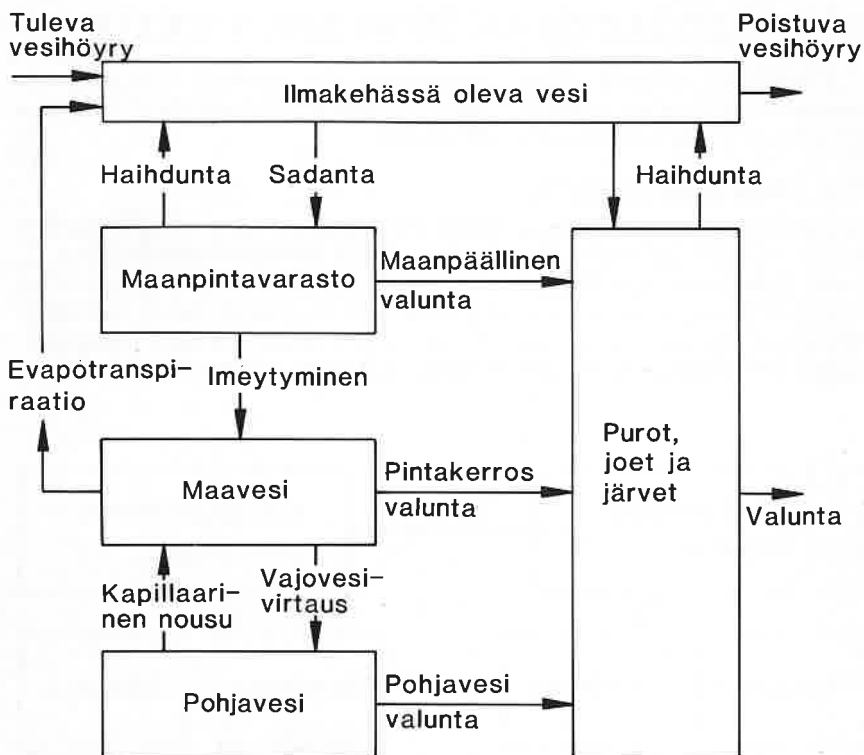
1.1 Hydrologinen kierto

Luonnossa tapahtuu jatkuvaa veden kiertokulkua, joka käsittää joukon veden varastoitumisvaiheita ja niiden välisiä siirtymisvaiheita (kuva 1). Vettä varastoituu vesihöyrynä ilmakehään, nesteinä meriin, mantereiden vesivarastoihin ja maaperään sekä kiinteässä muodossa lumi- ja jääpeitteeseen ja routana maaperään. Veden siirtymisvaiheita ovat haihdunta, kosteuden kulkeutuminen ilmakehässä, sadanta ja valunta.



Kuva 1. Veden kiertokulun perussuureet.

Mantereilla ja yksityisellä valuma-alueella veden kiertokulku tapahtuu pääpiirteissään kuvan 2 esittämällä tavalla.



Kuva 2. Veden kierto valuma-alueella.

Sateesta osa pidättyy kasvillisuuteen ja haihtuu siitä suurimmaksi osaksi takaisin ilmakehään. Maanpinnalle tuleva vesi valuu osaksi vesiuomiin, osaksi imeytyy välittömästi maaperään. Loppuosa vedestä jää lammi-koiksi maanpinnalle, josta se myöhemmin imeytyy maaperään tai haihtuu takaisin ilmakehään.

Pohjavedenpinnan ja maanpinnan välissä olevia vesiä on sovittu kutsuttavan maavesiksi. Maavesivarastosta osa valuu pintakerrosvaluntana vesiuomiin, osa siirtyy pohjavesiin ja osa haihtuu suoraan tai kasvien kautta ilmakehään. Pohjavesivarastosta vedet virtaavat edelleen pohjavesivaluntana vesistöihin ja osaksi kohoavat kapillaarisesti pohjavedenpinnan yläpuolelle maavedeksi.

Kiertokulkukaavio kuvaa valuma-alueella keskimäärin tapahtuvia ilmiöitä. Kaikki tapahtumat eivät kuitenkaan aiheuta muutoksia. Pienten kesäsaateiden tuoma vesi haihtuu lähes välittömästi takaisin ilmakehään, jos maanpinta on kuiva ja varsinkin, jos kasvipeite on tuuhea. Lumena sataanut vesi aiheuttaa muutoksia vasta sulamisen jälkeen.

Hydrologisen kierron perussuureina pidetään sadantaa (P), haihduntaa (E), valuntaa (Q) sekä eri muodoissa tapahtuvaa varastoitumista (S), jonka muutos (ΔS) otetaan huomioon hydrologisissa laskelmissa. Perussuureet mittaavat tarkastelujaksona pinta-alayksikköä kohden tulevia vesimääriä ja yksikkönä käytetään millimetriä (mm). Lisämääränä tarvitaan tarkasteltavan jakson pituus, joka tavallisimmin on vuorokausi (d), kuukausi (kk) tai vuosi (a). Tietyn pituisen ajanjakson vesitaseyhtälö tietylle alueelle on yksinkertaisimmassa muodossaan esitetty kaavassa (1).

$$(1) \quad P = Q + E + \Delta S$$

Hydrologisen kierron vaihtelut seuraavat vuodenaikaista kiertoa. Vuosijaksoa koskevilla keskimääräistarkasteluissa voidaan vesitaseyhtälöstä (1) jättää varastotermi pois ja se yksinkertaistuu muotoon (2).

$$(2) \quad P = E + Q$$

Vesivarastojen hyväksikäyttöä koskevilla suunnittelutehtävissä operoidaan yleensä johdetuilla suureilla valuma ja virtaama sekä valituissa korkeustasossa mitatuilla vedenkorkeuksilla. Virtaama (Q) on se vesimäärä, joka kulkee aikayksikössä, tavallisesti sekunneissa uoman poikkileikkauksen lävitse. Yksikkönä on tavallisesti l/s ja m³/s. Valuma (q) on alueelta virtaavan veden määrä litroina sekunnissa pinta-alayksikköä kohden tavallisimmin l/s · ha ja l/s · km². Se saadaan jakamalla virtaama valuma-alueen pinta-alalla.

Vedenkorkeus (W) on vedenpinnan vapaa korkeus valittuun perustasoon verrattuna, ja yksikkönä käytetään metriä. Tunnetuista virtaama- ja valuma-arvoista voidaan edelleen laskea ajanjakson valunta, keskiarvona valuma-alueen pinta-alan suhteen.

Hydrologisessa suunnittelussa tavallisimmat tunnusomaiset suuret ja kirjainsymbolit on esitetty taulukossa 1.

Taulukko 1. Hydrologisia suunnittelusuureita

		Virtaama Q	Valuma q	Veden- korkeus W
yli	H	HQ	Hq	HW
keski yli	MH	MHQ	MHq	MHW
keski	M	MQ	Mq	MW
keski ali	MN	MNQ	MNq	MNW
ali	N	NQ	Nq	NW

Suureiden lisämääreeksi tarvitaan usein aika. Seuraavissa esimerkeissä on esitetty tavallisimmat aikamääreet.

Tietyn vuosijakson tunnusomainen arvo:

$HW_{1976-79}$ = vuosijakson 1976–1979 ylin vedenkorkeus

Tietyn ei kalenteriaikaan sidotun periodin tunnusomainen arvo:

HW_{veg} = kasvukauden ylin vedenkorkeus tarkasteltavana vuosijaksena

Keskimäärin tietyllä toistuvuudella esiintyvä arvo:

$HQ_{1/20}$ = keskimäärin kerran kahdessakymmenessä vuodessa toistuva yli-virtaama

Tietyn vuoden alin arvo:

Nq_{1979} = alin valuma v. 1979

Kyseessä olevat havaitut tai arvioidut arvot tarkoittavat yleensä vuorokauden keskiarvoja. Pienillä valuma-alueilla voivat ylivirtaamien hetkelliset arvot olla huomattavasti vuorokautisia keskiarvoja suurempia. Näillä hetkellisillä huipuilla on erityistä merkitystä yhdyskuntien sadevesiviemäröinnissä. Vastaavasti kastelussa veden tarve ja vesistön antoisuus määritetään useamman vuorokauden kestävän kuivakauden keskiarvoina.

1.2 Suomen vesitaseen pääpiirteet

Suomi kuuluu ilmastollisesti alueeseen, jolle ovat tyypillisiä erityisesti voimakkaat vuodenaikaiset valuntavaihtelut.

Lumen kevätsulamisesta aiheutuu yleensä vuoden suurin tulva ja syksyisistä vesisateista syystulva.

Alueellisesti hydrologisen kierron tekijät vaihtelevat suhteellisen vähän Suomessa. Taulukossa 2 on annettu eräitä arvioita tunnusomaisten hydrologisten suureiden keskimääräisistä vuotuisista arvoista erikseen Etelä- ja Pohjois-Suomessa.

Taulukko 2. Hydrologinen kierto Suomessa

	min	k-arvo	max	lumen osuus
Etelä-Suomi				
sadanta mm/a	400	700	1.000	30–40%
haihdunta „	300	400	500	
valunta „	100	300	500	
Pohjois-Suomi				
sadanta mm/a	300	550	800	40–50%
haihdunta „	150	250	300	
valunta „	150	300	500	

1.2.1 Sadanta

Kansainvälisesti katsoen Suomessa sadantaa voidaan pitää varsin kohtuullisena. Kuitenkin sadeoloissamme korostuu piirteitä, jotka topografi-altaan tasaisessa maassa aiheuttavat kuivatustarpeen lisääntymistä. Merkittävimmät ovat lumena tulevan sadannan huomattava osuus ja siitä johtuvat kevättulvat sekä vuoden sateisimman ajanjakson sattuminen yleensä elo–syyskuuhun, jolloin alkava korjuukausi asettaa vaatimuksia pellon pinnan kantavuudelle.

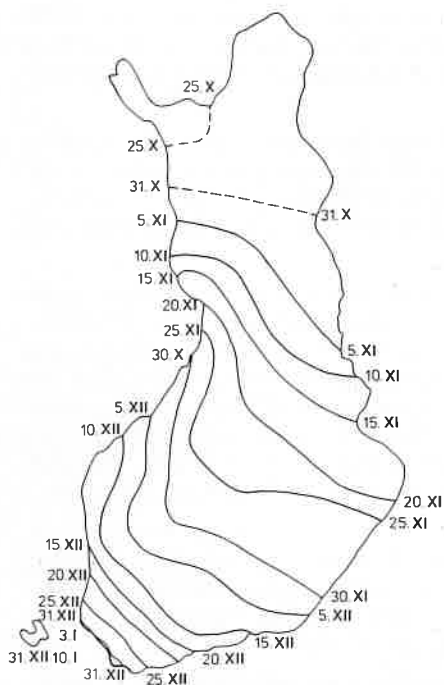
Korjattuina arvoina esitetty vuosisadanta Suomessa vaihtelee maantieteellisen sijainnin mukaan välillä 500–750 mm. Eri vuosina sadanta vaihtelee tavallisesti vähemmän kuin 30% keskiarvon molemmin puolin. Vuosisadanta on suurin etelärannikolla ja pienin Lapin pohjoisosissa sekä Pohjanmaan rannikkoalueilla.

Sadannan vuodenaikaiset vaihtelut ovat jokseenkin samanlaiset koko maassa. Tavallisesti sadanta on pienin maaliskuussa ja suurin elokuussa. Huomattava osa kesäsateista imeytyy maaperään tai haihtuu ilmakehään ja muodostaa vain vähän valuntaa. Sen sijaan runsaista syyssateista voi muodostua poikkeuksellisia syystulvia maaperän ollessa veden kyllästämää ja haihdunnan ollessa vähäistä. Etelä-Suomessa miltei joka kolmas valuman vuosimaksimeista on syyssateiden aiheuttama. Pohjois-Suomessa tämä tapahtuu harvemmin kuin kerran kahdessakymmenessä vuodessa.

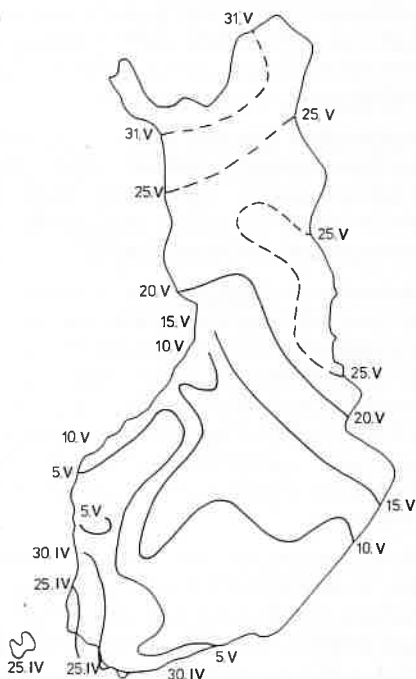
Vuosisadannasta tulee lumena Suomen eri osissa suunnilleen saman verran, keskimäärin 200–250 mm. Prosentuaalinen osuus vaihtelee vuosisadannan vaihteluista johtuen välillä 30–50%. Lounais-Suomessa osuus on keskimäärin alle 30% ja Pohjois-Suomessa 40–50%.

Ilmastollisista tekijöistä johtuen lumipeitteen muodostumisessa ja häviämisessä, lumen maksimisyvytydessä, vesiarvossa ja sulamisnopeudessa on selvät alueelliset erot (kuvat 3–6).

Pysyvä lumipeite muodostuu Lappiin tavallisesti loka-marraskuun vaihteessa ja etelärannikolle vasta joulukuun loppupuolella. Lumipeite katoaa tavallisesti maan etelärannikolta huhtikuun lopussa ja Lapissa kuukautta myöhemmin. Lumipeitteen keskimääräinen maksimisyvyys on lounaisrannikolla 20 cm ja lumiolosuhteiltaan runsaimmassa Koillismaassa 70 cm. Vastaavasti lumen vesiarvon keskimääräinen maksimi eli lumeen varastoituneen veden maksimimäärä vaihtelee välillä 60–200 mm. Lumen syvyyden ja vesiarvon maksimiarvot perustuvat maaliskuun puolivälissä tehtyihin mittauksiin, joiden oletetaan antavan likimäärin oikean käsityksen ko. arvoista.

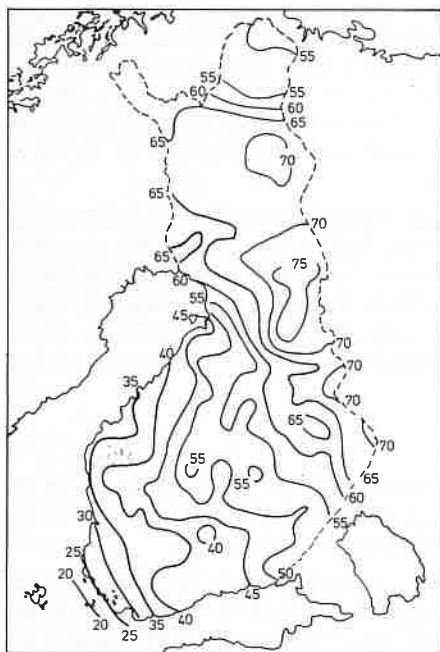


Kuva 3. Pysyvän lumipeitteen keskimääräinen tuloaika v. 1892...1941.

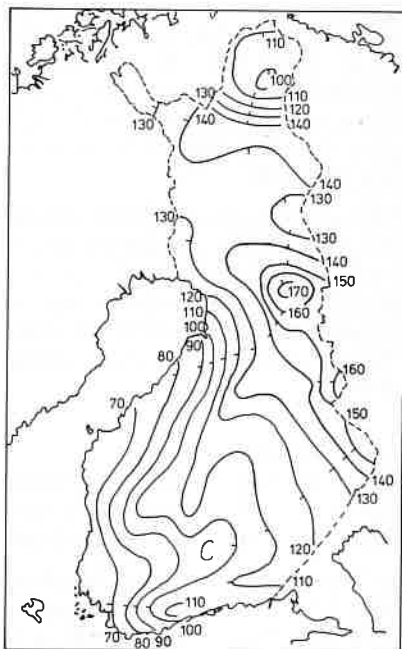


Kuva 4. Lumipeitteen keskimääräinen katoamis aika metsistä v. 1892...1941.

Vaikka lumipeitteen kerääntyminen kestää useita kuukausia, sen sulaminen tapahtuu yleensä muutamassa viikossa. Lumen sulaminen on teoreettisesti erittäin monimutkainen ilmiö ja johtuu eri tavoin ympäristöstä lumipeitteeseen siirtyvästä lämmöstä. Eri lämmön siirtymistapojen suhteellinen merkitys vaihtelee suuresti tarkasteltavan alueen ilmaston ja sen hetkisen säätilan mukaan. Lisäksi alueen topografia ja kasvillisuus vaikuttavat oleellisesti sulamistapahtumaan. Ulkoisen ympäristön vaikutusten ohella lopullisen sulannan määrään vaikuttavat merkittävästi itse lumipeitteen ominaisuudet kuten tiheys, lämpötila ja lumen heijastusominaisuudet.



Kuva 5. Lumen syvyys (cm) maaliskuun 15. päivänä v. 1921...1960.



Kuva 6. Keskimääräinen lumen vesiarvo (mm) maaliskuun 16. pnä v. 1931...1960.

1.2.2 Haihdunta

Haihtumisella ymmärretään nestemäisessä tai kiinteässä muodossa olevan veden muuttumista vesihöyryksi. Olomuodon muutoksen keskeisenä ehtona on haihduttavan pinnan ja ilman välillä vallitseva höyrynpaine-ero. Haihdunta sitoo energiaa, joten jatkuvan haihdunnan edellytyksenä on haihduttavaan pintaan kohdistuva energiavirta. Haihtumistapahtumaa voidaan verrata liiketoimintaan, jossa haihduttava pinta myy vesihöyryä ja saa vastineeksi energiaa. Energiaa saadaan auringon säteilynä tai lämmön kulkeutumisena ilmakehästä tai maasta. Höyrynpaine-eron säilyttämiseksi vesihöyryn täytyy kulkeutua pois, joten tuulella on vaikutusta haihtumistapahtumaan.

Koska haihtuminen vaatii energiaa, maan lämpötalouden kannalta on tärkeää saada keväisin sulamisvedet pois pelloilta ennen kaikkea ojitustoimenpitein eikä haihduttamalla.

Haihdunnan kuivattava vaikutus voidaan ottaa jonkin verran huomioon rinnemaiden ojitusta suunniteltaessa siten, että etelään viettäviltä rinteiltä harvennetaan ojatiheyttä. Pohjoisenpuoleisilla rinteillä on aina syytä vastaavasti varmistaa varjoisan yläosan kuivatus tihennetyllä ojituksella.

Vuosisadannasta haihtuu Etelä-Suomessa runsaat puolet eli keskimäärin 400–500 mm. Sen sijaan Lapissa haihdunta on 30–40% sadannasta eli keskimäärin 200–250 mm (kuva 8). Haihdunnan vuosivaihtelut ovat suu-rehkot johtuen kesäkauden ilmastollisten olosuhteiden suurista eroista. Vastaavasti haihdunta voi olla hyvin erisuuruista erilaisilta haihduttavilta pinnoilta. Suurinta haihtuminen on veden pinnalta ja pienintä lumen ja jään pinnalta.

Maa-alueen kokonaishaihdunnasta käytetään nimitystä evapotranspiraatio, joka sisältää maanpinnasta, kasvien ilmaraoista ja kasvien pinnoilta tapahtuvan haihdunnan. Potentiaalinen evapotranspiraatio (suomeksi ilmastollinen haihduttamiskyky) tarkoittaa suurehkon maa-alueen kokonaishaihduntaa olosuhteissa, jolloin haihtumiselle altista vettä on riittävästi ja maanpinta on kauttaaltaan vihreän matalan ruohokasvillisuuden peitossa.

1.2.3 Valunta

Vuosivalunnan suuruus vaihtelee välillä 150–450 mm. Pienintä se on eräillä paikoilla Lounais-Suomessa ja suurinta runsaslumisessa Koillismaassa. Keskivaluman arvot ovat vastaavasti 8–12 l/km².

Sulamiskauden aikainen kevätvalunta on keskimäärin 100–200 mm eli noin 80% lumen vesi-arvon maksimista ja 30–50% vuosivalunnasta. Kesävalunnan osuus on keskimäärin 10–40 mm. Syyskuusta lumipeitteen tu-loon saakka tapahtuva syysvalunta vaihtelee huomattavasti vuosittain poikkeavien ilmasto-olosuhteiden vuoksi. Etelä-Suomessa syysvalunta on keskimäärin 50–100 mm, mutta saattaa poikkeuksellisinä vuosina ylittää

100 mm tai jäädä alle 10 mm. Maan pohjois- ja keskiosissa syysvalunta jää pienemmäksi pysyvän lumipeitteen tullessa aikaisemmin. Talvivalunnan suuruus on keskimäärin 50 mm. Eteläisellä ja lounaisella rannikkoalueella suojasäät saattavat aiheuttaa kuitenkin toisinaan huomattavasti runsaampaa valuntaa.

Valuntailmiön ajatellaan koostuvan kolmesta valunnan muodosta:

maanpäällisestä valunnasta:

se osa sadannasta tai sulannasta, joka ei haihdu eikä imeydy maaperään, vaan kulkeutuu painovoiman vaikutusta pintavetenä vesistöön,

pintakerrosvalunnasta:

se osa sadannasta tai sulannasta, joka imeytyy maaperään ja kulkeutuu maan pintakerroksissa vesiuiomiin,

pohjavesivalunnasta:

se osa sadannasta tai sulannasta, joka imeytyy maaperään ja poistuu pohjavesien kautta vesistöön.

Valunnan eri osien suhteellinen suuruus riippuu sadannan tai sulannan ominaisuuksista sekä alueen pinnan muodosta ja maaperästä. Maanpäällisen valunnan osuus muodostuu suureksi, jos maanpinta läpäisee huonosti vettä. Tämä voi johtua maalajin hienorakeisuudesta, roudasta sekä luonnollisesta tai ihmisen aiheuttamasta maanpinnan tiivistymisestä. Imeyntä on vähäistä silloinkin, kun maan huokostila on aikaisempien voimakkaiden sateiden tai sulannan vuoksi veden kyllästämä.

Pintakerrosvalunta on suuri, jos maanpinta läpäisee hyvin, mutta pinnan alapuolella on läpäisemätön kerros, joka estää veden suotautumisen syvemmälle. Esimerkiksi peltomailla muokkauskerroksen alle muodostuu tiivis kyntöantura. Samoin luonnontilaisilla moreenimailla löyhän pinta-moreenin alla on tiivis pohjamoreeni.

Pohjavesivalunnan osuus on suurin karkearakeisilla mailla, joilla pinnan imeyntäkapasiteetti on suuri ja myös alla olevat kerrokset ovat hyvin vetä johtavia.

Maanpäällistä ja pintakerrosvaluntaa, joista vesiuiomien välitöntä valuntaa muodostuu, esiintyy yleensä vain keväällä sulamisvesien aikaan ja jälleen syksyllä runsaiden sateiden kyllästettyä maan. Sen sijaan kesällä ja talvella valunta on pääasiassa pohjavesivaluntaa.

Tietyn suuruisesta sulannasta tai sadannasta aiheutuva valunta vaihtelee oleellisesti samallakin valuma-alueella eri aikoina. Valuntaan vaikuttavat tekijät voidaan jakaa kolmeen ryhmään: ilmastollisiin, aluetekijöihin ja ihmistoiminnoista aiheutuviin. Ilmastollisten tekijöiden vaikutusta ei ole käytännössä helppo määrittää, sillä niitä ei voida erottaa muiden tekijöiden samanaikaisesta vaikutuksesta. Kuitenkin valunnan vuotuinen vaihtelu noudattaa meteorologisten tekijöiden rytmiä.

Valuma-alueen ominaispiirteet vaikuttavat merkittävästi sekä valunnan määrään, että sen ajalliseen jakautumiseen. Tällaisia piirteitä ovat valuma-alueen koko, muoto, järvisyys, topografia, maaperä, kasvillisuus ja maastotyyppi sekä uomien määrä ja kaltevuus.

Alueen koko ja muoto vaikuttavat valunnan kerääntymisnopeuteen. Suurilla ja pitkänomaisilla valuma-alueilla valunnan kerääntyminen on hitaampaa kuin pienillä ja pyöreämuotoisilla alueilla ja näin valuntahuiput ovat loivemmat.

Järvet pienentävät oleellisesti ylivalumia ja tasoittavat alivalumia varastotilansa avulla. Veden pidättäytyminen on tehokkainta järvien sijaitessa valuma-alueen alaosissa. Järvistä tapahtuva haihdunta tosin pienentää kuivina vuosina valuntaa entisestään.

Valuma-alueen suuri kaltevuus pienentää puolestaan valuman kerääntymisaikaa ja kasvattaa näin ylivalumia. Tosin lumen sulamisesta aiheutuvaan ylivalumaan kaltevuudella ei ole niinkään merkitystä, sillä eri suuntiin kaltevilla rinteillä sulanta tapahtuu eri aikoina. Korkeussuhteilla on myös välillinen vaikutus valuntaan, sillä korkeusaseman kasvu merkitsee sadannan lisääntymistä, lämpötilan alenemista ja haihdunnan pienene- mistä ja näin valunnan kasvua.

Maa- ja kallioperän laatu vaikuttavat imeytyvän veden määrään, suotautumiseen sekä maa- ja pohjavesivarastojen suuruuteen. Karkeisiin maaleihin vesi imeytyy hyvin alentaen näin ylivalumia. Samalla valuma-alueelle varastoituu runsaasti vettä, mikä kasvattaa alivalumia. Koska maanalaisista vesivarastoista ei haihdu merkittävästi kuivinakaan vuosina, ne ovat tässä suhteessa järviäkin tehokkaampia valuman tasaajia.

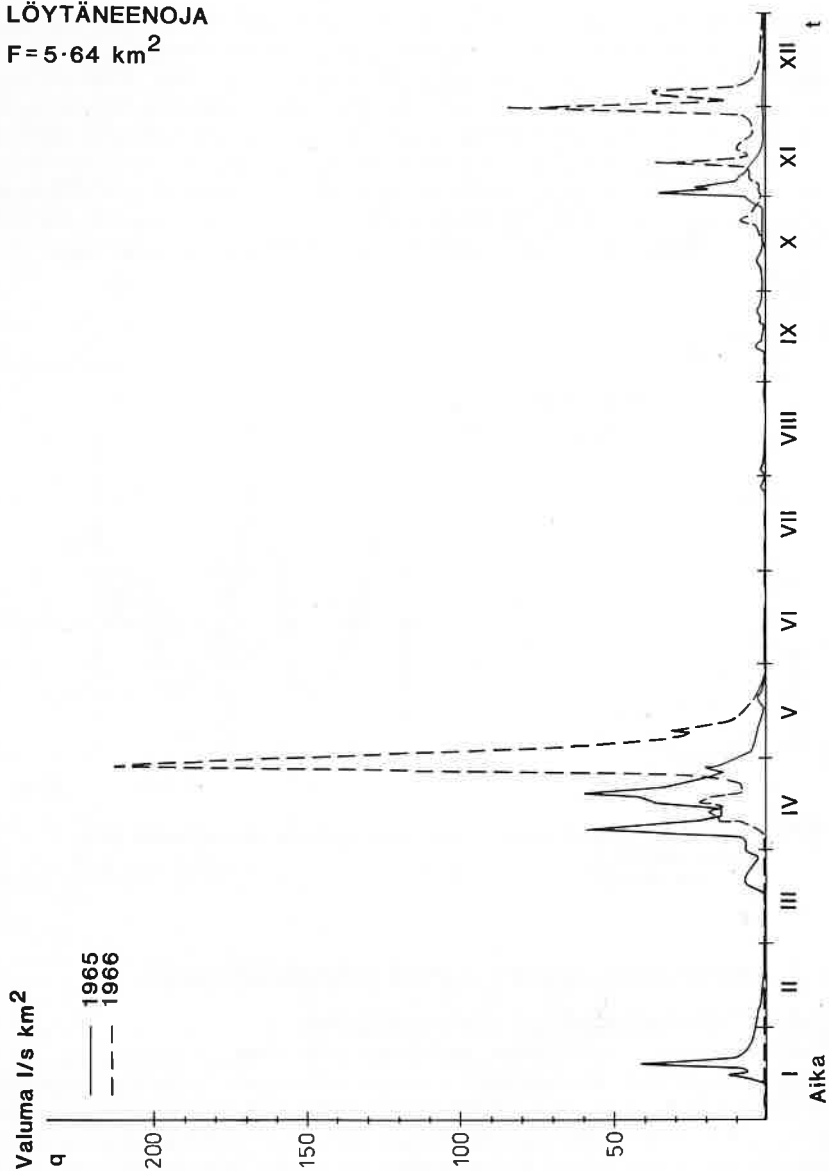
Runsas ja tiheä kasvillisuus alentaa sateesta aiheutuvaa valunnan huippua, sillä kasvipeite hidastaa pintavaluntaa sekä edistää veden imeytymistä kuohkean juuristovyöhykkeen avulla.

Keväällä lumen sulaminen metsässä tapahtuu myöhemmin ja hitaammin kuin aukealla, mikä pienentää koko valuma-alueen ylivalumia. Pelto-aukeilla ylivalumat ovat noin 1,5–2,0 kertaa suurempia kuin maaston suhteen muutoin samanlaisilla metsäalueilla. Myös luonnontilaiset suot pienentävät ylivalumia, koska veden purkautuminen niiltä on hidasta. Avosuot pienentävät myös keski- ja alivalumia runsaan haihdunnan vuoksi.

Kuvassa 7 on esitetty esimerkin vuoksi Lounais-Suomessa sijaitsevan pienen järveltömän Löytäneenojan valuma-alueen valumat kahdelta vuodelta. Alue on kooltaan 5.64 km² ja se on täysin viljelysmaata. Järveltömyydestä ja pellon suuresta määrästä johtuen alueella on havaittavissa voimakkaat valumahuiput ja selvät alivalumakaudet.

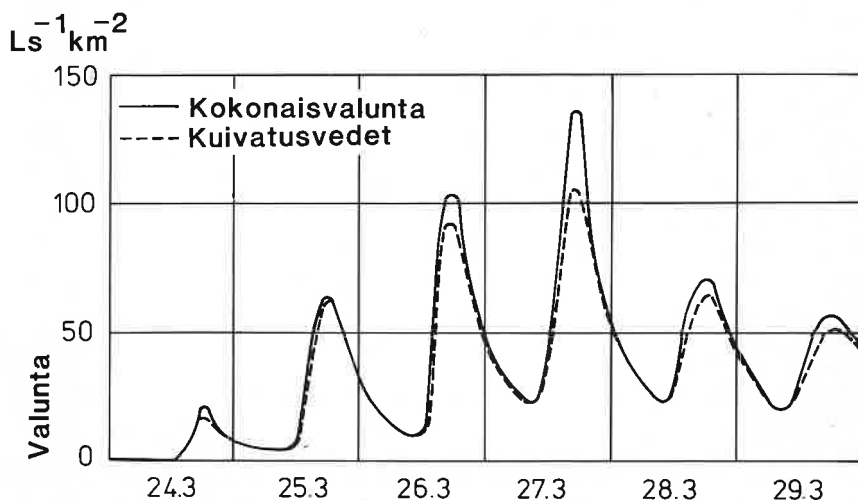
LÖYTÄNEENOJA

$F = 5.64 \text{ km}^2$



Kuva 7. Löytäneenojan valuma-alueen valumat v. 1965 ja 1966.

Ihmistoimintojen vaikutus näkyy myös valunnassa. Välittömiä vaikutuksia ovat esimerkiksi säännöstely, tulvapengerriykset ja vedenotto. Merkittävin välillinen vaikutus on ehkä metsäojituksella, joka lisää valuntaa varsinkin ojitusta seuraavina vuosina. Myös peltosalaojitus kasvattaa jonkin verran valuntaa. Se muuttaa myös eri osavaluntojen suhteita vähentäen pintavaluntaa. Eräällä koealueella, jonka maaperä on savea, kuivatusvesien osuudeksi on saatu keväisin noin 59% ja kesäisin jopa 97% kokonaisvalunnasta (kuva 8). Periaatteessa kaikki maanviljelykseen ja metsätalouteen liittyvät toimenpiteet vaikuttavat jossain määrin valuntaan.



Kuva 8. Sulaman aiheuttaman valunnan jakautuminen Hovin valuma-alueella 1973.
— kokonaisvalunta
---- kuivatusvedet

1.3 Mitoitusvesimäärät ja niihin vaikuttavat tekijät

1.3.1 Sulantamäärät ja niiden arviointi

Vesirakenteiden mitoituksen perustana ovat yleensä ylivalumat, jotka Suomessa useimmiten aiheutuvat lumen sulannasta. Sulannan suuruutta voidaan tilastollisesti tarkastella lumen vesiaron maksimivähennyksen perusteella. Suurimmat havaitut lumen vesiaron maksimivähennykset ensimmäisen viiden vuorokauden aikana ovat koko maassa 40–50% lumen maksimivesiaresta (kuva 9). Jos tarkastellaan absoluuttisia arvoja, ne vaihtelevat alueellisesti ollen suurimmat runsaslumisilla alueilla Pohjois-Suomessa ja Koillismaalla (kuva 9a). Myös eri maastotyyppien välillä on havaittavissa eroja (kuva 9b).

Jos vesiaron maksimivähennemät halutaan rinnastaa sadannan rankkuuteen, niihin on lisättävä ko. aikavälin sadanta ja vähennettävä haihdunta. Sadanta kasvattaa vähenemiä n. 15–30% ja haihdunta pienentää 5 vrk:n vähenemiä n. 3–8%. Kuvassa 10 on esitetty kolmelta paikkakunnalta keskimääräinen lumen vesiaron vähenemisen ja sadannan summa.

Kuvan 9 perusteella voidaan arvioida 5 vrk:n keskimääräisen maksimisulannan aiheuttama valunta l/s . ha. Esimerkiksi aukealla saadaan koko Suomen keskimääräiseksi arvoksi 1,2 l/s . ha. Jos mukaan otetaan vetenä tullut sadanta saadaan kuvan 10 perusteella arvoiksi 1,5–1,9 l/s . ha.

Varsinaisista sulannan arviointimenetelmistä yleisin on astepäivätekijän käyttö. Astepäivätekijällä (k_m) tarkoitetaan sitä vesimäärää mm:nä, joka sulaa yhtä rajalämpötilan ylittävää lämpöastetta kohden vuorokaudessa. Rajalämpötilana käytetään yleensä 0°C astetta. Sulanta voidaan laskea kaavalla (3).

$$M = k_m \cdot (T - T_o)$$

M = sulanta mm/d

k_m = astepäivätekijä mm/°C . d

T = vuorokauden keskilämpötila °C

T_o = sulannan rajalämpötila °C

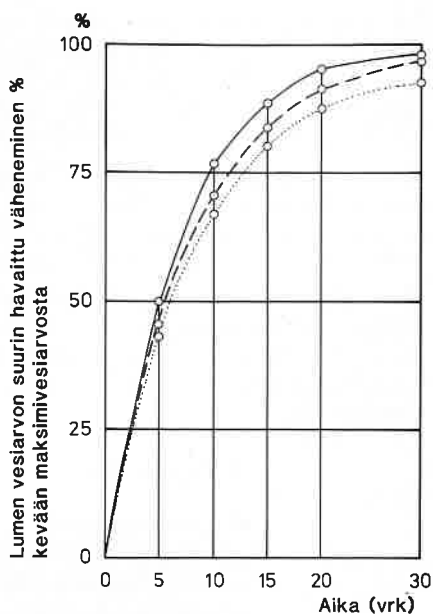
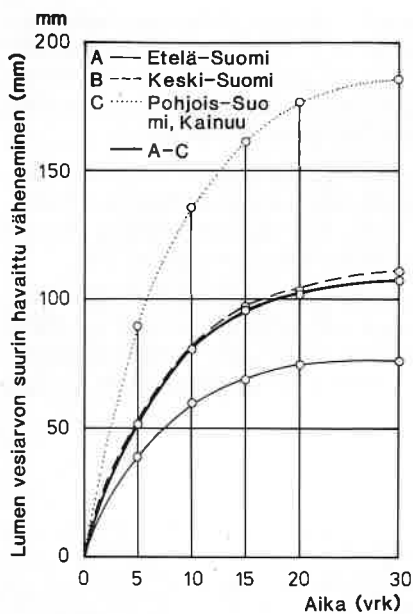
Eri tutkimuksissa saadut keskimääräiset astepäivätekijän arvot vaihtelevat Suomen oloissa aukealla 3,0–3,5 mm/°C . d ja metsässä 2,0–2,5 mm/°Cd välillä. Sulamisen edistyessä lumen ominaisuudet muuttuvat ja astepäivätekijä kasvaa. Kuvassa 11 on esitetty astepäivätekijän kehitys sulamiskauden kuluessa mäntymetsässä ja aukealla.

1.3.2 Valuntanomogrammit

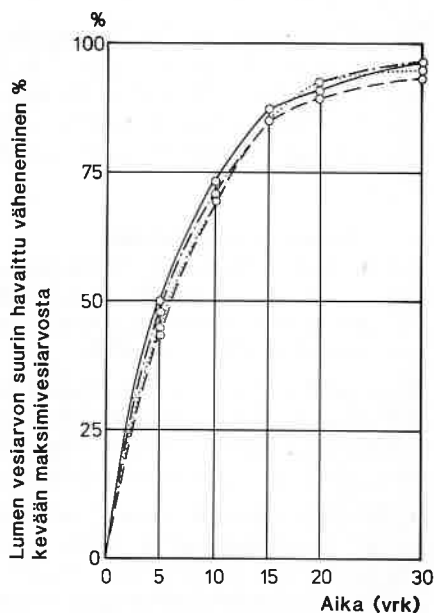
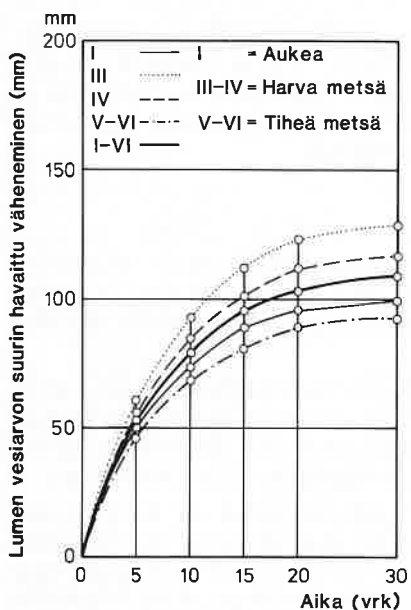
Ylivaluman suuruuteen vaikuttavat sulannan lisäksi monet alueelliset ym. tekijät, kuten edellä on jo todettu. Mitoitusta varten on kehitetty erilaisia malleja ja nomogrammeja, joissa ylivaluma määritetään tärkeimpien aluetekijöiden perusteella.

Valumahavaintojen perusteella on keskimääräisen kevytylivaluman arvioimiseksi pienille, alle 200 km² suuruisille järveltömille valuma-alueille kehitetty kuvassa 12 esitetty nomogrammi, jossa ovat muuttujina lumen vesiarvo 16.3, pellon osuus pinta-alasta ja maanpinnan keskikaltevuus.

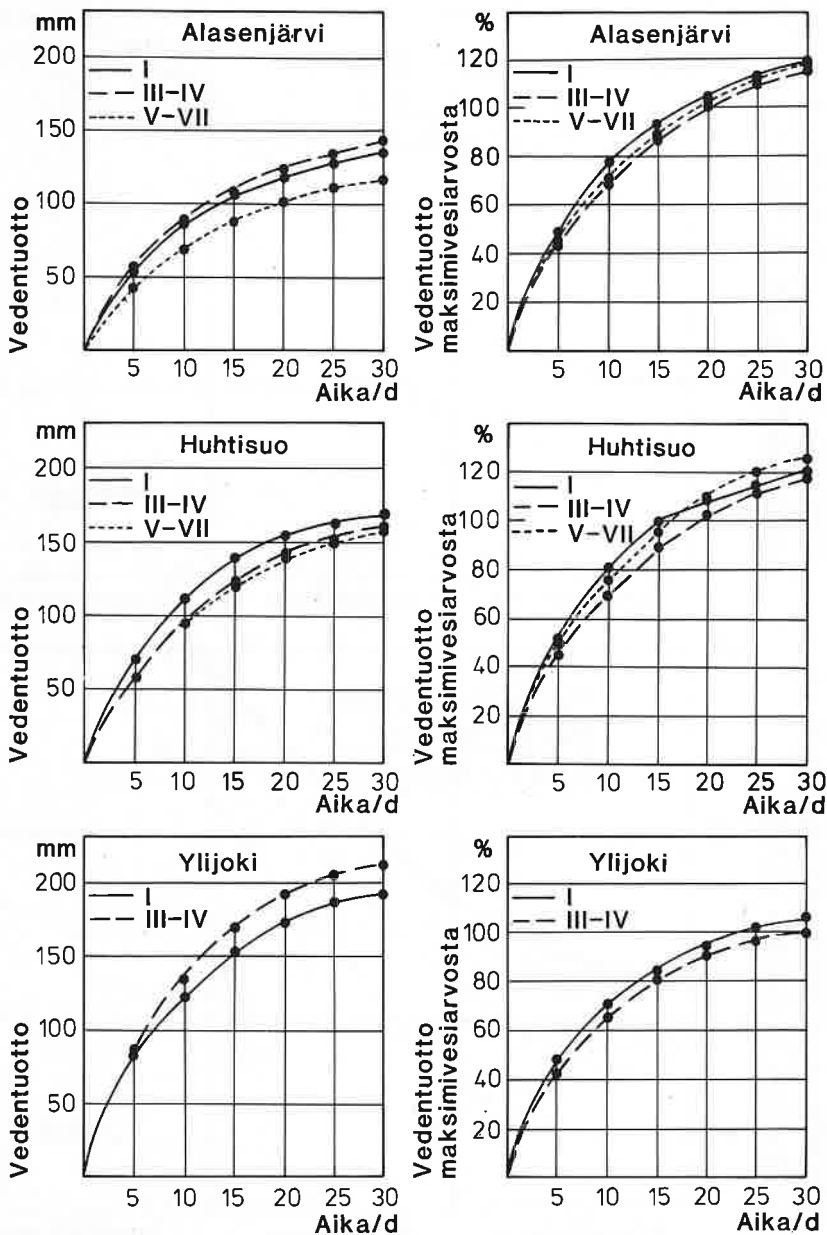
Järvellisten alueiden keskiylivaluman määrittämiseksi on käytettävissä kuvan 13 nomogrammi, jossa muuttujina ovat järvisyys (L), valuma-alueen suuruus (F) ja lumen vesiaron vuosimaksimi (S). Nomogrammia käytettäessä lumen vesiarvo on otettava mallin perustana olleiden arvojen mukaan. Nämä on esitetty kuvassa 14.



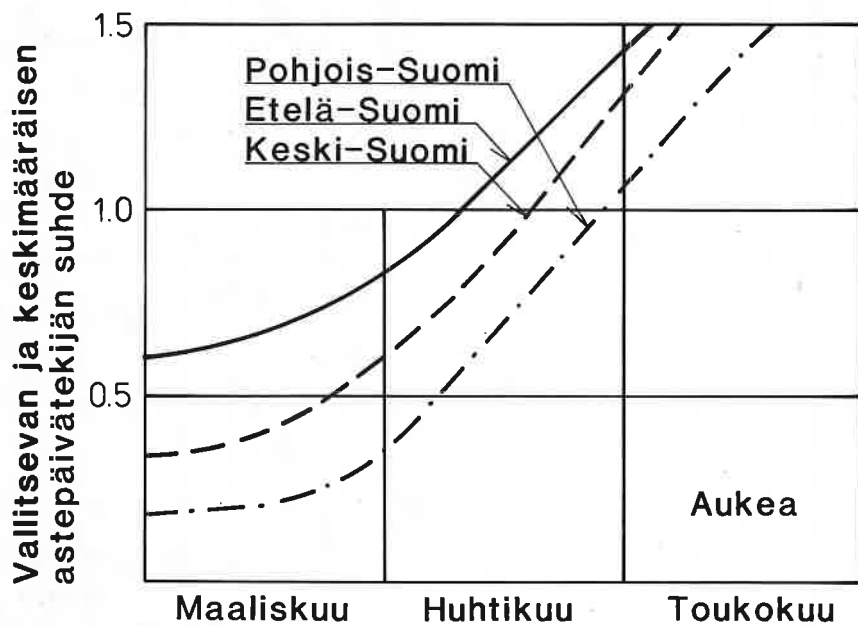
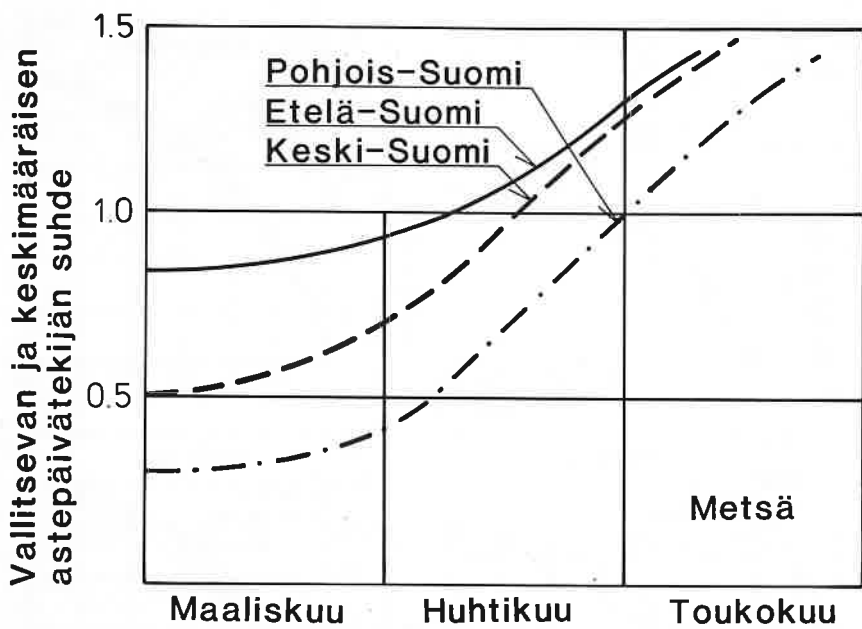
Kuva 9a. Lumen vesiarvon suurin havaittu väheneminen eri puolilla Suomea.



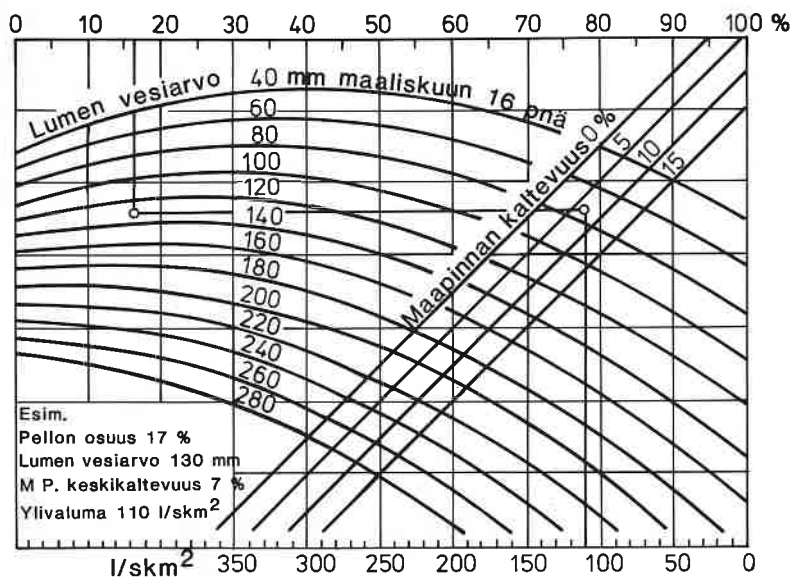
Kuva 9b. Lumen vesiarvon suurin havaittu väheneminen eri maastotyypeissä.



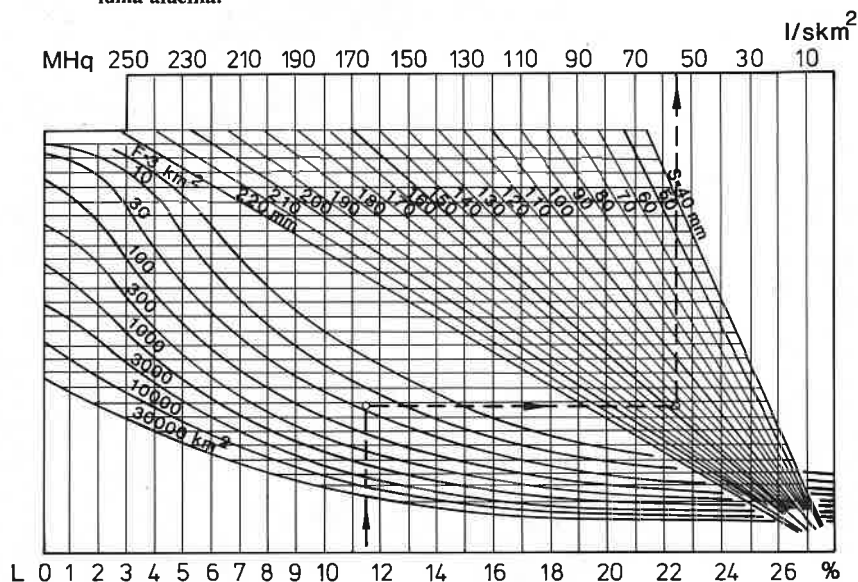
Kuva 10. Lumipeitteen suurin havaittu vedentuotto (= sulanta + sadanta) Huhtisuon, Alasenjärven ja Ylijoen valuma-alueilta.



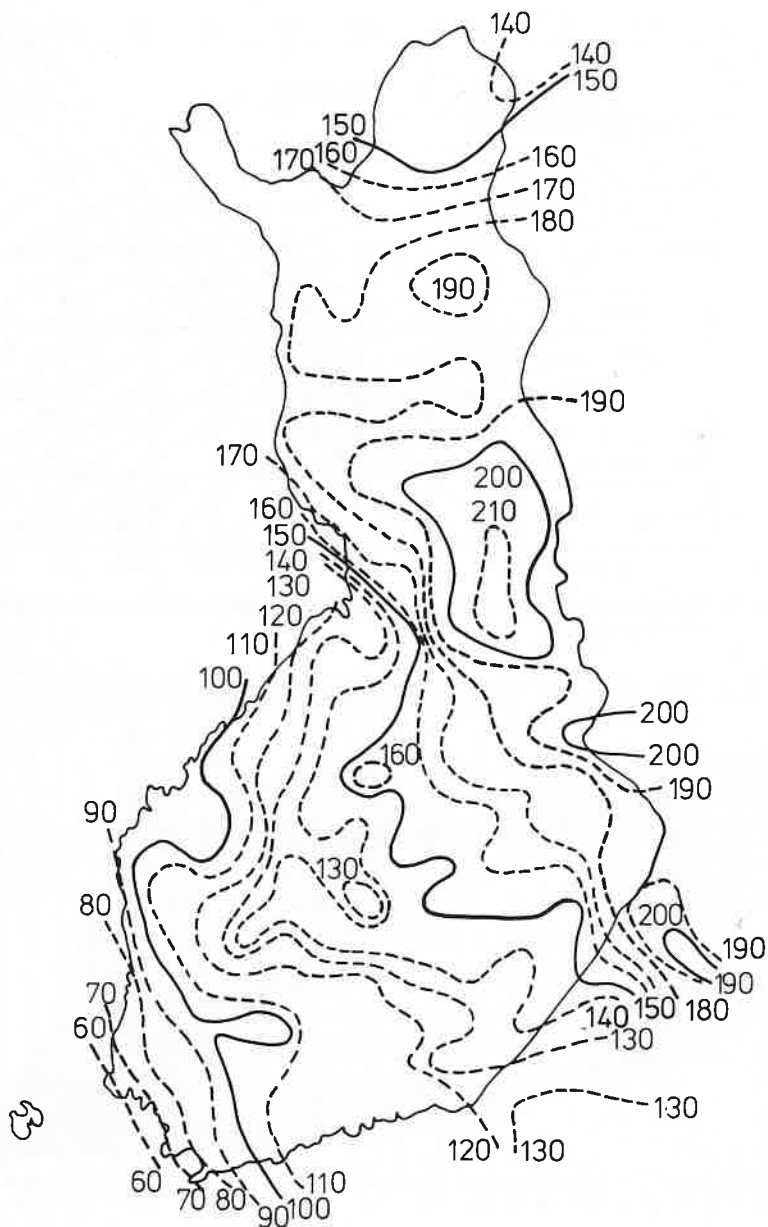
Kuva 11. Astepäivätekijän kehitys mäntymetsässä ja aukealla maan eri osissa.



Kuva 12. Nomogrammi kevätylivaluman arvioimiseksi pienillä (< 200 km²) järveillä ja valuma-alueilla.

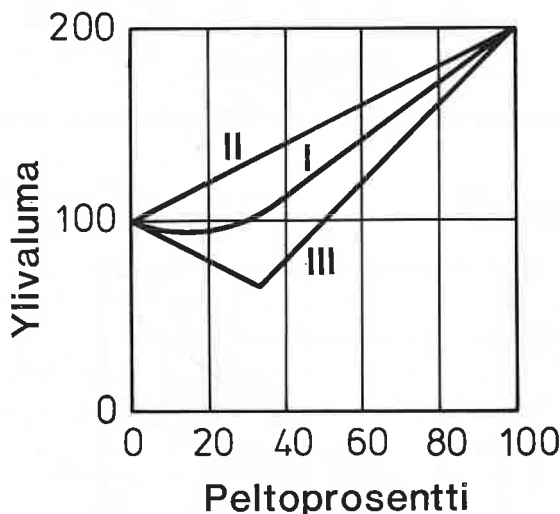


Kuva 13. Nomogrammi lumen sulamisesta aiheutuvan MHq:n ($I/s km^2$) arvioimiseksi järvisyyden (L), valuma-alueen suuruuden (F) ja lumen vesiarvon vuosimaksimin (S) perusteella.



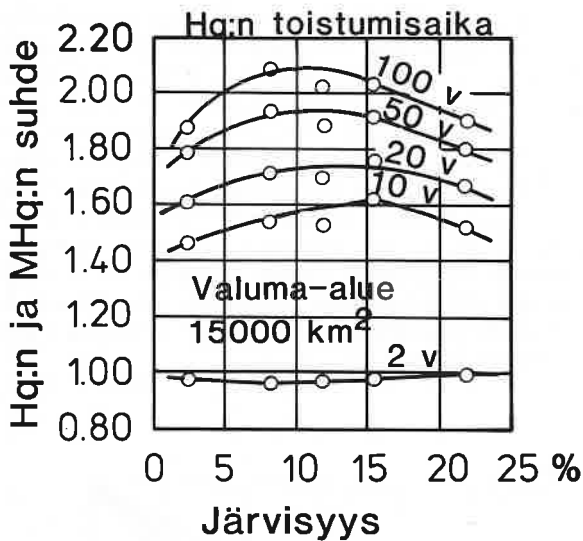
Kuva 14. Lumen vesiarvon keskimääräinen vuosimaksimi (mm) Suomessa vuosina 1892-1941.

Nomogrammit esittävät keskimääräisiä olosuhteita Suomessa. Yksityistapauksissa poikkeamat voivat olla hyvinkin suuria. Erityisesti kuvassa 13 esitetty nomogrammi on laadittu silmälläpitäen Suomessa tyypillistä järvi-alueiden tasaista sijoittumista vesistöalueella. Jos järvet sijoittuvat vesistöalueen latvoille, tulevat keskiylivalumat suuremmiksi ja vastaavasti alajuoksulla sijaitseva suuri järvi voi laskea keskiylivalumaa sen prosenttiosuuden verran, minkä järvi muodostaa valuma-alueen pinta-alasta. Mikäli vesistö on voimakkaasti säännöstellty tai järjestelty, voivat arvot myös tästä syystä muuttua. Jos valuma-alueella on runsaasti karkeitä maalajeja, pienenevät ylivalumat. Pellon vaikutus on monitahoinen ja riippuu mm. peltojen sijoittumisesta, määrästä, ojitustavasta ja valuma-alueen koosta. Pienillä järvettömillä alueilla keskimääräinen vaikutus ja ääritilanteet on esitetty kuvassa 15.

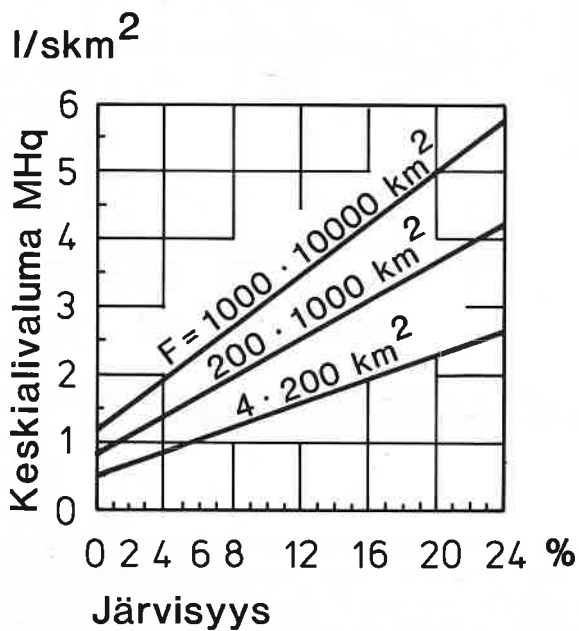


Kuva 15. Peltoalan vaikutus ylivalumaan, kun metsäisen alueen ylivaluma on 100, ja peltoalan 200, I osoittaa keskitilannetta, II ja III ääritilanteita.

Vesirakenteiden mitoituksessa ei yleensä mitoitusvirtaamana käytetä keskiylivalumaa, vaan useasti mitoitus suoritetaan jonkin harvinaisemman ylivaluman perusteella. Kuvassa 16 on esitetty toistumisajan vaikutus ylivalumaan. Esimerkiksi kerran 10 vuodessa tapahtuva ylivaluma alueella, jossa järvisyys on 15%, on n. 1,6-kertainen keskiylivalumaan nähden.



Kuva 16. Ylivaluman suhde keskiylivalumaan alle 15 000 km²:n alueilla.



Kuva 17. Keskiylivaluman riippuvuus valuma-alueen alasta ja järvisyydestä.

Alivalumat ovat tärkeitä erityisesti vedenhankinnan kannalta, mutta niillä on merkitystä myös kastelun suunnittelussa. Suomen olosuhteissa alivalumien keskimääräistä riippuvuutta järvisyydestä ja valuma-alueen pinta-alasta on esitetty kuvassa 17.

1.3.3 Mitoitussadanta

Taajama-alueilla ovat vesien varastoimismahdollisuudet vähäiset, ja tästä syystä ylivalumat aiheutuvat lyhytaikaisista rankkasateista. Lähtökohtana esimerkiksi sadevesiviemäreiden mitoitukselle ovat valittu mitoitus sade, viemärintialueen koko ja alueen hydrauliset ominaisuudet.

Mitoitussadetta ei yleensä valita sellaiseksi, että kaikki tunnetut rankkimat sateet mahtuisivat viemäriin. Esimerkiksi kerran 10 vuodessa sattuvan sateen rankkuus on likipitään kaksinkertainen verrattuna kerran 2 vuodessa sattuvaan. Toistumisajan valintaan vaikuttavat viemärintialueen laatu ja käyttö. Sitävastoin rankkuudet ovat jokseenkin samansuuruisia koko maassa. Kuvassa 18 on esitetty lyhytaikaisten sateiden rankkuus Helsingissä ja Sodankylässä eri toistumisaajoilla. Normaalisti sadevesiviemärit mitoitetaan maassamme rankkasateelle, joka sattuu keskimäärin kerran kahdessa vuodessa, kesto aika 15 minuuttia. Rankkuus on Helsingissä tällöin 120 l/s · ha, mikä on huomattavasti suurempi kuin lumen sulamisen yhteydessä tuleva vesimäärä.

Mitoitusvirtaama lasketaan kaavasta (4)

$$(4) \quad Q = q \cdot \varphi \cdot \psi \cdot A$$

Q = virtaama, l/s

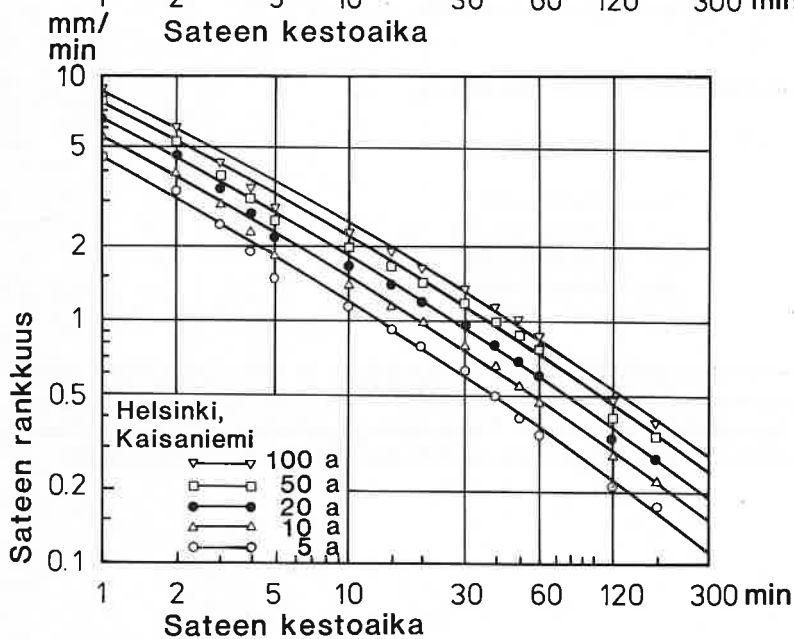
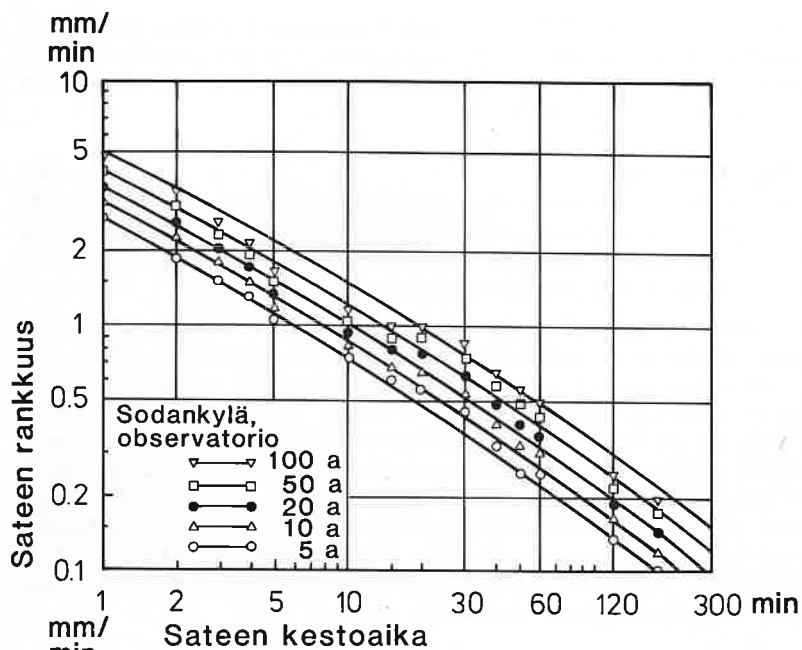
q = mitoitus sade, l/s · ha

φ = valumiskerroin

ψ = hidastumiskerroin

A = alueen pinta-ala, ha

Valumiskerroin vaihtelee pintojen interseptio- ja imeytymisominaisuuksista riippuen välillä 0,05–0,9. Pienillä viemärintialueilla ei hidastumista yleensä oteta huomioon. Vasta alueen kasvaessa 100 ha:a suuremmaksi alkaa hidastuminen merkittävästi pienentää mitoitusvirtaamaa.



Kuva 18. Lyhytaikaisten sateiden rankkuus Helsingissä ja Sodankylässä eri toistumisajoilla.

1.3.4 Salaojituksen mitoitusvaluma

Salaojituksen on riittävän nopeasti pystyttävä johtamaan pelloilta lumen sulamisesta tai rankasta sateesta johtuvat tulvavedet. Mitoituksen perustaksi otettavaan ylivalumaan vaikuttavista tekijöistä olennaisimmat ovat sateen intensiteetti tai lumen vesi-arvo ja maan vedenläpäisevyyssominaisuudet. Ylivaluman suuruus riippuu myös mm. maaston viettävyydestä, haihdunnasta, ojaetäisyydestä ja ojasyvyydestä.

Edellä saatiin kuvan 10 perusteella 5 vrk:n keskimääräisen maksimisu-lannan aiheuttamaksi valumaksi aukealle 1,2 l/s · ha. Kun on otettu huomioon maalajin vaikutus vedenläpäisevyyteen on Suomessa päädytty taulukossa esitettyihin mitoitusvaluman arvoihin.

Keski- ja Itä-Suomessa käytetään 20% taulukkoarvoja suurempia valumia. Oulujoen pohjoispuolella (merenrannikkoa lukuunottamatta) vastaava korjaus on 30–50%. Siten tulee otetuksi huomioon lumen vesi-arvon ja maaston korkeussuhteiden alueellinen vaihtelu.

Salaojitettaessa notkoja ja kosteikkoja käytetään 50% esitettyjä suurempia valumia. Virtaamat lähteistä pyritään arvioimaan maastossa erikseen

Taulukko 3. Mitoitusvaluman vaihtelu maaperän mukaan

Salaojitetut alueet	Vesimäärä	ha:lta
Tiiviit maat	1	l/sek
Rahkasuot	0,9–1	„
Mutasuot	0,8–0,9	„
Löyhä hietä	0,7–0,8	„
Urpahiesu + saviliejut	0,7	„
Urpasavi + liejut	0,6	„
Urheilukentät + hautausmaat	2	„
Pihamaat, tontit ja tievedet	3	„
Kattovedet maalaistalot	20–30	„
„ koulut, sairaalat, jne	60–100	„
Kestopäällistysten pintavedet (mikäli ei saa nousta tulvaa)	80–100	„
Kenttien ja tonttien pintavedet (Sorapinta)	5–10	„
Salaojitetun pellon pintavedet	0,5–1,0	„

Peltoalueen ulkopuolelta tulevia sivuvesiä mitoitettaessa käytetään suurempia valuma-arvoja, jotka on esitetty taulukossa 4.

Taulukko 4. Sivuvesialueilta tuleva valuma

Sivuvesialueet	Vesimäärä ha:lta	
Metsä- tiivispohjainen	2	l/sek
Metsä- läpäisevä hiekkakangas (mikäli vesiä tulee	0,5–1	„
Metsä- jyrkkä etelärinne	3	„
Pelto (avo-ojissa) eikä ole tietoa salaojituksesta	3	„
Kallio ilman aluskasvillisuutta	3	„

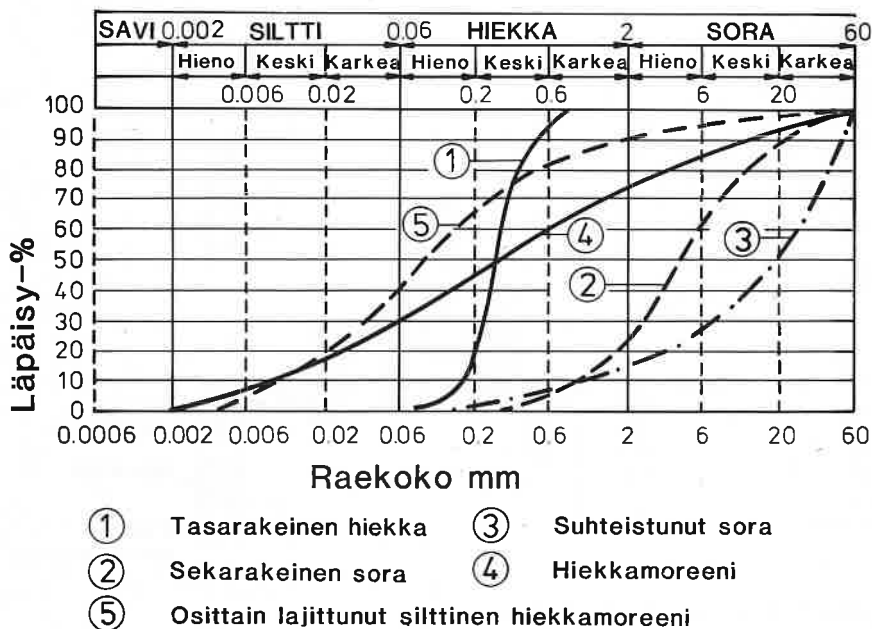
On huomattava, että suurin valuma ei tule joka paikasta samanaikaisesti. Ensin sulaa lumi pelloilta ja etelärinteiltä ja viimeksi pohjoisrinteiltä. Salaojavedet valuvat ennen sivuvesiä, mikä voidaan ottaa huomioon kokonaisvirtaamissa.

2. MAAVESIEN SITOUTUMINEN JA MAANKOSTEUS

2.1 Maaperän ominaisuudet

Maa on muodostunut kiinteistä, nestemäisistä ja kaasumaisista osista, joiden suhteet maaperän pintaosissa vaihtelevat mm. vuodenaikojen mukaan. Kiinteät osat ovat orgaanisia tai epäorgaanisia maapartikkeleja ja nestemäiset osat ovat vettä, joka aina sisältää liuenneita aineksia. Kaasumaiset osat ovat ilmaa, jossa hapen, typen, hiilidioksidin ym. suhteet ovat hieman erilaiset kuin ilmakehässä. Maaperässä on jatkuvasti käynnissä erilaisia fysikaalisia ja kemiallisia prosesseja sekä pintaosissa myös biologista toimintaa niin, että nimenomaan pintakerroksessa maa on ainekoostumuksena dynaaminen. Erityisesti on mainittava vesipitoisuuden ja veden olomuodon vaihtelut, jotka muuttaessaan tilavuusyksikön ainesuhteita muuttavat samalla myös maan fysikaalisia ja kemiallisia ominaisuuksia.

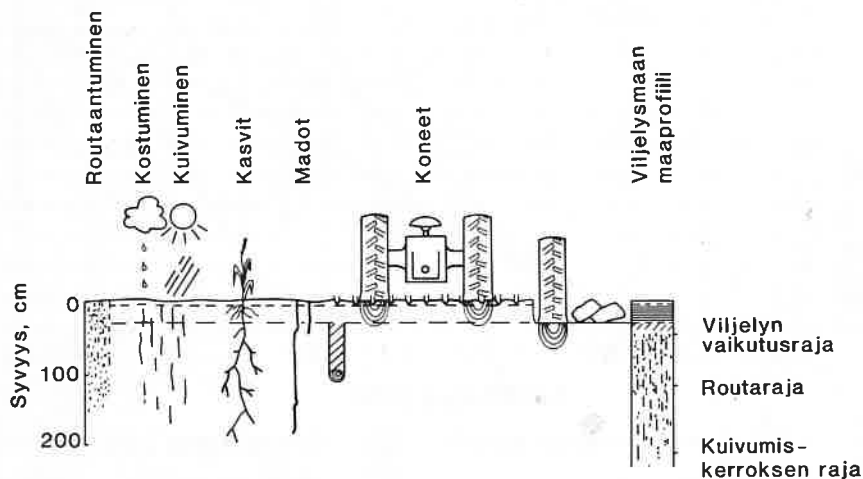
Maan yksittäisten partikkeleiden koko saattaa vaihdella suuresti, selvästi silmin havaittavasta aina kolloidisiin partikkeleihin. Partikkeleiden kokojakautuma määrää **maan testtuurin** eli rakeisuuden. Kuvassa 19 on esitetty eräiden maalajien rakeisuuskäyrät.



Kuva 19. Eräiden maalajien rakeisuuskäyrät.

Maan struktuurilla eli rakenteella tarkoitetaan sitä tapaa, jolla maan yksittäiset partikkelit ovat kerrostuneet ja liittyneet toisiinsa. Karkearakeisissa maissa rakeet ovat yksittäin ja rakenne on ns. hiukkeinen. Savimaisissa partikkelit ovat liittyneet toisiinsa muodostaen ns. mururakenteen. Mururakenteen ominaisuuksiin vaikuttavat ratkaisevasti maan raekoosumus ja humuksen määrä. Mururakenne edellyttää, että maassa on riittävän suuri määrä kolloidisia aineksia, jotka sitovat muruissa olevat hiukaset yhteen. Mururakenteen syntyminen ja säilyminen riippuu myös maan kosteussuhteista, kolloidikompleksissa olevista vaihtuvista ioneista ja maan mikroelämästä. Ihanteellisessa mururakenteessa pääosa maa-aineksesta on ryhmittynyt 1–5 mm:n läpimittaisiksi muruiksi, jotka kestävät sadeepisaroiden iskut ja vedessä liottamista sekä ovat huokoisia.

Kuivatuksen kannalta edellä kuvattua mikrostruktuuria tärkeämpi on ns. makrostruktuuri, joka sisältää mikrostruktuurin ohella myös mm. roudan ja kuivumiskutistumisen aiheuttamat onkalot ja halkeamat sekä juurten ja matojen tekemät reiät. Maan pintakerroksen makrostruktuuri on jatkuvasti muutostilassa. Luonnon omien prosessien lisäksi rakenteeseen vaikuttavat kuivatus- ja viljelytoimenpiteet (kuva 20).



Kuva 20. Maan rakenteeseen vaikuttavia tekijöitä.

Kuivumiskutistuminen on maan vesisuhteita ajatellen tärkeä fysikaalinen ominaisuus. Sen johdosta syntyy maahan rakoja, joita myöten vesi pääsee liikkumaan sellaisissakin maalajeissa, jotka muutoin olisivat erittäin vaikeasti läpäiseviä. Kuivumiskutistuminen aiheuttaa myös maanpinnan painumista, joka turve- ja liejumaissa voi olla kymmeniä prosentteja näiden kerrosten paksuudesta.

Tärkeimpiä syitä maan kuivumiskutistumiseen on se, että hienojakoisten hiukkasten ympärillä ollut vesi poistuu maan kuivuessa, jolloin hiukkaset pääsevät lähemmäksi toisiaan ja maan tilavuus pienenee. Erityisesti orgaanisissa kolloideissa tapahtuu pysyviä muutoksia, kun niitä ympäröivät vesivaipat ohenevat.

Maan halkeilu sekä veden siirtyminen maan huokosia myöten kapillaarisesti ja kasvien juuriston imuvoiman vaikutuksesta edistää maan kuivumista syvemmillä siinä määrin, että kuivumiskutistumista voi tapahtua pohjavesitasoon asti. Lisääntynyt paine tiivistää kutistuvia maita sen alapuolellakin.

Liejupitoisissa maissa kuivumiskutistuminen jää pysyväksi, kun taas esimerkiksi lihavissa savissa halkeilun synnyttämät raot painuvat sateiden jälkeen lähes umpeen. Liejumaissa kuivumiskutistuminen on suoraan verrannollinen maasta poistuneen veden määrään sekä riippuvainen orgaanisten aineiden pitoisuudesta (taulukko 5).

Taulukko 5. Liejumaiden kuivumiskutistumisen riippuvuus orgaanisen aineen määrästä.

Orgaanista ainetta %	pituuskutistuminen %	tilavuuskutistuminen %
4	13	34
4 – 8	19	48
8 – 12	25	51
12 – 16	28	65
16 – 20	29	69
20	34	71

Huokoisuus, jolla tarkoitetaan huokosten osuutta kokonaistilavuudesta, voi vaihdella kivennäismailla 30–50% välillä. Karkearakeiset maat ovat yleensä vähemmän huokoisia kuin hienorakeiset maalajit, vaikka yksittäisen huokosen keskikoko onkin suurempi. Tasarakeisessa lajittuneessa maassa hiukkasten suuruudella ei pitäisi kuitenkaan olla vaikutusta huokostilaan, vaan huokoisuus riippuu lähinnä maahiukkasten keskinäisestä asennosta; siitä onko maa hiukkeista vai mururakenteista.

Jos maan raekoostumus vaihtelee suuresti, kuten on laita esimerkiksi moreenilla, maahiukkaset asettuvat paljon tiiviimmin kuin tasarakeisissa lajittuneissa maalajeissa. Pienemmät hiukkaset täyttävät suurempien väliin jäävät aukot. Maan savipitoisuus puolestaan lisää huokoisuutta, sillä savihiukkasten ympärillä on vesivaippa, joka työntää hiukkasia kauemmas toisistaan, savimaissa huokoisuus vaihtelee suuresti aina sen mukaan, miten maa kostuessaan turpoaa tai kuivuessaan kutistuu, muodostaa muruja jne.

Myös maalajien syntytaapa ja vesipitoisuus vaikuttavat huokoisuuteen. Esimerkiksi pohjamoreenit, jotka ovat olleet jäätikön paineen alaisia, ovat tiiviimpiä kuin pintamoreenit. Maan kosteuspitoisuuden kasvu puolestaan aiheuttaa maan huokostilavuuden lisääntymisen maan pintakerroksissa. Syvemmällä maassa painumista ei ole havaittavissa ylempien maakerrosten painon johdosta.

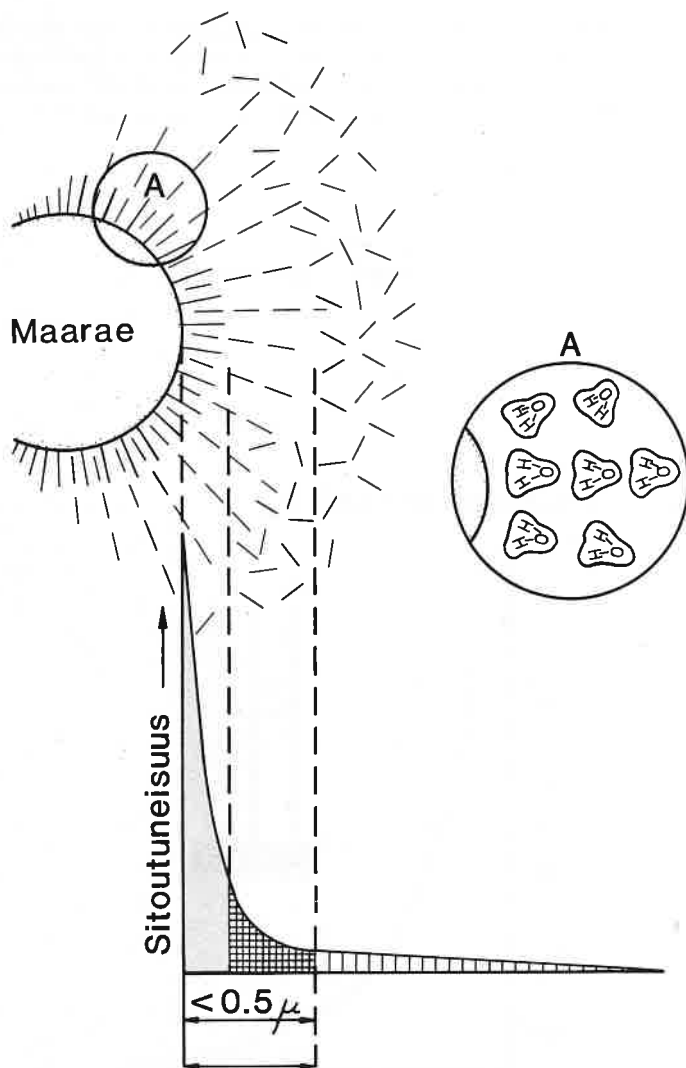
Kokonaishuokoisuus sinänsä ei anna kuvaa maan vedenläpäisyominaisuuksista, vaan oleellisinta on huokosten kokojakautuma.

Maan hienommilla hiukkasilla ja nimenomaan savilajitteilla on erityisen suuri vaikutus maan fysikaalisiin ominaisuuksiin ja vesitalouteen. Tämä johtuu siitä, että hiukkasten väliset reaktiot tapahtuvat suureksi osaksi niiden ulkopintojen välityksellä ja hienorakeisilla maahiukkasilla kokonaispintaa tilavuusyksikköä kohden on paljon. Tästä kokonaispinnasta käytetään nimitystä **ulkoinen tehopinta** tai ominaispinta. Jos maahiukkaset ovat esimerkiksi samankokoisia palloja ominaispainon ollessa 2,7, on ulkoinen tehopinta yhdessä grammassa maata 0,001 m², kun pallojen halkaisija on 2,0 mm, mutta 1,1 m², kun pallojen halkaisija on 0,002 mm. Tehopinta siis kasvaa suoraviivaisesti 1:1 pallojen läpimitan pienetessä. Savilajitteen tehopinta voi siten olla tuhat- ja jopa lähes miljoonakertainen hiekkalajitteeseen verrattuna, joten jo muutama prosentti savilajitetta muuttaa oleellisesti maalajin hydrologisia ominaisuuksia. Samanlainen vaikutus on humuksella, jossa on hiukkasia molekyylisuuruudesta alkaen. Maahiukkasilla voi olla myös ns. sisäistä tehopintaa, sillä yksityiset hiukkaset ovat usein verrattavissa pesusieneen, jossa on huokosia ja muita syvennyksiä.

2.2 Vedenpidätyskyky

2.2.1 Sidosvoimat

Vesi sitoutuu maarakeen pinnalle sähkömagneettisten voimien vaikutuksesta. Vesivaippa, jonka paksuus on suuruusluokkaa 0.0005 mm, kiinnittyy maarakeen pinnalle voimalla, joka on noin 70 000 kertaa painovoiman suuruinen. Sidosvoiman suuruus pienenee, kun etäisyys rakeesta kasvaa (kuva 21).



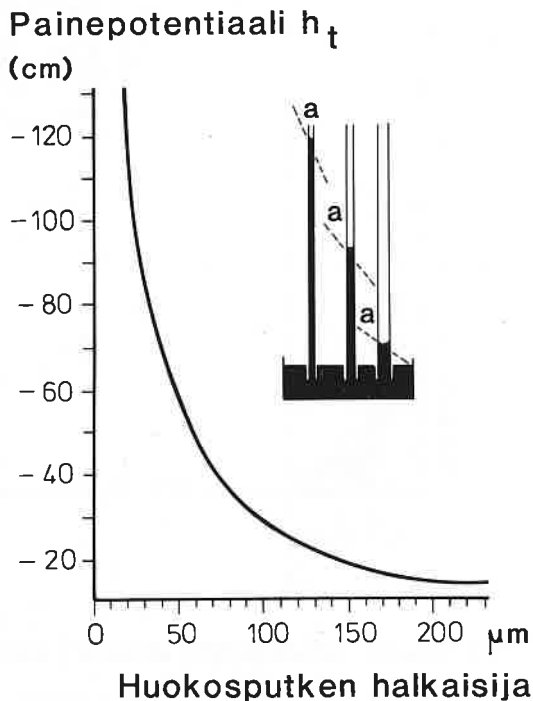
- Vahvasti sitoutunut adsorptiovesi
- Heikosti sitoutunut adsorptiovesi
- Vapaa vesi

Kuva 21. Vesivaipan muodostuminen maahiukkasten ympärille.

Monesti ajatellaan, että maan huokostila muodostuu kapillaariputkista, joissa pintajännitysvoima aiheuttaa tunnetun kapillaari-ilmiön. (kuva 22). Mitä ohuemmasta huokosputkesta on kyse, sitä korkeammalle vesi siinä nousee. Nousukorkeudet voidaan laskea kaavasta (5):

$$(5) \quad h = \frac{0.15}{r}$$

jossa h on nousukorkeus (cm)
 r on huokosputken säde (cm)



Kuva 22. Nousukorkeuden ja huokoskoon välinen riippuvuus.

Eräiden maalajien kapillaariset nousukorkeudet on esitetty taulukossa 6.

Taulukko 6. Kapillaarinen nousu eräillä maalajeilla.

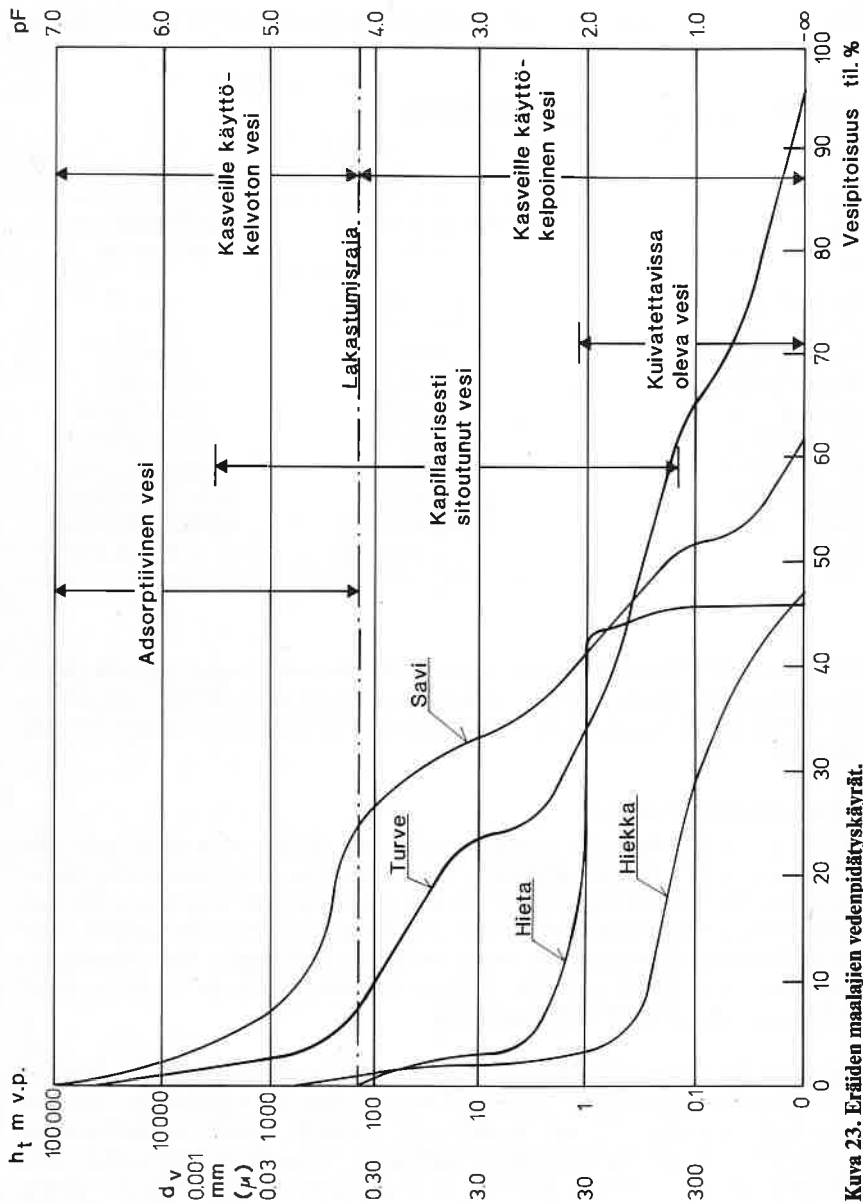
Maalaji	Partikkelikoko mm	Kapillaarinen nousu cm
Karkea sora	20.0–6.0	0.3–1.0
Hieno sora	6.0–2.0	1.0–3.0
Karkea hiekka	2.0–0.6	3.0–10.0
Hieno hiekka	0.6–0.2	10.0–30.0
Karkea hietä	0.2–0.06	30.0–100.0
Hieno hietä	0.06–0.02	100.0–300.0
Karkea hiesu	0.02–0.006	300.0–1000.0
Hieno hiesu	0.006–0.002	1000.0–3000.0
Savi	0.002–0.0002	3000.0–30000.0
Savi	<0.0002	> 300.0 (m)

Kapillaarisen nousun ansiosta voivat kasvit kuivina kausina saada tarvitsemansa veden. Kapillaarisen nousun korkeus ei tosin tällöin ole yksinomaan ratkaiseva tekijä, vaan merkitystä on nimenomaan nousevilla vesimäärillä.

2.2.2 Vedenpidätyskäyrä

Maan kyvystä sitoa vettä saadaan parhaiten käsitys vedenpidätyskäyrän avulla (kuva 23). Vedenpidätyskäyrän saamiseksi kohdistetaan kyllästettyyn maanäytteeseen imu. Imun ollessa pieni maa ei luovuta vettä lainkaan, mutta kun imua kasvatetaan ns. ilman sisääntulopisteeseen, suurimmat huokokset tyhjenevät. Imua edelleen lisättäessä yhä pienemmät huokokset luovuttavat vetensä. Vedenpidätyskäyrä kuvaa imun ja maan vesipitoisuuden välistä vuorosuhdetta.

Vedenpidätyskäyrä piirretään siis koordinaatistoon, jossa toisena akselina on vesipitoisuus ja toisena imu, joka usein ilmaistaan vesipatsaan korkeutena (h_t). Kuvassa 23 on h_t -asteikon vieressä toinen asteikkojaotus, d_v -asteikko. d_v on huokosputken halkaisija, jossa kapillaarivoimat ovat tasapainossa imuvoiman kanssa. h_t :n ja d_v :n välillä vallitsee yhteys $h_t = 0,30/d_v$. Vedenpidätyskäyrä kuvaa näinollen myös maan huokoskojakautumaa.



Kuva 23. Eräiden maalaajien vedenpidätyskäyrät.

Diagrammin oikeassa reunassa on kolmas jaoitus, ns. pF-asteikko. pF-luvulla tarkoitetaan imun kymmenlogaritmia, kun imu on ilmaistu yksikössä cm vesipatsasta.

Maaveden sitoutumisen voimakkuus vaihtelee valtavalla välillä, $h_t = 0 \dots 100\,000$ m v.p.. Huokokset ovat täynnä vettä, kun $h_t = 0$, ja täysin kuivat, kun $h_t = 100\,000$ m v.p.. Kuvaan 23 on merkitty eräitä keskeisiä kosteusrajoja. Kuivatustoimenpiteillä pohjavedenpinta pidetään yleensä tason 1,0...1,2 m alapuolella. Tällöin 30 kokoluokkaa suuremmat huokokset tyhjenevät maan pintakerroksissa ja ilma korvaa poistuneen veden. Poistunutta vettä nimitetään kuivatettavissa olevaksi vedeksi ja maan sanotaan olevan kenttäkapasiteettitilassa.

Kasvit kykenevät kehittämään imun, jonka suuruus on 150 m v.p.. Tätä imua nimitetään sattuvasti lakastumisrajaksi. Lakastusmiserajaa pienemmillä imulla sitoutuneet vedet ovat siis kasvien käytettävissä.

Diagrammin keskiosassa on kapillaarisesti sidotun veden vyöhyke, joka karkeasti ulottuu alhaalla 15...20 m v.p. imuun ja ylhäällä 2000...3000 m:n imuun ($d_v = 0,01$). Tämän vyöhykkeen yläpuolella on alue, jossa vesi on adsorptiivisesti sidottua. Kapillaarisesti sidottu vesi on suurelta osin kasvien käytettävissä. Adsorptiivisesti sidottu vesi on taas kasvien saavuttamattomissa.

Maassa voidaan erottaa kahdenlaista huokoisuutta: tekstuurin eli reakoostumuksen määräämä huokoisuus ja struktuurin eli rakenteen määräämä huokoisuus. Ensinmainitussa tapauksessa huokokset sijaitsevat partikkelien välissä, kun taas struktuurin määräämät huokokset ovat huokosia muurjen välissä. Huokosten koossa on merkittävä ero: tekstuurihuokokset ovat pieniä, struktuurihuokokset suuria.

Kuivatettavissa olevan veden määrä määräytyy lähinnä suuremman huokossysteemin eli struktuurin perusteella. Kapillaarisesti sidotun veden määrään vaikuttaa merkittävimmin taas maan raekoostumus. Kuivatuksen poistaessa ns. vapaan veden on nimenomaan kapillaarisesti sidotun veden määrä merkittävin kasvien kannalta. Adsorptiivista vettä nimitetään usein hygroskooppiseksi vedeksi, jolla tarkemmin ottaen tarkoitetaan sitä vesimäärää, jonka kuiva maa imee saadakseen kosteustilansa vastaamaan ilman kosteutta.

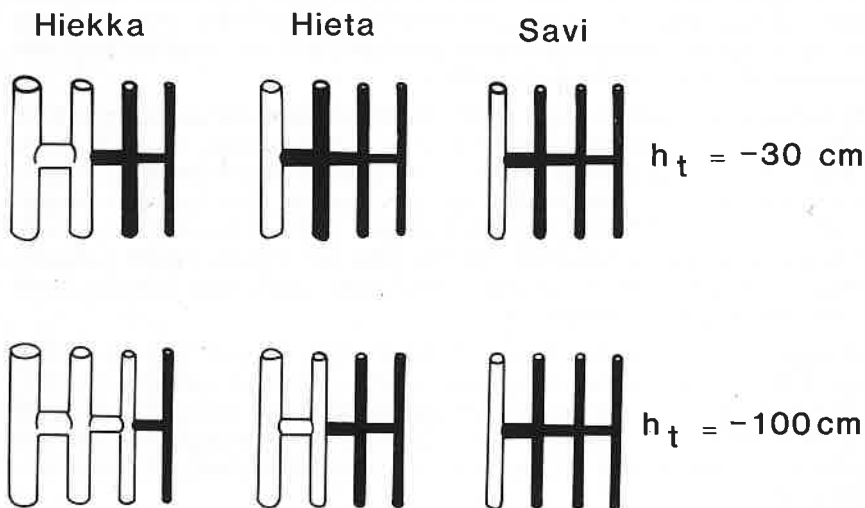
Kuvassa 23 on esitetty hiekan ($0.6 < d < 0.2$), hiedan ($0.2 < d < 0.06$), saven ($d < 0.002$) ja maatumattoman turpeen vedenpidätyskäyrät. Eri materiaalien välillä on suuria eroja. Maan ollessa täysin kyllästyneessä tilassa on vesipitoisuus yhtä suuri kuin kokonaishuokoisuus n . Hiekalla $n = 46.6$, karkealla hiedalla 45.9, savella 61.5 ja turpeella peräti 95.0 tilavuusprosenttia.

Kun vettä imetään 10 cm:n imulla niin havaitaan, että hietaa lukuunottamatta materiaalit luovuttavat merkittäviä määriä vettä. Vastaavat huokokset täyttyvät ilmalla. Kun $h_t = 0.1$ m v.p. poistuu hiekasta vettä 18 tilavuusprosenttia, hiedasta ei juuri mitään, savesta 10 tilavuusprosenttia ja turpeesta 30 tilavuusprosenttia. Kun imua lisätään normaaliin kuivatus-syvyyteen eli 1,0 metriin ja oletetaan, että pohjavedenpinta on tällä syvyydellä, niin pintakerrokseen aiheutuu imu $h_t = 1,0$ v.p. Diagrammin mukaan maahan jää vettä maalajista riippuen seuraavasti: hiekka 3.6, hieta 41,5, savi 41.4 ja turve 34.0 tilavuusprosenttia. Pohjaveden pinnan alentamisella maanpinnasta 1,0 metrin syvyyteen saadaan näin ollen pintakerroksesta poistumaan vettä hiekasta 43, hiedasta 4, savesta 20 ja turpeesta 61 tilavuusprosenttia.

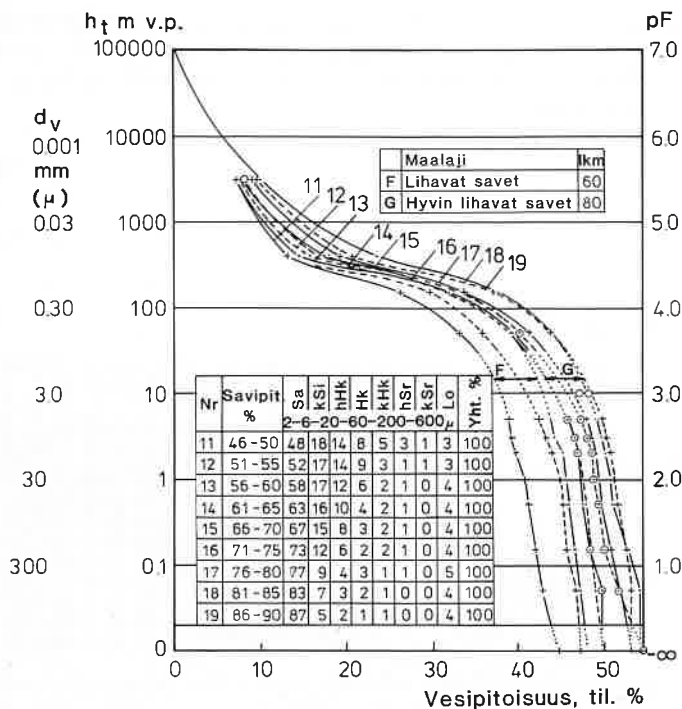
Lakastumisrajalla vesipitoisuudet ovat seuraavat: hiekka 1.0, hieta 0.2, savi 24.1 ja turve 6.8 tilavuusprosenttia. Kasvien käytettävissä on näin ollen kuivatuksen jälkeen vettä hiekassa 2.6, hiedassa 41.3, savessa 17.3 ja turpeessa 27.2 tilavuusprosenttia.

2.2.3 Saviaineksen ja humuksen merkitys

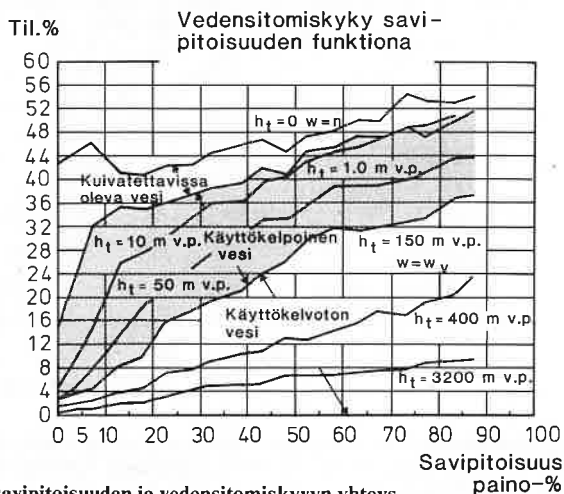
Vedenpidätyskäyrä kuvaa maan huokoskoon jakautumaa. Karkeissa maalajeissa huokokset ovat suuria ja jo pieni imu saa ne tyhjenemään vedestä. Sensijaan suuri savipitoisuus merkitsee pieniä huokosia, joihin vesi on lujasti sitoutunut. Savipitoisuuden merkitystä selventää kuva 24.



Kuva 24. Veden pidättyminen kolmessa eri tyypisessä maalajissa imun arvoilla -30 cm ja -100 cm.

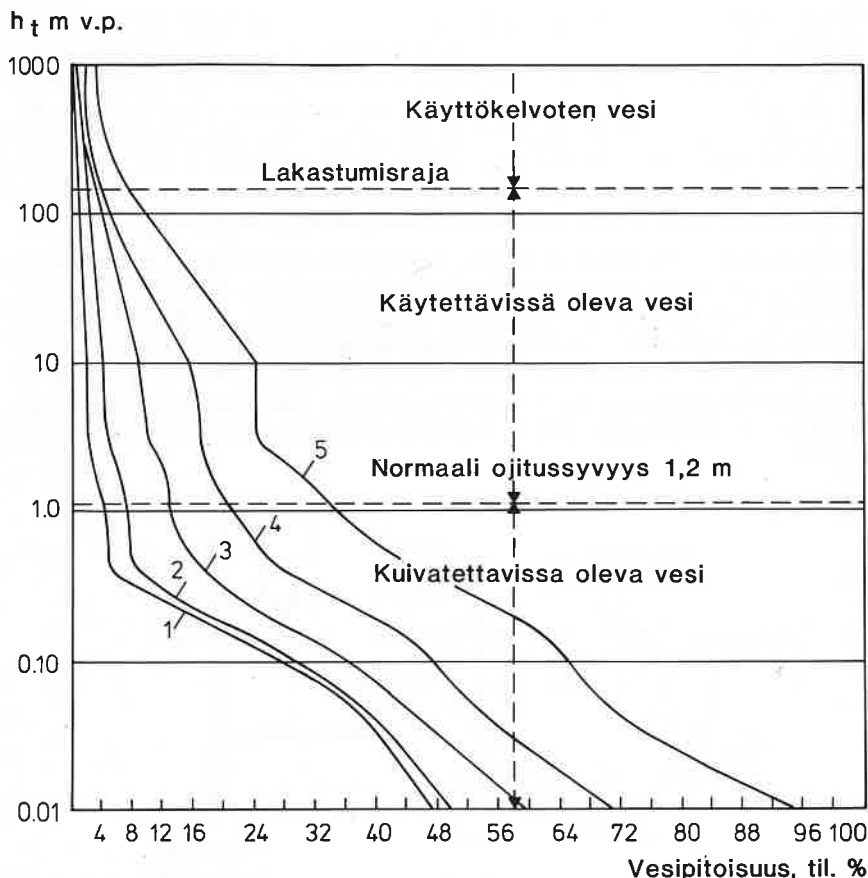


Kuva 26. Vedensitoutumiskäyriä eri maalajeille. Käyrät ovat keskiarvokäyriä savipitoisuusluokille 46-50, 51-55...86-90% saviainesta.



Kuva 27. Maan savipitoisuuden ja vedensitomiskyvyn yhteys.

Savipitoisuuden ohella humuksen määrä vaikuttaa merkittävästi maan vedenpidätyskykyyn (kuva 28). Humuspitoisuuden kasvu lisää maan tehopintaa, edesauttaa mururakenteen syntymistä ja luo maahan kasvien vedensaannin kannalta suotuisan huokoskoon.



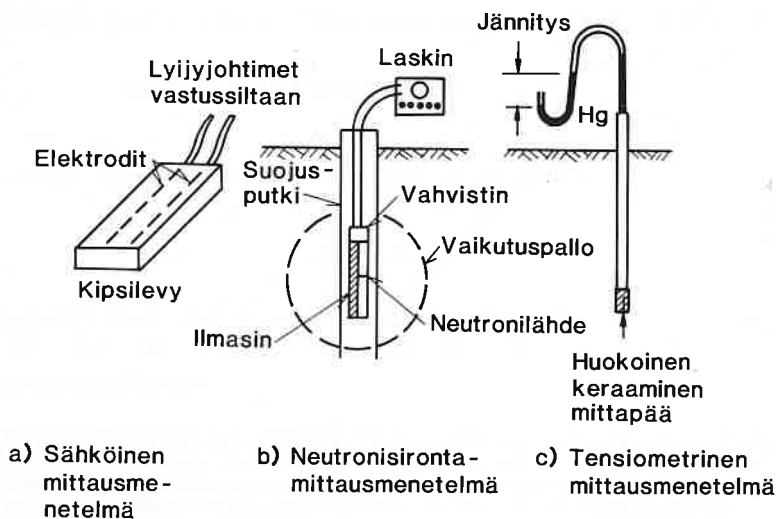
Kuva 28. Vedensitomiskyvyn riippuvuus humuksen määrästä. Hiekkaan on sekoitettu vaihtelevia määriä humusta. Käyrä 1 vastaa puhdasta hiekkaa, 2 hiekkaa, johon on sekoitettu 0,7 painoprosenttia humusta, 3 tilannetta, jossa humusta on 2,1% ja 4 tilannetta, jossa humusta on 6,0%. Käyrä 5 esittää turpeen vedensitomiskykyä. Kuivatussyvyydellä 1 m lisääntyy hyödyllisen vesivaraston määrä 20 cm:n muokauskerroksessa 25 mm, jos hiekkaan sekoitetaan 6% humusta.

2.3 Maankosteuden mittaaminen

Maankosteuden määrittämisessä on kysymys yhtäältä vesipitoisuuden ja toisaalta maaveden irrottamisessa tarvittavan energian suuruuden mittaamisesta. Eri menetelmillä tähdätään jomman kumman ominaisuuden määrittämiseen, mutta koska kosteuspitoisuuden ja maavesien energiasidonnaisuuden välillä on olemassa tietty maalajikohtainen suhde, voidaan toisen suuruus määrittää toisen suuruutta koskevien mittausten avulla.

Mittausmenetelmät voidaan jakaa välittömiin ja välillisiin menetelmiin. Välittömissä menetelmissä määritetään suoraan maan vesipitoisuus maaperästä otetusta näytteestä. Vesi poistetaan näytteestä joko fysikaalisesti tai kemiallisesti, ja poistuvan veden määrä mitataan. Yleisimmässä ns. gravimetrisessä menetelmässä näyte punnitaan luonnontilassa ja 105°C asteen lämpötilassa kuivatettuna, jolloin erotus ilmaisee maan vesipitoisuuden. Gravimetrisen menetelmä on yksinkertainen mutta varsin hidas ja työläs eikä määrittystä voi tehdä samasta pisteestä uudestaan.

Välillisissä menetelmissä ei mitata suoraan vesipitoisuutta, vaan jotain muuta maan keskussuhteita ilmentävää ominaisuutta. Välillisiä menetelmiä ovat mm. sähköiseen vastukseen ja kapasitanssiin, maaveden kosteusmuun (tensiometrit) ja radioaktiiviseen säteilyyn perustuvat menetelmät (kuva 29). Välillisten menetelmien käyttö edellyttää yleensä, että havaitun ominaisuuden ja maankosteuden välinen yhteys on pistekohtaisesti määrätty suorittamalla riittävä määrä (samanaikaisesti) välittömiä mittauksia.



Kuva 29. Maankosteuden mittaamiseen käytettyjä menetelmiä.

Yleisimmin maankosteuden mittaus tapahtuu ns. neutronimittarilla. Neutronimittarin sondi lasketaan maahan lyötyyn suojusputkeen halutulle syvyydelle. Sondissa on radioaktiivinen säteilijä, joka lähettää ympäristöönsä neutroneja. Mitä kosteampaa maa on, sitä suurempi osa neutroneista menettää nopeuttaan. Hidastuneiden neutronien määrä voidaan mitata ja näin saadaan selville maan kosteuspitoisuus. Neutronimenetelmä on luotettava ja nopea, ja sillä voidaan mitata kosteuden muutoksia samassa kohdassa jatkuvasti.

Toinen radioaktiivinen menetelmä on gammasäteilyn mittaaminen. Menetelmä perustuu gammasäteilyn imeytymiseen väliaineeseen.

Suhteellisen kosteissa maissa ($pF < 2,9$) voidaan maankosteuden mittaamiseen käyttää myös ns. tensiometriä, jolla maan imuvoima mitataan suoraan esim. manometrin avulla. Kun maan imuvoima tunnetaan, saadaan maankosteus selville vedenpidätyskäyrän avulla.

3. VEDEN LIIKKEET MAAPERÄSSÄ

3.1 Maaveden potentiaalit

Kappaleella oleva kokonaisenergia jaetaan klassisessa fysiikassa kineettiseen energiaan ja potentiaalienergiaan. Maaveden liike on yleensä siksi hidasta, että virtausnopeuden neliöön suoraan verrannollinen kineettinen energia jää merkityksettömän pieneksi. Maavedellä on näin ollen energiaa, potentiaalia, käytännöllisesti katsoen sen verran, kuin sillä on potentiaalienergiaa.

Maaveden potentiaalilla tarkoitetaan sitä työtä, joka tarvitaan massayksikön suuruisen vesimäärän siirtämiseen perustasolta tarkasteltavaan kohtaan.

Kokonaispotentiaali muodostuu useista komponenteista, mutta merkitystä on yleensä vain seuraavilla:

$$(6) \quad h_{\text{kok}} = h_g + h_t + h_{\text{osm}}$$

jossa h_{kok} = kokonaispotentiaali
 h_g = painovoimapotentiaali
 h_t = paine- eli matrikpotentiaali
 h_{osm} = osmoottinen potentiaali

Painovoimapotentiaali, h_g

Jokaista maapallon pinnalla olevaa kappaletta vetää kohti maapallon keskustaa voima, jonka suuruus on kappaleen massan ja painovoiman kiihtyvyyden tulo. Jos kappaletta nostetaan ylemmäs, joudutaan tekemään työtä. Tehty työ varastoituu kappaleeseen painovoimapotentiaaliksi. Tämän määrä riippuu kappaleen sijainnista painovoimakentässä.

Maavedellä oleva painovoimapotentiaali määritellään ao. kohdan etäisyydeksi jostakin mielivaltaisesta vertailutasosta. Jos merkitään tarkasteltavan pisteen ja vertailutasen etäisyyttä z , vedellä olevaa massaa m ja tiheyttä δ sekä painovoiman kiihtyvyyttä g , on painovoimapotentiaali:

- massayksikköä kohti gz
- tilavuusyksikköä kohti δgz
- painoyksikköä kohti z

Painovoimapotentiaalın suuruus riippuu siis ainoastaan tarkasteltavan kohdan suhteellisesta korkeustasosta.

Painepotentiaali, h_t

Pohjaveden pinnan alapuolella vallitsee hydrostaattisen paineen suuruinen ylipaine, kun taas pohjavedenpinnan yläpuolella maan imua aiheuttavat voimat aikaansaavat veteen alipaineen. Pohjaveden pinnassa paine on ilmanpaineen suuruinen. Kun ilmanpaine yleensä otetaan vertailutasoksi, on painepotentiaali pohjavedenpinnan alapuolella positiivinen, yläpuolella negatiivinen. Viimemainittua kutsutaan yleensä matrikpotentiaaliksi.

Painepotentiaalın suuruus on mukavinta ilmaista painoyksikköä kohti, koska tällöin päästään laatuun cm vesipatsasta. Maan vedenpidätyskäyrä kuvaa matrikkelipotentialin ja maan kosteuden välisen yhteyden.

Osmoottinen potentiaali, h_{osm}

Maavedessä liuenneena olevat aineet alentavat yleisesti ottaen veden potentiaalia. Osmoottinen potentiaali tarvitsee kuitenkin kehittyäkseen puoliläpäisevän kalvon, joka erottaa eri väkevyiset liuokset toisistaan. Näinölen sillä on merkitystä lähinnä juurten vedenottotapahtumassa.

Hydraulinen korkeus, H

Painovoima- ja painepotentiaali määräävät käytännössä maaveden energiatilan. Näiden summaa nimitetään hydrauliseksi korkeudeksi H :

$$(7) \quad H = h_g + h_t$$

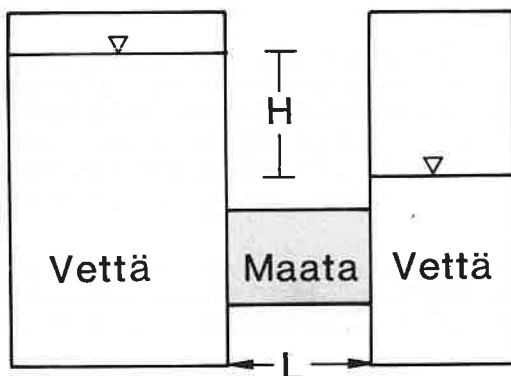
3.2. Darcyn laki ja hydraulinen johtavuus

Luonnossa energiaerot pyrkivät tasoittumaan. Maassa olevien vesien osalta tämä tarkoittaa sitä, että vesi virtaa pienenevän potentiaalın suuntaan. Pohjaveden virtausnopeuden kuvaamiseen on jo toista sataa vuotta käytetty ns. Darcyn lakia (kuva 30).

$$(8) \quad q = K \cdot \frac{H}{L}$$

jossa q = virtaus nopeus (cm/s)
 K = hydraulisen johtavuuden kerroin (cm/s)
 H/L = paineviivan kaltevuus

Hydraulinen johtavuus K riippuu maasta ja veden ominaisuuksista. Maan ominaisuuksista vaikuttavat mm. huokosten muoto, koko ja lukumäärä, veden ominaisuuksista etenkin viskositeetti, joka riippuu voimakkaasti lämpötilasta. Eräitä laboratoriossa mitattuja arvoja on esitetty taulukossa 7.



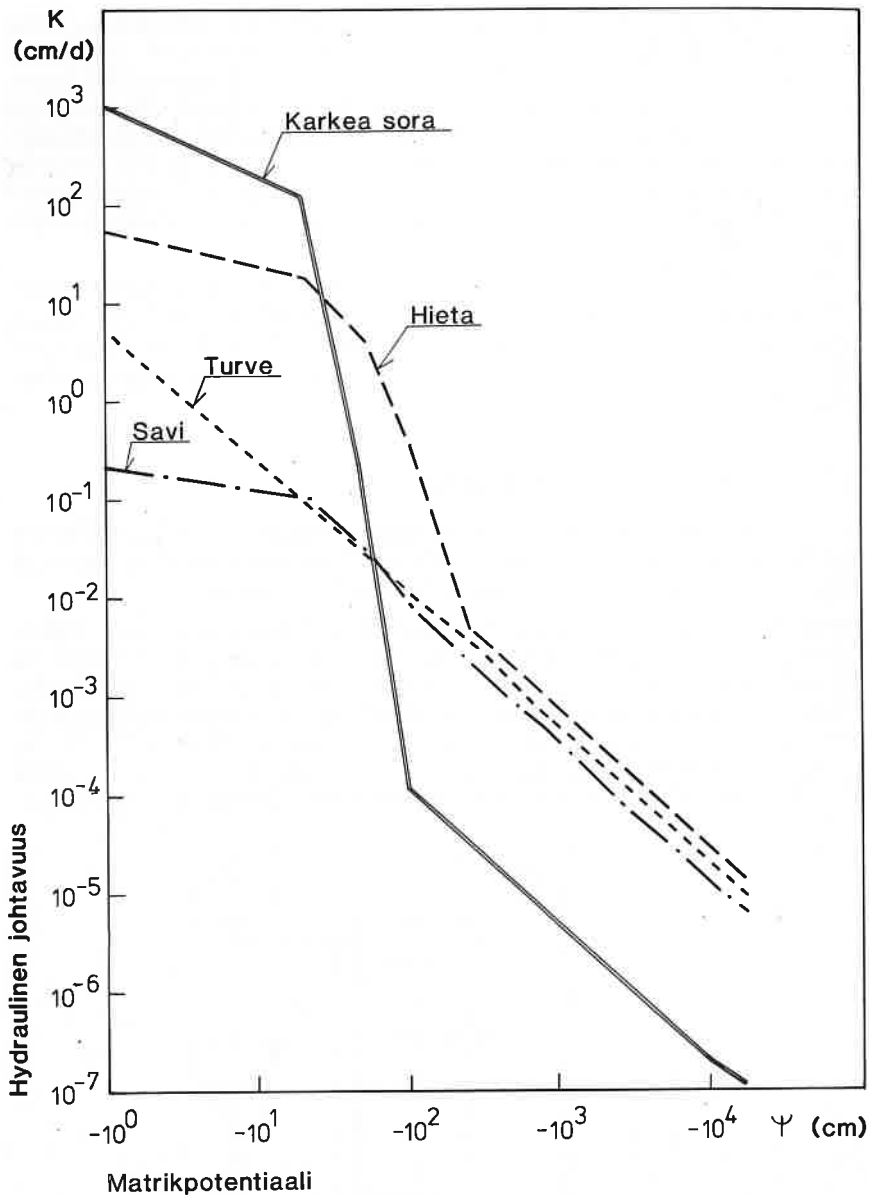
Kuva 30. Darcyn lain periaate.

Taulukko 7. Eräiden maalajien hydrauliset johtavuudet.

maalaji	K (m/s)
Sora	$10^{-1} \dots 10^{-3}$
Karkea hiekka	$10^{-2} \dots 10^{-4}$
Hiekka	$10^{-3} \dots 10^{-5}$
Karkea hieta	$10^{-4} \dots 10^{-6}$
Hieno hieta	$10^{-5} \dots 10^{-7}$
Hiesu	$10^{-6} \dots 10^{-8}$
Savi	$\leq 10^{-9}$

1930-luvulta lähtien Darcyn lakia on sovellettu myös kuvattaessa veden virtausta kyllästämättömässä vyöhykkeessä. Hydraulinen johtavuus luonnollisesti pienenee maan kuivuessa. Mitä kuivempaa maa on, sitä pienemmät huokokset ovat enää veden täyttämiä ja toimivat veden kuljettimina. Hydraulisen johtavuuden riippuvuus matrikpotentiaalin arvosta eräillä maalajeilla on esitetty kuvassa 31. Karkeilla maalajeilla hydraulinen johtavuus pienenee voimakkaasti jo pienillä imun arvoilla ja savellaikin imun arvo $h_t = -100$ cm saa aikaan hydraulisen johtavuuden pienentymisen kyllästyneen tilanteen arvosta $K = 0,2$ mm/d arvoon $K = 0.01$ mm/d.

Hydraulisen johtavuuden määrittäminen voi tapahtua joko laboratoriossa tai kentällä. Laboratoriomittaukset suoritetaan periaatteessa kuvan 32 mukaisesti. Näytteiden pieni koko luonnollisesti rajoittaa mittaustulosten edustavuutta, joten luotettavien tulosten saamiseksi on suoritettava mittauksia lukuisia näytteitä käyttäen. Hydraulisen johtavuuden määrittäminen on tällä tavoin varsin työlästä ja aikaa vievää.



Kuva 31. Esimerkkejä hydraulisen johtavuuden ja matrikpotentiaalin välisestä riippuvuudesta eri maalajeissa.

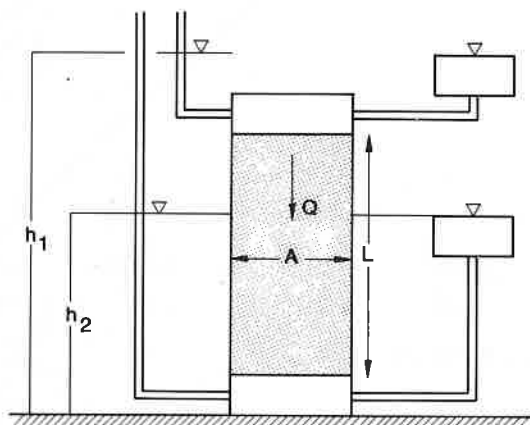
Kenttämittausten menetelmänä yleisin on ns. auger-hole menetelmä, jonka periaate on seuraava. Maahan porataan pohjavedenpinnan alapuolelle ulottuva reikä. Kun vedenpinta siinä on noussut pohjavedenpinnan tasolle, osa vedestä poistetaan. Tämän jälkeinen vedenpinnan nousunopeus rei'issä mitataan. Hydraulinen johtavuus voidaan laskea nousunopeuden ja reiän geometrian perusteella. Jos pohjavedenpinta on syvällä, voidaan hydraulinen johtavuus määrittää ns. käänteisellä auger-hole menetelmällä. Siinä porattu reikä täytetään vedellä ja vedenpinnan alenema mitataan.

Infiltrimetrit tarjoavat toisen mahdollisuuden hydraulisen johtavuuden määrittämiseen kentällä. Infiltrometri on yksinkertaisimmillaan rengas, joka asetetaan halutulle syvyydelle ja täytetään vedellä. Vedenpinnan laskeutumisnopeus mitataan ja tällä tavoin saadaan arvio hydraulisen johtavuuden suuruudelle.

3.3 Veden imeytyminen maahan

Sateena tai sulantana tuleva vesi imeytyy maahan niiden periaatteiden mukaisesti, joita edellä on esitetty. Maan ollessa kyllästyneessä tilassa on imeytymisnopeus yhtä suuri kuin hydraulinen johtavuus.

Veden virtausta ei maassa tapahdu, ellei potentiaalieroja esiinny. Tällainen tilanne on esitetty kuvassa 33, jossa pohjavedenpinta on 100 cm maanpinnan alapuolella ja vertailutaso on asetettu 150 cm:n syvyydelle. Pohjavedenpinnan tasolla matrikpotentiaali $h_t = 0$ ja painovoimapotentiaali $h_g = z = 50$ cm, jolloin hydraulinen korkeus $H = + 50$. 30 cm pohjavedenpinnan alapuolella $h_t = 30$ cm ja $z = 20$ cm, jolloin $H = 30 + 20 = 50$ cm. 30 cm pohjavedenpinnan yläpuolella painovoima-



Kuva 32. Hydraulisen johtavuuden määrittäminen laboratoriossa.

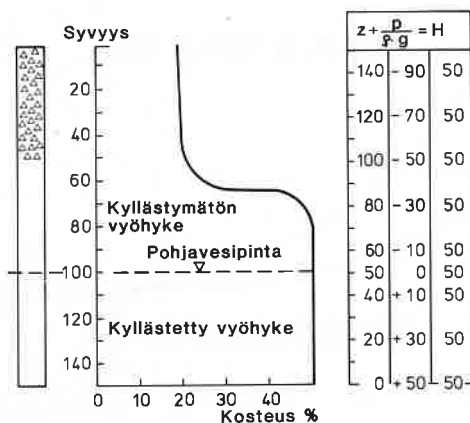
potentiaali on 80 cm. Tässä matrikpotentiaalin on oltava -30 cm, jotta hydraulinen korkeus olisi 50 cm.

Kun tällaiseen kuivatustasapainossa olevan maan pintakerrokseen tulee vettä, niin matrikpotentiaali kasvaa. Niinmuodoin myös hydraulinen korkeus kasvaa ja vesi alkaa virrata alaspäin eli vettä imeytyy maahan. Haihdunta aiheuttaa päinvastaisen tilanteen, sillä sen ansiosta matrikpotentiaali ja hydraulinen korkeus pienenevät ja vesi liikkuu maaprofiilissa ylöspäin (kuva 34).

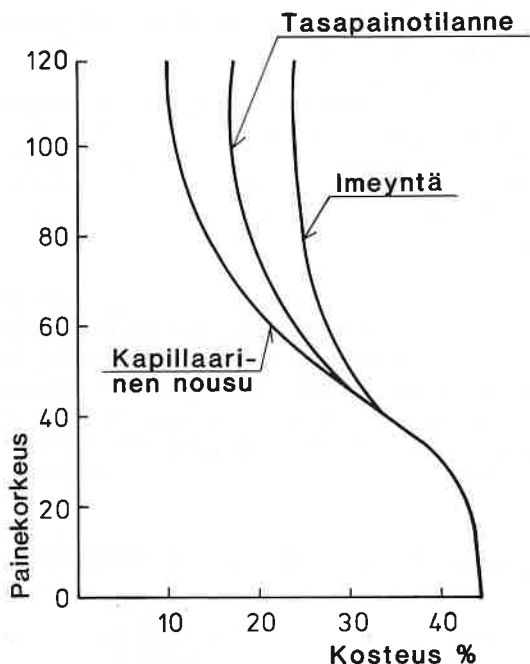
Maan imeyntäkyvyllä on luonteenomaista, että se sadetapahtuman alussa on suhteellisen suuri. Sateen jatkuessa se kuitenkin laskee vakiotasolle, jota nimitetään lopullisesti imeyntäkyvyksi. Imeyntäkyky riippuu maan rakeisuudesta, rakenteesta, kosteusolosuhteista, kaltevuudesta ja kasvi- peitteestä. Niinpä sora tai hiekkamaassa sadevesi imeytyy helposti, kun taas savimaan pinnalle voi jo pienilläkin sateilla muodostua lammikoita. Lopullisen imeyntäkyvyn suuruusluokista eri maalajeissa saadaan käsitys taulukosta 8.

Taulukko 8. Eri maalajien imeyntäkyvyn suuruusluokkaa osoittavia arvoja

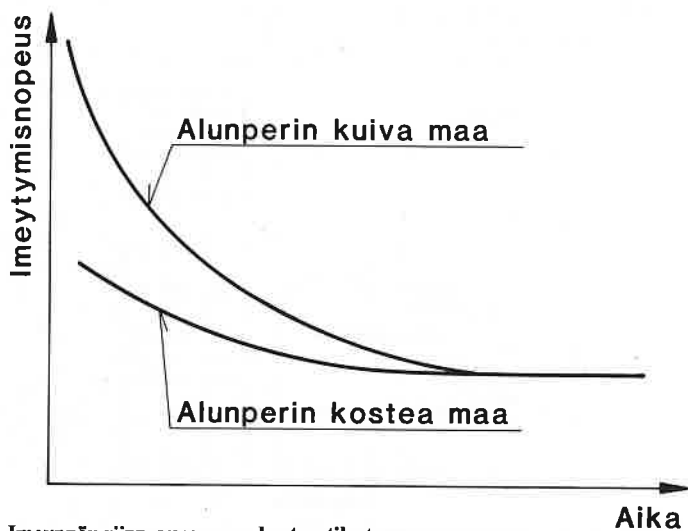
Maalaji	Imeyntäkyky mm/h
Hiekkamaat	20
Hiedat	10...20
Hiesut ja laihat savet	1...5
Lihavat savet	1



Kuva 33. Esimerkki kuivatustasapainotilanteesta.



Kuva 34. Periaatekuva maankosteusprofiilista tasapainotilanteessa, imeyntätilanteessa ja haihduntatilanteessa.



Kuva 35. Imeyntään riippuvuus maan kosteustilasta.

Yleisenä sääntönä maaperän kosteusolosuhteiden vaikutuksesta voidaan todeta, että mitä kosteampi maaperä imeytymisen alkaessa on, sitä pienempi on alkutilan imeytymisnopeus. Lopullinen imeytymiskyky on kuitenkin riippumaton alkukosteustilasta, kuten kuvassa 35 esitetään.

Kasvusto suojaa maanpintaa kovettumiselta ja tällä tavoin lisää imeyntäkykyä. Merkittävää on myös, että kasvien pinnalle pidättyvä vesi, interseptio, pienentää maanpinnalle sateesta tulevan veden määrää. Kasvuston vaikutus määräytyy luonnollisesti vuodenaikojen mukaan. Imeytymisen kannalta parhain tilanne on yleensä heinäkasveja kasvavalla alueella, joilla se on 3,5...7 kertainen verrattuna vastaavanlaiseen paljaaseen maa-alueeseen.

Sateen ominaisuuksista tärkeä on intensiteetti. Mikäli intensiteetti ylittää maan imeytymiskyvyn, alkaa syntyä lammikoita ja ns. pintavaluntaa. Sade voi rikkoa pintakerroksen struktuuria sillä tavoin, että partikkelit joutuvat lähemmäksi toisiaan muodostaen vaikeasti läpäisevän pintakerroksen. Yleisesti ottaen meillä ongelma on kuitenkin vähäinen, sillä sateiden intensiteetti Suomessa on pieni. Paikka paikoin kuivan kuoren muodostuminen voi myös Suomessa olla ongelma. Pahimmillaan kuiva pintakerros saattaa muodostua siksi kovaksi, etteivät oraat pääse tunkeutumaan sen lävitse.

3.4 Maan huokosominaisuuksien merkitys

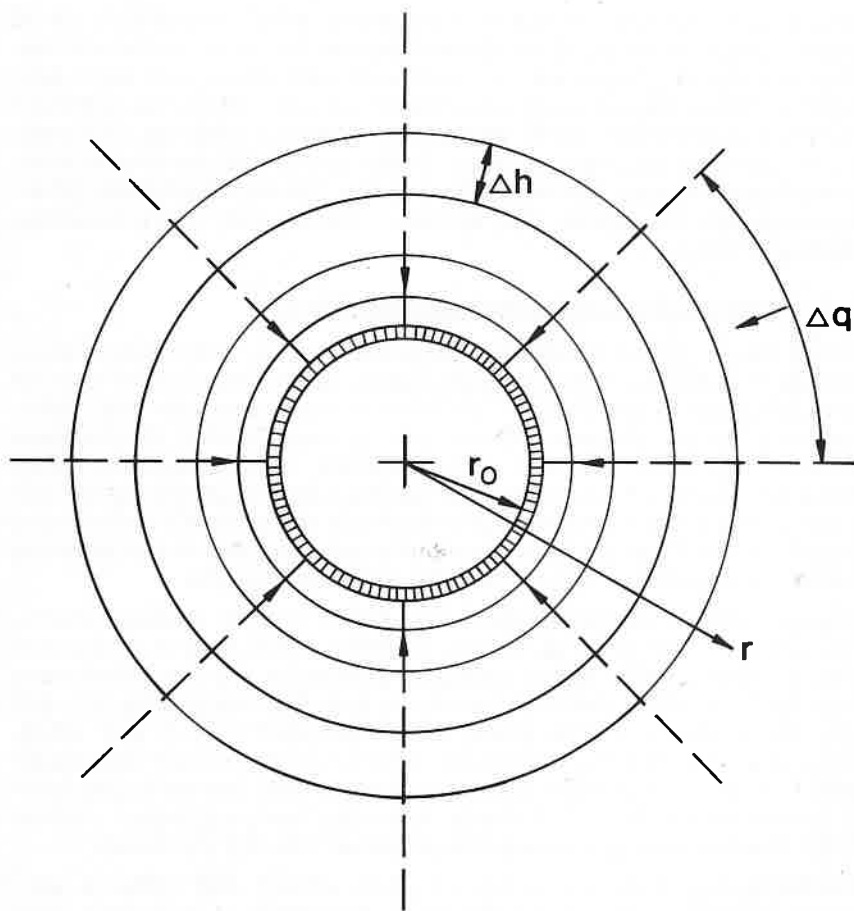
Taulukossa 7 esitetyt hydraulisen johtavuuden arvot ovat maan raekoostumuksen mukaiset. Mikäli savipelto todella kauttaaltaan toimisi hydraulisen johtavuuden arvolla $K = 10^{-10}$ m/s, ei maanviljelijällä olisi pellolleen juuri asiaa, sillä siksi hitaasti sade- ja sulamisvesien imeytyminen maahan tapahtuisi. Tekstuurin määräämien mikrohuokosten lisäksi maassa on onneksi myös ns. makrohuokosia, joita pitkin vesi pääsee liikumaan maassa nopeammin. Makrohuokosia synnyttävistä fysikaalisista tapahtumista on ennen muuta mainittava routa, biologisista tapahtumista taas kasvien juurien ja matojen tekemät reiät (kts. kuva 20).

Makrohuokosten merkityksestä veden läpäisevyyteen saadaan käsitys, kun todetaan, että putkessa hitaasti virtaavan veden nopeus on suoraan verrannollinen putken säteen neljänteen potenssiin. Tämän toteamuksen merkitystä voidaan valaista eri tavoin. Se tarkoittaa esimerkiksi sitä, että yksi tietyn suuruinen reikä johtaa vettä yhtä paljon kuin 10 000 reikää, jotka ovat vain 10 kerta pienempiä. Niinpä savessa olevalle halkaisijaltaan 0,1 mm juurikanavalle saadaan teoreettista tietä laskien hydrauliseksi johtavuudeksi $K = 1,4$ cm/h, kun taas savipartikkelien välinen 0,001 mm:n suuruinen huokosputki voi johtaa vain $1,4 \cdot 10^{-8}$ cm/h.

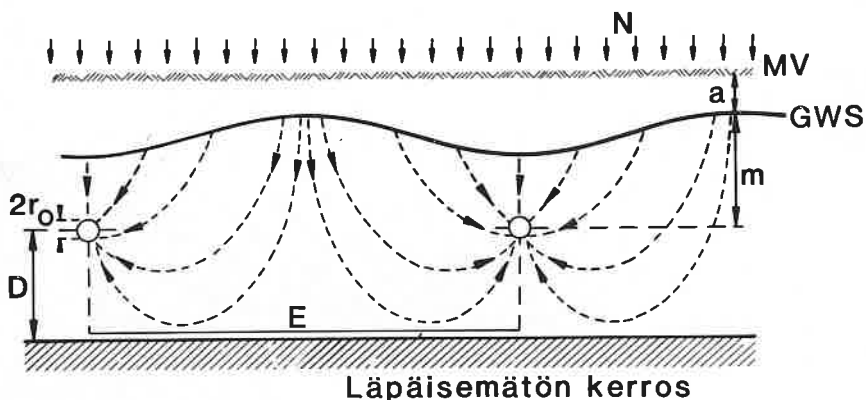
Tämänlaatuiset laskelmat osoittavat varsin selvästi, että hiesu- ja savi-
maissa makrohuokokset eli juurikanavat, madonreiät ja halkeamat määräävät maan hydraulisen johtavuuden.

3.5 Veden virtaus salaojaan

Ajatellaan, että salaojaa ympäröi homogeeninen maa, jonka veden johtavuus on vakio K ja vesi pääsee säteittäisesti putkeen kaikkialta (kuva 36 ja 37). Tällöin putken ulkosäteen ja virtausalueen uloimman säteen välillä tapahtuu potentiaalienergian häviötä. Häviön suuruus riippuu ns. säteittäisvirtausvastuksesta. Säteittäisvirtausvastus on kääntäen verrannollinen putken halkaisijan logaritmiin ja maan vedenjohtavuuteen, mutta suoraan verrannollinen etäisyyden logaritmiin. Säteittäisvastus kasvaa putken lähellä nopeammin kuin kauempana putkesta vastaavalla matkalla.

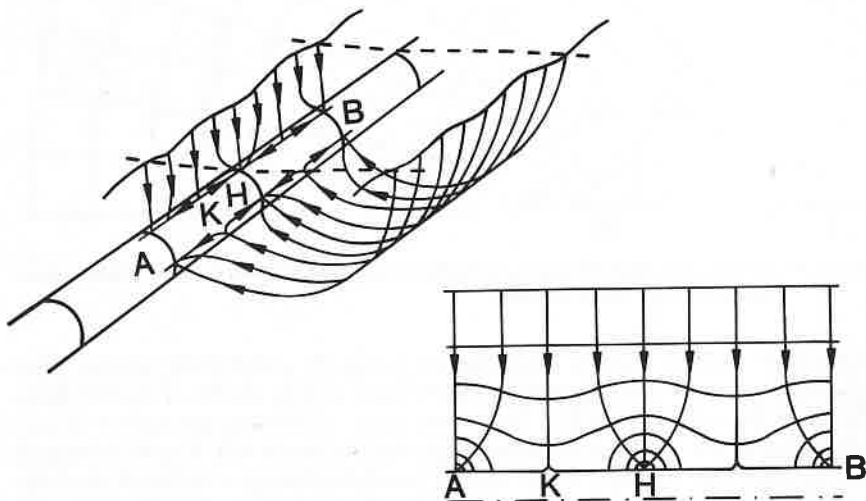


Kuva 36. Säteittäinen virtaus "ideaaliseen" salaojaputkeen.

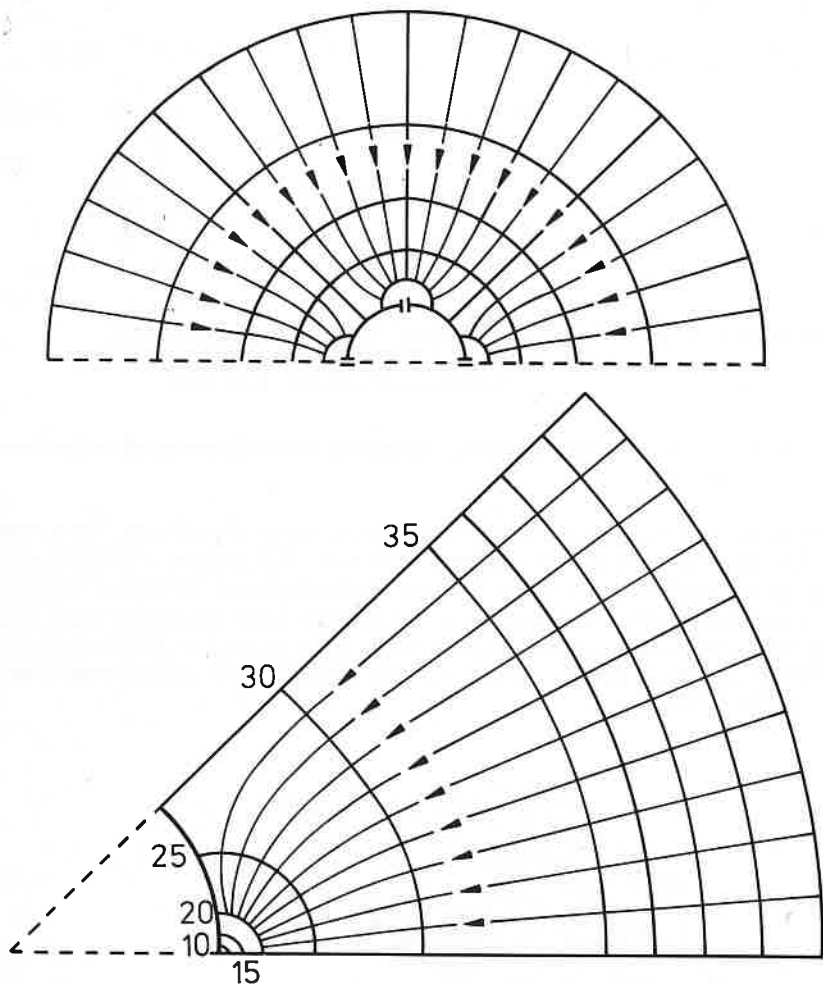


Kuva 37. Poikkileikkaus veden virtauksesta salaojaputkeen hyvin läpäisevässä homogeenisessa maassa.

Käytännössä salaojaputket eivät kuitenkaan toimi ideaalisesti, vaan vesi pääsee putkiin ainoastaan tietyistä kohdista; tiiliputkien välisistä saumoista ja muoviputkien rei'istä. Esim. halkaisijaltaan 50 mm:n tiiliputken sisääntuloaukon suuruus on n. 10 cm²/m, kun saumojen välit ovat 1,5 mm. Tämä on vähemmän kuin 0,5% koko putken seinäpinta-alasta. Virtausviivojen täytyy siis taipua erittäin voimakkaasti näihin aukkoihin (kuvat 38 ja 39).

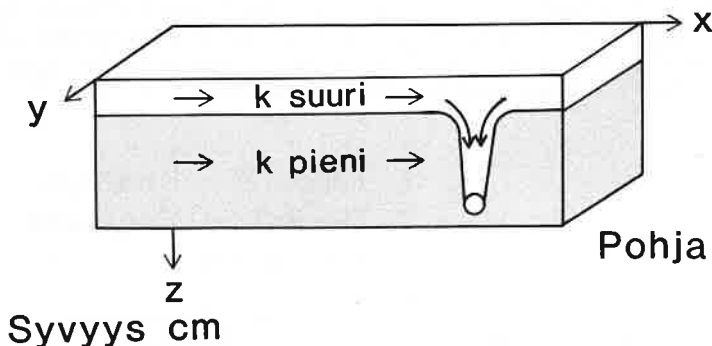


Kuva 38. Veden virtaus tiiliputkeen.

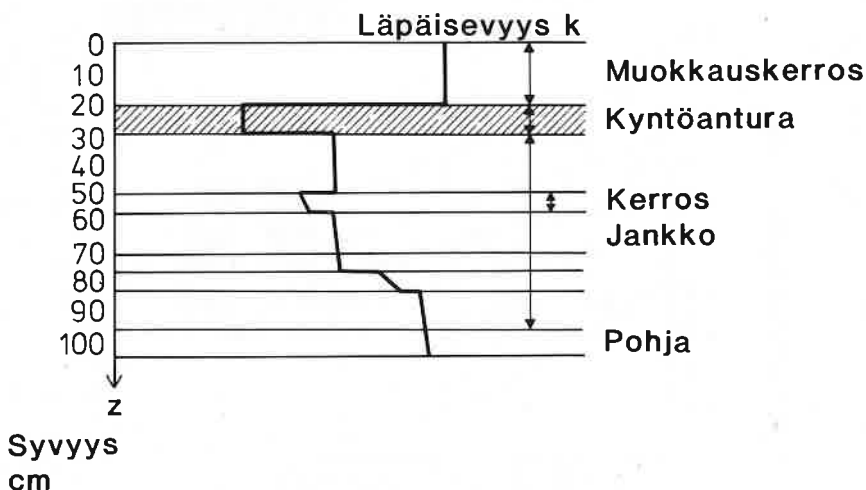


Kuva 39. Virtaus- ja potentiaaliiviat muoviputkeen, jossa on reiät 4:ssä rivissä. Alempi kuvaa veden virtausta yhteen reikään.

Vesi ei myöskään imeydy käytännössä kuvan 37 esittämällä tavalla, joka pätee ainoastaan homogeenisilla, hyvin läpäisevillä mailla. Tiiviillä, huonosti läpäisevillä savimailla vesi suotautuu muokkauskerroksesta salaojaan pääasiassa itse salaojakaivannon kohdalla (kuva 40). Lisäksi maaperä on useimmiten kerroksellista, jolloin vedenläpäisevyys vaihtelee kerroksesta toiseen ja virtausviivat muodostuvat varsin epäsäännöllisiksi (kuva 41).



Kuva 40. Veden virtaus salaojaputkeen tiiviissä savimaassa, jonka vedenläpäisevyys on pieni.

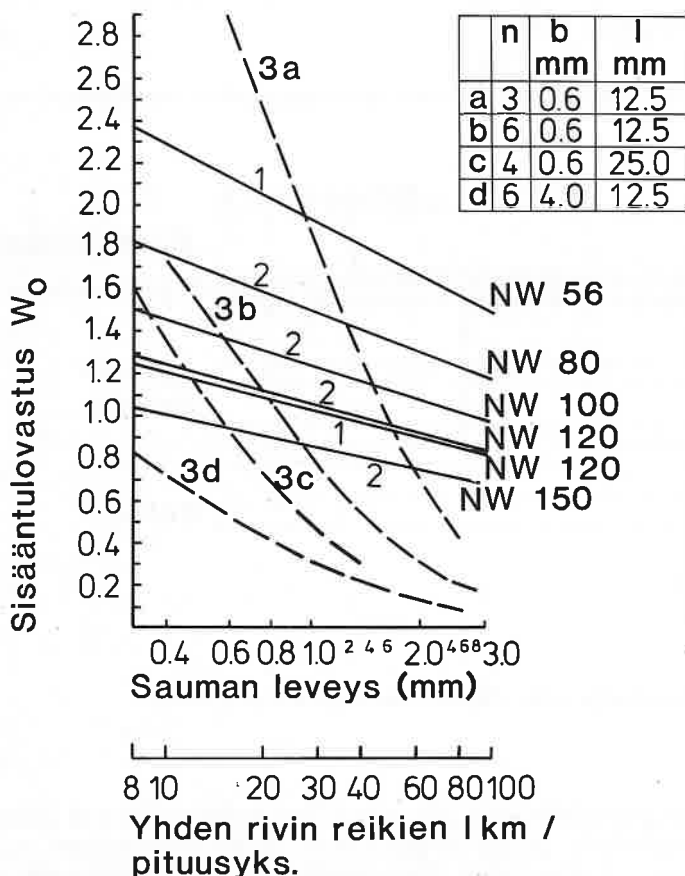


Kuva 41. Periaatteellinen esitys läpäisevyyden vaihtelusta peltomaassa.

Virtausviivojen taipumista sisääntuloaukkoja kohden aiheuttaa lisävastusta, jota kutsutaan sisääntulovastukseksi. Sisääntulovastuksen suuruus riippuu maan hydraulisesta johtavuudesta ja sisääntulovakiosta, jonka suuruus määräytyy puolestaan putken ulkohalkaisijan, sisäänvirtausaukkojen geometristen ominaisuuksien ja suhteellisen reikäpituuden (= reikien yhteispituus putken pituusyksikköä kohden) avulla.

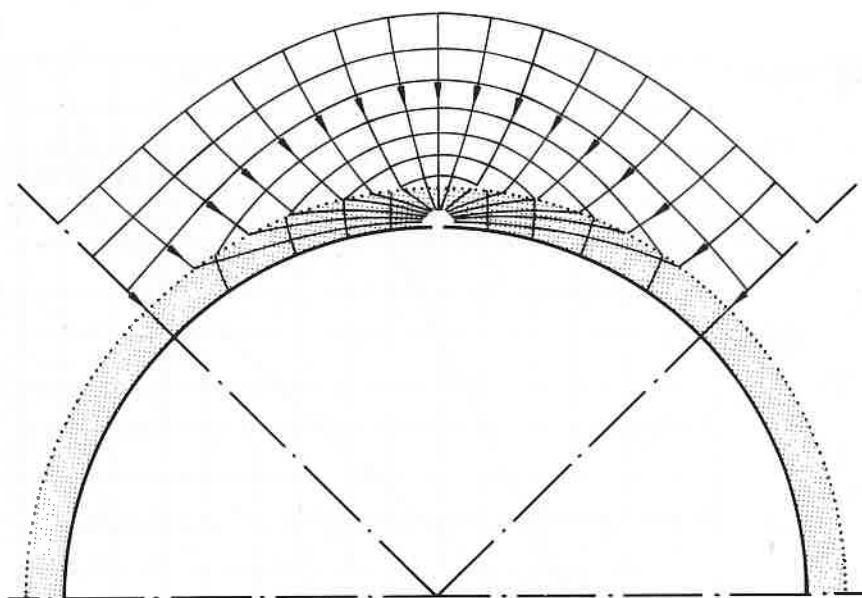
Tiiliputkilla sisääntulovastus on suurempi kuin muoviputkilla. Tämä johtuu siitä, että vesi pääsee tiiliputkiin ainostaan saumakohdista, jolloin virtausviivat kaartuvat jyrkemmin kuin muoviputkilla, joiden reiät ovat tasaisemmin jakautuneet koko putken pinnalle (kuva 42).

1. Tiiliputki – Kirkham
2. Tiiliputki – Engelund
3. Muoviputki



Kuva 42. Sisääntulovastuksen riippuvuus tiiliputkien sauman leveyden suuruudesta ja muoviputkien yhden rivin reikien lukumäärästä pituusyksikköä kohden. Kuvassa n = reikärivien lukumäärä, b = reiän leveys ja l = reiän pituus.

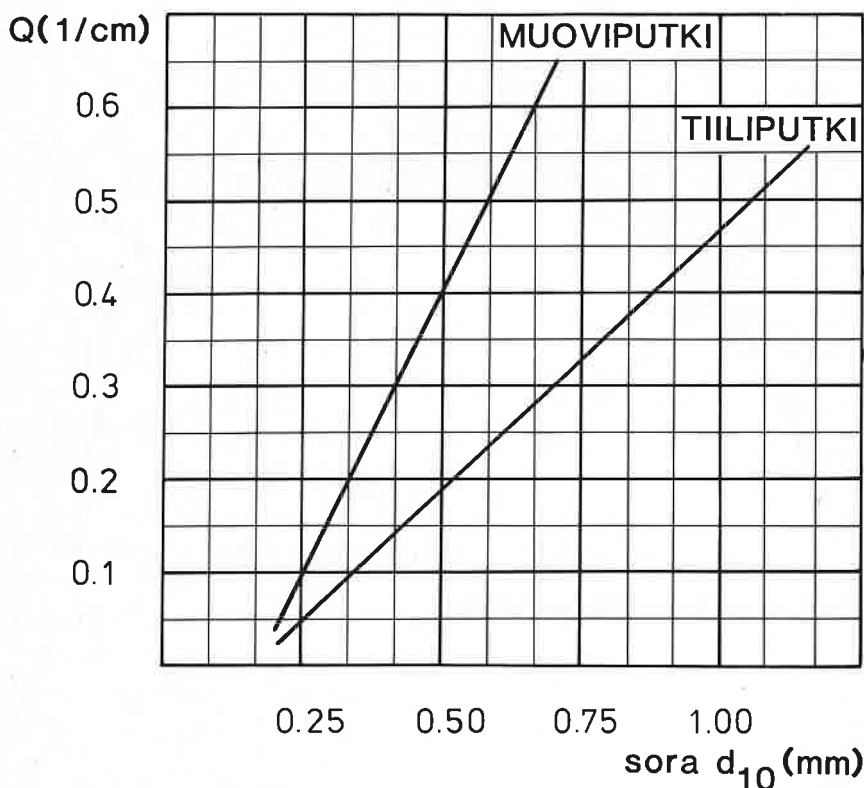
Salaojaputket ympäröidään useimmiten suodatinmateriaalilla, jonka vedenjohtavuus on 10–100 kertaa ympäröivän maan vedenjohtavuutta suurempi. Suodatin estää liettyvien aineiden kulkeutumista putkiin sekä edistää veden kulkua sisääntuloaukkojen kohdalle. Suodattimen ansiosta virtausviivat taivutuvat loivemmin sisääntuloaukkojen suuntaan ja sisääntulovastus pienenee (kuva 43). Tiiliputkien ja muoviputkien sisääntulovastus pienenee käytännöllisesti katsoen nolllaksi.



Kuva 43. Suodattimen vaikutus virtausviivoihin.

Tutkimuksissa on todettu, että suodattimen paksuuden lisääminen onkin tehokkaampi tapa lisätä salaojien vedenottokykyä kuin putken halkaisijan tai reikäpinta-alan lisäys.

Suomessa käytetään salaojan suodatinmateriaalina lähinnä suodatinsoraa. Salaojan vedenottokyvyn kannalta suodatinsoran rakeisuus on merkittävä. Soran raekoon pienentyessä, pienenee myös suodattimen hydraulinen johtavuus, mikä vähentää salaojan vedenottokykyä. Kun soran tehokas raekoko d_{10} (= 10% läpäisyraekoko) vaihtelee välillä 0,25–1,1 mm, salaojan suurimman ja pienimmän virtaaman välinen ero tiiliputkilla on 10-kertainen, muoviputkilla ero on vieläkin suurempi (kuva 44).



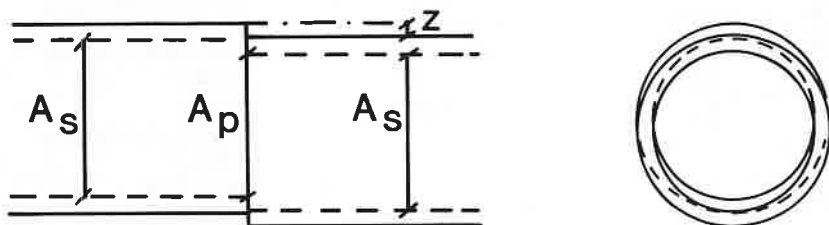
Kuva 44. Salaojavirtaaman riippuvuus suodatinsoran tehokkaasta raekoosta d_{10} .

3.6 Veden virtaus salaojassa

Veden virratessa putkessa syntyy kitkan ja erilaisten putkessa esiintyvien esteiden ja epätasaisuuksien johdosta energiahäviötä. Kitkan aiheuttaman häviön suuruus riippuu mm. veden virtausnopeudesta, putken halkaisijasta ja korkeudesta sekä tietenkin putken pituudesta. Pienissä, karkeissa putkissa, suurilla virtausnopeuksilla häviöt muodostuvat suuriksi. Tiili-putkilla kitkan aiheuttamat häviöt ovat suhteellisen pienet kokonaisuuhäviöön verrattuna. Muoviputkilla häviöt syntyvät korrigoinnista johtuen pääasiassa kitkasta.

Tiiliputkista tehdyssä johdossa paikallishäviöitä aiheuttavia epäjatkuvuuskohtia on varsin paljon. Häviöitä virtaukseen syntyy aina saumojen kohdalla ja, koska putket ovat tavallisesti vain 33 cm pitkiä, tällä seikalla on merkitystä putken vedenjohtokykyyn.

Toinen häiriötekijä tiiliputkijohdossa on poikkeama linjasta (kuva 45), minkä suuruus riippuu putkien asennuksesta. Vedenjohtokyky voi huomattavasti pienentyä jopa 10% kunnolliseen linjaukseen verrattuna.



Kuva 45. Tiiliputkien poikkeaminen linjasta.

Muoviputkilla virtauksen paikallishäviöitä voivat aiheuttaa asennuksen yhteydessä syntyneet vaaka- tai pystytasossa esiintyvät mutkat sekä putken muodon muuttuminen maan paineen johdosta.

Reikien ja saumojen kautta sisään virtaava vesi ei merkittävästi vaikuta putken vedenjohtokykyyn.

Putkivirtauksen laskemiseen käytetään kokeellisia eksponentiaaliyhtälöitä, joista tavallisin on

$$(9) \quad Q = K d^m l^n$$

Q = virtaama

K, m, n ovat vakioita

Vakioiden arvot määritetään kokeellisesti siten, että kaava mahdollisimman hyvin edustaa saatuja mittaustuloksia. Taulukoissa 9 ja 10 on esitetty eri tutkimuksissa saatuja vakioiden arvoja tiili- ja muoviputkille.

Taulukko 9. Kaavan $Q = K d^m I^n$ vakioiden K , m ja n arvot tiiliputkille eri tutkijoiden mukaan.

K	m	n	Asennus suoritettu	Tutkijat
54	2.714	0.572	hyvin	Wesseling-Homma 1967
55	2.714	0.572	hyvin	Blazhys 1965
47,5	2.714	0.572	huonosti	Blazhys 1965
45	2.714	0.571	–	Bretting 1960
43.4	2.672	0.550	–	Wisser 1937
55	2.718	0.570	–	Eriksson 1966
53.6	2.718	0.570	erittäin hyvin	Heyndrickx 1954
48.7	2.718	0.570	hyvin	Heyndrickx 1954
43.8	2.718	0.570	huonosti	Heyndrickx 1954
28.7	8/3	1/2	$k = 0.6$ mm	Uhden
24.3	8/3	1/2	$k = 1.5$ mm	Uhden
29.0	8/3	1/2	–	Yarnell-Woodvord 1920
21.8	8/3	1/2	–	DIN 1185

Taulukko 10. Kaavan $Q = K d^m I^n$ vakioiden K , m ja n arvot korrugoiduille muoviputkille eri tutkijoiden mukaan.

K	m	n	Tutkijat
24.2	2.665	0.493	Brink-Nilsson 1965
22.1	8/3	1/2	Wesseling-Homma 1967
18.7	8/3	1/2	van Beken 1966
20.4	2.601	0.503	Karge 1965
24.2	2.667	0.509	Larson VBB 1967

Nykyisin käytössä oleva mitoitusnomogrammi perustuu ns. Kutterin kavaan, joka on johdettu Chezy'n kaavasta (10).

$$(10) \quad v = C\sqrt{RJ}$$

v = virtausnopeus

C = Chezy'n kerroin

R = hydraulinen säde

J = vedenpinnan kaltevuus

Sijoittamalla Chezy'n kaavaan C :n riippuvuus putken mitoista ja karkeus-tekijöistä saadaan Kutterin kaava, joka Salaojakeskuksen käyttämässä muodossa on

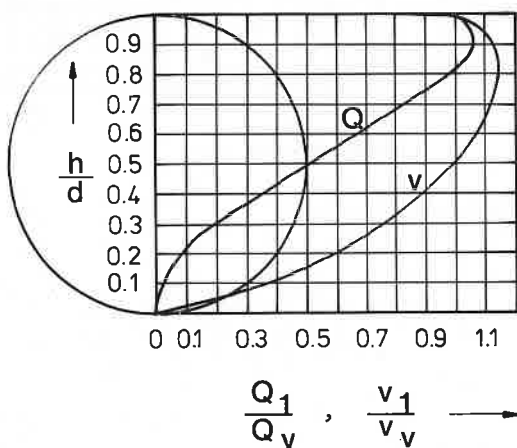
$$(11) \quad V = \frac{100 \sqrt{R}}{m + \sqrt{R}} \sqrt{RJ}$$

m = vakio

Tiiliputkia mitoitettaessa käytetään m :n arvona 0,20.

Kutterin kaavan etuna voidaan pitää sitä, että se antaa eniten varmuutta mitoitettaessa pieniä putkia, joissa liettymisen haitat ovat suurimmat.

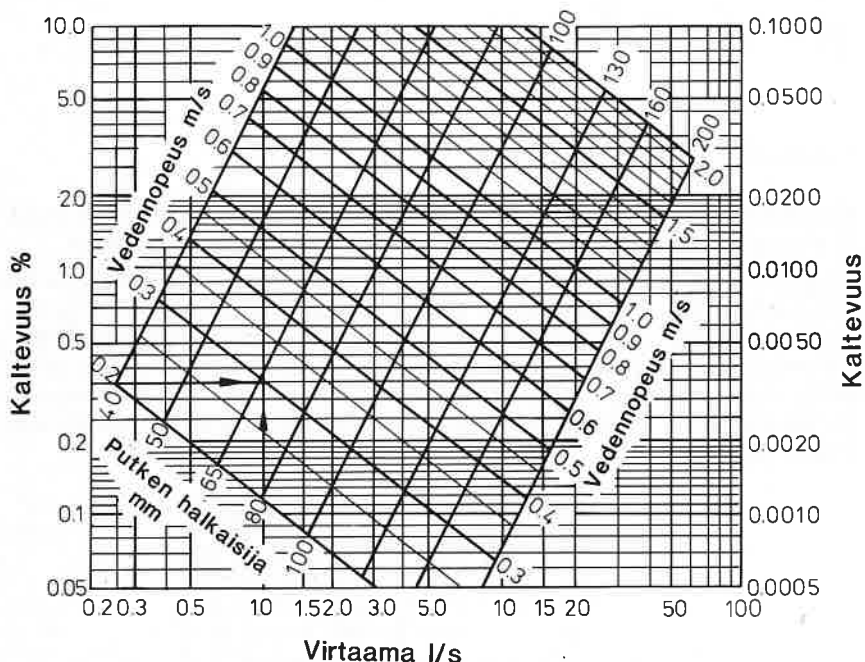
Käytännön mitoituskaavoissa oletetaan, että putki on täynnä vettä, mutta ylipainetta ei ole. Jos putki ei ole täynnä, voidaan veden nopeuden ja virtaaman muutosta tarkastella ns. täyttökäyrien avulla. Täyttökäyrillä kuvataan vajaan ja täyden putken virtaamien suhdetta vesisyvyyden funktiona. Täyttökäyrät ovat riippuvia putken halkaisijasta, kaltevuudesta ja karkeudesta sekä putkessa liikkuvasta ilmasta. Kuvassa 46 on esitetty esimerkki täyttökäyrästä.



Kuva 46. Ympyränmuotoisen putkileikkauksen täyttökäyrät.

Lähdettäessä käytännössä mitoittamaan salaojaputkia tunnetaan mitoitusvaluma, kuivatettavan alueen pinta-ala ja ojaetäisyys. Mitoituksella olisi löydettävä putkikoko, joka riittävällä varmuudella pystyy johtamaan ko. virtaaman suunnitellulla kaltevuudella.

Esimerkiksi on mitoittettava kokoojaoja, jonka virtaama on 1 l/s ja kaltevuudeksi on suunniteltu 0,35%. Nomogrammista saamme sopivaksi putkikooksi 65 mm. Tällöin vedennopeus salaojassa on 0,3 m/s, mikä täyttää kokoojaojalle asetetut minimivaatimukset, (kuva 47).



Kuva 47. Salaojaputkien mitoitusnomogrammi.

4. ROUTA

4.1 Roudan muodostuminen ja sulaminen

Roudalla tarkoitetaan maahuokosissa olevaa veden jäätyminen aiheuttamaa maan jäykistymistä ja kovettunutta pintakerrosta. Tämän kerroksen paksuutta sanotaan roudan syvyydeksi ja kerroksen alarajaa routarajaksi. Roudan syntyä eli maaveden jäätymistä sanotaan maan routaantumiseksi. Jos maan routaantumisen tai roudan sulamisen yhteydessä tapahtuu maan pinnan liikkumista tai maan fysikaalisten ominaisuuksien muuttumista, puhutaan routimisesta. Maamme kaikki maalajit routaantuvat talvisin, mutta kaikki eivät roudi.

Routa tunkeutuu eri maalajeihin eri tavoin riippuen mm. maan huokoisuudesta ja kosteuspitoisuudesta. Hiekka ja karkea hietamaa routaantuvat tasaisesti. Hienorakeisissa maalajeissa taas syntyy jääkerroksia, joiden välinen massa ei jäädy kovaksi, vaan jää plastiseksi.

Vedellä osittain tai kokonaan kyllästyneen maan jäätyminen alkaa jonkin verran 0°C alapuolella. Karkean hiekan jäätympiste vaihtelee rajoissa $0^{\circ}\text{C} \dots -0,15^{\circ}\text{C}$ ja laihaan saven jäätympiste on noin $0,5^{\circ}\text{C}$. Mitä hienorakeisempaa maalaji on, sitä voimakkaammin adsorptio- ja kapillaarivesi ovat sitoutuneet, mikä alentaa jäätympistettä. Lihavassa savessa jäätympiste vaihtelee $0 \dots -20^{\circ}\text{C}$ välillä.

Roudan muodostuminen estyy niin kauan, kuin maahan varastoituneen lämmön siirtyminen syvemmistä maakerroksista pitää pintakerroksen lämpötilan 0°C asteen yläpuolella. Maan suuri lämpökapasiteetti hidastaa siis routaantumista. Toisaalta taas hyvä lämmönjohtavuus nopeuttaa maan pintakerroksen jäähtymistä ja lisää näin myös roudanpaksuutta. Maan lämpökapasiteetti ja lämmönjohtavuus vaikuttavat näin routaantumiseen vastakkaisesti. Lämmön virtauksen voimakkuus maassa riippuu paitsi lämmönjohtavuudesta myös maan lämpötilagradienista. Maan lämpökapasiteetti ja lämmönjohtavuus riippuvat puolestaan maalajista ja vesipitoisuudesta.

Maaperässä oleva vesi samoin kuin maan karkearakeisuus lisäävät lämmönjohtavuutta. Routaantuminen ja roudan sulaminen tapahtuu nopeammin karkeissa ja kosteissa kuin hienorakeisissa ja kuivissa maalajeissa. Luonnon olosuhteissa hienorakeiset maalajit sisältävät enemmän vettä kuin karkearakeiset maalajit, jolloin karkearakeisuus ja vesipitoisuus vaikuttavat vastakkaisesti ja tasapainottavat eri maalajien routaantumista.

Maan jäätymiseen vaikuttavien tekijöiden runsaudesta johtuen roudan syvyydet vaihtelevat maan eri osissa. Maantieteellisestä asemasta johtuvia tekijöitä ovat ilmasto, topografia ja kasvipeite. Ilmastotekijöistä tärkeimpiä ovat lämpötila ja lumipeite. Tarkasteltaessa ilman lämpötilan vaiku-

tusta routaantumiseen on pakkasmäärien lisäksi otettava huomioon niiden kesto. Lämpötilan vaikutuksen selvittämiseksi käytetäänkin käsitettä pakkassumma tai pakkasmäärä, jolla tarkoitetaan talvikauden vuorokausien pakkasasteiden summaa. Lämpötilan vaikutus näkyy selvimmin lumettomilla alueilla. Roudan syvyyden ja pakkassumman suhde ei ole lineaarinen, vaan roudansyvyys lisääntyy suhteellisesti vähemmän suurilla pakkassummilla ja roudansyvyyksillä kuin pienillä, mikä selittyy maan eristysvaikutuksen lisääntymisellä roudan tunkeutuessa syvemmälle.

Myös lumipeite toimii lämpöeristeenä, jonka tehokkuus riippuu lumen tiheydestä ja lumikerroksen paksuudesta. Lumi johtaa lämpöä huomattavasti heikommin kuin mineraalimaa, ja eristysvaikutus on sitä suurempi mitä kevyempää lumi on. Lumipeitteen lisäksi myös kasvipeite toimii lämpöeristeenä. Tutkimusten mukaan kasvipeitteisellä pellolla roudan syvyys on n. 20% pienempi kuin kynnöspellolla. Vastaavasti metsässä roudan syvyys on keskimäärin vain puolet siitä, mitä se on nurmipeitteisellä pellolla.

Roudan syvyyden vuotuiset vaihtelut ovat huomattavia. Kohtalaisen ankarina talvina roudan syvyys on 1,5–2,0 kertaa niin syvä kuin normaali-talvina. Kerran miespolvessa (25–30 vuodessa) roudan syvyys on 2–3 kertainen normaalisyvyyteen verrattuna. Leutoina talvina, jolloin pysyvä lumipeite tulee roudattomaan maahan, maaperä voi olla läpi talven sulana etenkin soilla.

Maassa routaantumisen alkaessa oleva vesimäärä aiheuttaa yleensä vain vähäistä tilavuuden kasvua. Maan kohoaminen jäätyneenä johtuu siitä, että alhaalta nousee kapillaarisesti vettä jäätyneeseen kerrokseen. Kapillaarinen nousunopeus ja routarajan etäisyys pohjavedestä määräävät, miten paljon vettä pääsee imeytymään routakerrokseen.

Routimisenousun nopeuteen vaikuttaa ennen kaikkea jäätymislämpötila sellaisissa maalajeissa, joiden kapillaarisuus on riittävän suuri. Saviainesta sisältävissä hienorakeisissa maalajeissa hydrodynaamiset seikat tulevat määrääviksi ja routimisenopeuden kasvu hidastuu. Routimisenopeuden on todettu riippuvan myös maa-aineksen kokonaispinta-alasta. Routimisenousun raja-arvona routiville ja routimattomille maalajeille pidetään 0.17 mm/h eli 4 mm/d.

Maalajit jaetaan rakeisuutensa perusteella routiviin ja routimattomiin. Routivia maalajeja ovat lieju, savi, hiesu, hieno hieta sekä yleensä sellaiset maalajit, joissa on hiesua ja sitä hienompia lajitteita, enemmän kuin 3 painoprosenttia laskettuna pienimpien rakeiden määrästä. Routimattomia maalajeja ovat yleensä sora, hiekka ja sellainen karkea hieta ja moreeni, jossa hiesua ja sitä hienompia lajitteita on em. määrää vähemmän.

Varsinainen roudan sulaminen alkaa keväällä, kun ilman lämpötila on kohonnut 0°C asteen yläpuolelle, mutta yleensä vasta, kun lumipeite on kadonnut. Lumipeite hidastaa roudan sulamista vastaavalla tavalla kuin

syksyllä sen muodostumista toimien eristeenä. Sulaminen tapahtuu etupäässä yläpinnalta käsin, ja sulamisnopeus riippuu oleellisesti roudan vesipitoisuudesta ja maan lämmönjohtokyvystä.

Roudan sulaessa vapautuvat vesimäärät aiheuttavat monia haittoja. Varsinkin hiesua ja hienoa hietaa sisältävät maalajit muuttuvat kerrosroudan sulaessa juokseviksi ja aiheuttavat vaikeuksia liikuttaessa pelloilla raskailta koneilla. Roudan haittojen torjumisessa kuivatuksella onkin tärkeä osuus, sillä haitallisimmat routatyypit edellyttävät runsasta kosteutta. Pintavirtausta tehostamalla ja pohjavedenkorkeutta alentamalla tätä voidaan vähentää, joskin sellaisissa maalajeissa, joissa pohjaveden nousu on nopeaa ja nousukorkeus suuri, kuivatuksen mahdollisuudet ovat rajoitetut. Kuivatuksella ei myöskään kyetä kovinkaan paljon vaikuttamaan si-donnaisveteen, jonka määrä hienojakoisissa maissa on runsasta.

4.2 Routalajit

Routaa tavataan maassa useassa eri muodossa. Tavallisesti erotetaan erikseen pintarouta eli rouste ja varsinainen maarouta. Viimeksi mainittu jaotellaan kolmeen eri lajiin: onkaloroudaksi, massiiviseksi roudaksi ja kerrosroudaksi.

Paljaalle maalle, kuten ojien varsille ja pelloille muodostuu syksyllä lämpötilan laskiessa nollan alapuolelle **roustetta** eli pintaroutaa. Rouste muodostuu pystysuorista jääneulasista, joiden yläpinnassa on 1–2 mm paksu maakerros. Rousteen syntymisen edellytyksenä on, että maassa on runsaasti vapaata vettä. Jääneulaset kasvavat alapäästään pituutta sitä nopeammin, mitä helpommin ne saavat kapillaarisesti vettä. Rousteen muodostuminen lakkaa heti, kun varsinaista maaroutaa alkaa syntyä. Muodostus voi jatkua pitkäänkin sellaisina talvina, jolloin pysyvä lumi-peite tulee sulaan maahan ja estää kylmyyden nopean tunkeutumisen maaperään. Roustetta voi muodostua myös keväällä yöpakkasten aikana paljailla mailla tai syysviljapelloilla, joilla heikko laiho ei pysty peittämään koko pellon pintaa. Rouste on kasvinviljelylle haitallinen routamuoto, sillä syysvilja- ja ensiheinäpelloilla se voi nostaa taimet maasta ja katkoa niiden juuria, vaikeuttaen talvehtimista ja keväällä vedenottoa.

Onkaloroutaa muodostuu usein mururakenteiseen maaperään. Onkalorouta on veden jäätymistä maassa olevien onkaloiden seinämiin, roustetta muistuttaviksi neulasrakenteiksi. Kosteassa maassa voi onkaloihin muodostua lisäksi paksuja jääkerroksia. Onkalorouta ei aiheuta tilavuuden muutoksia maassa ja kasvinviljelyn kannalta siitä on hyötyä, koska se katkaisee rousteen muodostumisen ja murentaa maata.

Massiivista routaa esiintyy pääasiassa karkearakeisissa maissa. Hienorakeisissa maissa sitä tavataan silloin, kun vettä on kyllästysmäärää vähemmän, tai kun paine ja jäätymisnopeus ovat niin suuria, ettei veden imey-

tymistä jääkasaumiksi ehdi tapahtua. Karkearakeisissa maissa massiivinen routa ei aiheuta maan kohoamista, sillä veden jäätyessä tapahtuvan laajenemisen yhteydessä huokosvesiä pääsee siirtymään muualle. Hienorakeisissa maissa laajenemista tapahtuu, mutta se on huomattavasti vähäisempää kuin kerrosroudassa.

Kerrosrouta on tyypillistä hienorakeisissa maalajeissa, joissa kapillaaliteettin ansiosta routaantuvaan kerrokseen pääsee nousemaan huomattavia määriä vettä. Routaantumisen alkuvaiheessa huokosvesi jäätyy ensin maanpinnan alapuolella olevissa suuremmissa maaonteloissa. Muodostunut jääkerros ei aina ole yhtenäinen, mutta kaikki jäälevyt ovat jokseenkin yhtä syvällä. Pakkasten jatkuessa vettä nousee kapillaarisesti jäätymis-kerrokseen, joka paksunee ja muodostuu vähitellen yhtenäiseksi. Kun lämpötila edelleen laskee, vesi jäätyy yhä pienemmissä onteloriveissä, jolloin muodostuu uusia jäälinnssejä edellisten alle ja väliin. Jos lämpötila laskee nopeasti syntyy yleensä useita ohuita jääkerroksia. Jos taas lämpötila laskee hitaasti ja pysyy kauan samana, muodostuu paksuja linnssejä. Jääkerrosten välinen maa on aluksi sulaa ja voi leutoina talvina pysyä sulana. Pakkastalvina kerrosten väliin muodostuu massiivista routaa.

4.3 Roudan vaikutus maan rakenteeseen

Roudan vaikutus maan mururakenteeseen on yleisesti ottaen positiivinen. Routa kuohkeuttaa maaperää ja eliminoi näin tiivistymisen aiheuttamia haittoja. Vaikutuksen suuruus riippuu lähinnä maalajista ja maan kosteuspitoisuudesta.

Karkearakeisilla kitkamailla, joissa esiintyy massiivista routaa, roudan vaikutus on vähäistä, sillä vesi jäätyy itse huokosissa ja työntää laajetessaan ylimääräistä vettä tieltään. Huokostilavuudessa ei näin tapahdu muutoksia. Sen sijaan hienorakeisilla mailla, joissa esiintyy kerrosroutaa, maan rakenne muuttuu selvemmin. Muodostuvat jäälinnsit rikkovat maan homogeenisen rakenteen ja syntyy uusi makrohuokossysteemi. Lihavilla savilla positiiviset vaikutukset ovat selvimmät. Hieta-, hiesu- ja hiesusavimailla tulevat mukaan myös roudan negatiiviset vaikutukset. Korkeasta kapillaarisuudesta johtuen näissä maissa pääsee syntymään varsin paksuja jäälinnssejä, jotka sulaessaan vapauttavat huomattavan määrän vettä. Liiallinen vesi saattaa rikkoa uuden mururakenteen, jolloin roudan hyödyllisyys vähenee.

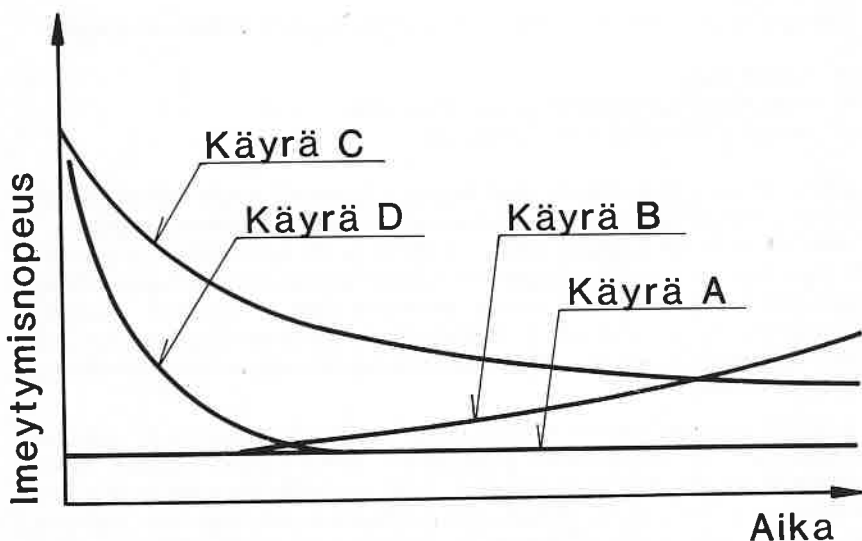
Roudan kuohkeuttava vaikutus riippuu suuresti siitä, miten kosteaa maa on jäätyessään. Savilla tehdyssä tutkimuksessa on havaittu, että pF-arvoilla 2,5...3,0 vaikutus on vähäisin ja tiivistyminen näin haitallista. Sen sijaan pienemmillä pF-arvoilla routa eliminoi varsin tehokkaasti tiivistymistä. Märän maan tiivistyminen ei siis ole haitallista maan huokosrakenteen kannalta, mikäli maa routaantuu ennen kuivumistaan. Kuivem-

milla mailla ($pF > 3,0$) jäätymisellä ei ole merkitystä huokosrakenteelle, joskin tiivistyminenkin ei ole haitallista.

4.4 Roudan vaikutus veden imeytymiseen

Jäätyneen, roudassa olevan maan imeytymisominaisuuksia on selvitetty hyvin vähän. Joitain tutkimuksia on tehty Neuvostoliitossa, Kanadassa ja USA:n pohjoisosissa sekä Norjassa.

Tärkeimpiä imeyntää hallitsevia tekijöitä ovat maassa olevat jäätömät huokoset, niiden koko ja lukumäärä. Tästä on tehtävissä looginen johtopäätös, että maaperän kosteustilalla jäätymishetkellä on merkittävä vaikutus. Onkin todettu, että mikäli maa jäätyy kenttäkapasiteettia suuremmassa kosteustilassa niin imeyntä jää pieneksi ja mikäli maa jäätyessään on täysin vedellä kyllästetty, imeyntä on käytännöllisesti katsoen nolla. Tilanne on sama, vaikka maassa jäätymishetkellä olisi vain ohut märkä kerros. Kvalitatiivisesti imeytyminen jäätyneeseen maahan voitaneen esittää kuvan 48 avulla.



Kuva 48. Periaatteellinen kuva imeynnästä jäätyneeseen maahan.

Kuvassa:

- käyrä A kuvaa imeyntää maahan, joka on jäähtynyt kyllästyneessä tilassa tai, jossa pintaan on kehittynyt sulamisvaiheessa lähes läpäisemätön jääkerros
- käyrä B on esimerkki tilanteesta, jossa maa on jäähtynyt korkeahkossa vesipitoisuudessa (70–80% kenttäkapasiteetista). Tässä tapauksessa sulamisvesi pääsee osaksi tunkeutumaan maahan vieden mukanaan lämpöä, joka sulattaa huokosissa jäätä. Jään sulaessa imeyntä suurenee
- käyrä C kuvaa imeyntää, kun maan jäätyessä vesipitoisuus on ollut pieni. Tässä tapauksessa vain pienet huokokset ovat täynnä jäätä, joka sulaa nopeasti sulamisvesien tunkeutuessa maahan. Imeyntä on siis lähes samanlainen kuin jäättömän maan
- käyrä D edustaa imeyntää maahan, joka on jäähtynyt vesipitoisuuden ollessa pieni. Sulamisvaiheessa maan lämpötila on alhainen ja maahan imeytyvä sulamisvesi jäätyy ja alkaa samalla ehkäistä imeyntää.

5. OJITUKSEN VAIKUTUS MAAN VILJELTÄVYYTEEN JA SATOON

5.1 Juuristokerroksen kosteuden ja lämpötilan vaikutus satoon

Kasvien kasvun kannalta ympäristö voidaan jakaa kolmeen alueeseen:

- a) ilmakehään
- b) maaperän kyllästämättömään alueeseen
- c) maaperän kyllästettyyn alueeseen

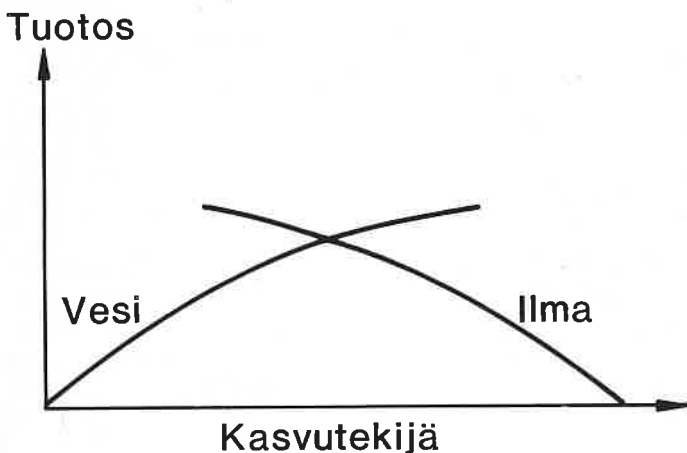
Näistä kaksi ensimmäistä ovat kasvien kannalta ensiarvoisen tärkeitä. Useat meteorologiset tekijät kuten auringonsäteily, ilman lämpötila, ilman suhteellinen kosteus, tuulen nopeus ja ilman hiilidioksidipitoisuus määrittävät tapahtumia maaperän yläpuolella olevassa ilmassa. Maaperän kyllästämättömällä alueella prosessit ovat yhteydessä maaperän tiheyteen, vesipitoisuuteen ja lämpötilaan, hapen ja hiilidioksidin määrään maaperässä, sekä ravinnonsaantimahdollisuuksiin ja maaperän suolapitoisuuteen.

Yleisesti voidaan kasvien kehitys jakaa kahteen vaiheeseen: 1. itämisestä orastukseen, 2. orastuksesta kypsytyteen. Ensimmäisen vaiheen tärkein toiminto on respiraatio eli hengitys, jossa syntyvän energian avulla muutetaan siemenissä oleva kiinteä energia liukenevaan muotoon, jollaisena se hyödynnetään alkeissilmujen ja sirkkajuurien solujen jakautumiseen, kasvuun ja erikoistumiseen. Veden absorbtio on tapahtuman välttämätön edellytys. Tässä kasvuvaiheessa ei käytännössä ilmene veden haihduntaa

eikä kuivan aineen muodostumista fotosynteesissä. Kasvu riippuu pääasiassa maaperän pintakerroksen kosteuspitoisuudesta ja lämpötilasta.

Toisessa kasvuvaiheessa orastumisesta kypsytyteen kasvin lehtipinta-ala kasvaa vähitellen. Tästä johtuen myös haihdunta ja fotosynteesi vilkastuvat ja haihdunta säätelee käytännössä kasvin vedenottoa. Tämän vaiheen aikana kasvu ei riipu yksin maaperän kosteudesta ja lämpötilasta, vaan myös ilman ja etupäässä lehden ympärillä olevan ilmakerroksen lämpötilasta ja nettosäteilystä.

Maaperän huokoset ovat osaksi veden, osaksi ilman täyttämät. Eri ympäristötekijöiden vaikutuksesta näiden määrien suhde vaihtelee, mutta kokonaismäärä pysyy vakiona. Parhaimman sadon saamiseksi olisi näiden kasvutekijöiden kohdalla päästävä optimiin. Veden tehtävänä on kuljettaa kasveihin ravintoa ja pitää yllä kasvien nestetasapainoa. Kuitenkin liiallinen vesimäärä aiheuttaa maaperässä happivajasta, josta johtuen juurten hengitys vähenee ja niiden tilavuus pienenee. Veden ja ravinteiden kuljetuksen vastus kasvaa ja maaperässä ja kasveissa muodostuu myrkyllisiä yhdisteitä. Ääritapauksissa juurten joutuessa seisovaan veteen ne eivät pysty ottamaan vettä lainkaan. Veden määrää ei siis voida mielivaltaisesti lisätä vaikuttamatta toiseen kasvutekijään, ilmaan, ja päinvastoin (kuva 49).



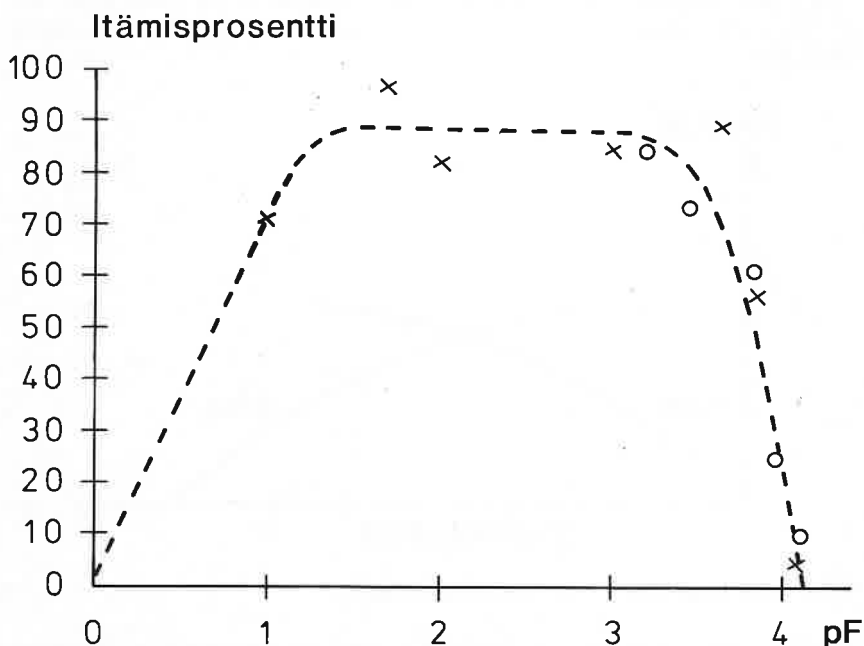
Kuva 49. Kasvutekijöiden vaikutus biologiseen tuotantoon.

Jatkuvan liiallisen veden aiheuttamien vaurioiden suuruus riippuu kasvin lajista, kehitysvaiheesta, maaperän ja ilman lämpötilasta ja jatkuneen kostean kauden pituudesta. Matalissa lämpötiloissa kasvien kestävyys on parempi kuin korkeissa lämpötiloissa. Tulvaveden alla oleva heinä esimerkiksi kestää hengissä talvella aika hyvin, mutta keväällä samassa tilas-

sa se menehtyy muutamassa päivässä. Kuumissa ilmastoissa tulvat saattavat olla hyvinkin vahingollisia. Esimerkiksi Floridassa kasvatettavat vihannekset kestävät hengissä ainoastaan kahden tunnin vesipeiton. Sokerijuurikas kestää vesipeittoa ainoastaan kaksi päivää samalla kun riisi voi olla veden alla pitkiä kausia.

Jos tarkastellaan kasvun ensimmäistä vaihetta itämisestä orastukseen, sokerijuurikkaalla tehtyjen tutkimuksen mukaan pF-arvoon 1.5 asti maaperä on liian märkää tehokkaalle orastumiselle. Siemenet alkavat itää, mutta niiden kehitys on liian heikkoa tuottamaan normaalia taimia. pF-arvoilla 3.0–3.4 orastumisprosentti on noin 90% ja tätä suuremmilla potentiaalin arvoilla kokonaisorastusprosentti laskee lineaarisesti (kuva 50).

Liiallisen kosteuden aiheuttamat välittömät vaikutukset ovat usein pienempiä kuin epäsuorat vaikutukset. Varsin merkittävä välillinen vaikutus on typpimineralisaation väheneminen hapen puuteen vuoksi. Kasvi saa typeä maaperästä ainoastaan mineraalimuodossa, pääasiassa nitraatti-



Kuva 50. Maan pF-arvon vaikutus itämisprosenttiin sokerijuurikkaalla.

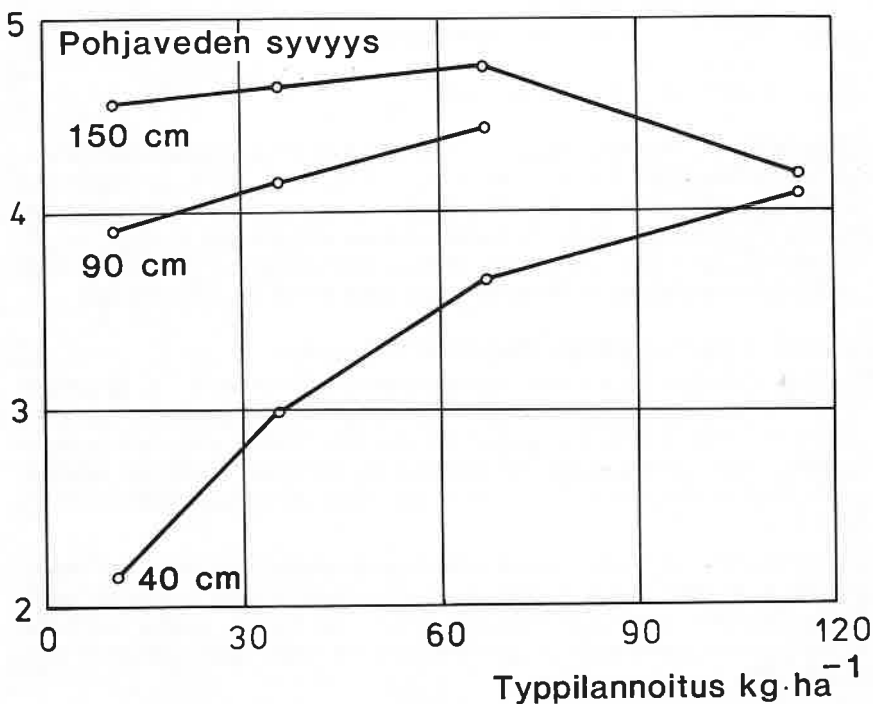
x = savi
o = hieta

ioneina. Maaperässä suurin osa typestä on orgaanisesti sitoutunut ja orgaanisen typen muuttumista mineraaliseksi typeksi (NH_3) kutsutaan mineralisatioksi. Bakteerien ja hapen avulla NH_3 muuttuu edelleen kasveille käyttökelpoiseksi nitraatiksi. Hapen puutteessa nitraatti muuttuu typpikaasuksi, joka haihtuu ilmaan.

Maaperän ilmastussuhteilla on siis suuri vaikutus maaperän sisältämän, kasvien käytettävissä olevan typen saantiin. Eräissä olosuhteissa typpilannoitteella voidaan kompensoida liiallisen kosteuden aiheuttamia heikkoja satoja. Ottaen huomioon lannoituksen kustannukset menetelmän kannattavuus on kyseenalainen. Kuvassa 51 on esitetty typpilannoituksen vaikutus satoon eri pohjaveden syvyyksillä. Vaikutukset vähenevät pohjaveden pinnan laskiessa, mikä johtuu selvästi maaperän itsetuottamasta typestä.

Sato

tn ha^{-1}



Kuva 51. Typpilannoituksen vaikutus satoon eri pohjaveden syvyyksillä.

Kosteuspitoisuus vaikuttaa myös maaperän lämpötilaan, joka on toinen tärkeä kasvutekijä varsinkin kasvun ensimmäisessä vaiheessa. Lämmöllä on vaikutusta solun jakautumiseen, kasvuun ja erikoistumiseen, veden ja ionien ottoon, veden kuljetukseen ja haihtumiseen, fotosynteesiin ja hengitykseen. Lämpötila vaikuttaa myös nitrifikaation ja muiden maaperän mikrobiologisten toimintojen välityksellä kasvuun. Märällä maalla on suuri lämpökapasiteetti, jolloin sen lämpötilan nostamiseen tarvitaan suuri määrä energiaa. Märkä maa on tämän vuoksi kylmempi kuin kuiva maa, mikä viivästyttää itämistä, orastamista ja kasvukauden alkamista.

Lämpötilan vaikutusta itämiseen voidaan tarkastella kolmen lämpötilan avulla; ne minimi- ja maksimilämpötilat, jolloin itämistä ei enää tapahdu ja optimilämpötila, jolla itäminen on nopeinta. Minimi- ja optimilämpötilojen välissä kasvu muuttuu suoraviivaisesti lämpötilan muuttuessa ja lämpötilan suhteen ja lämpötilan ollessa vakio kasvu on suhteessa aikaan. Näitä riippuvuuksia voidaan kuvata yhtälöllä (12)

$$(12) \quad F = (T - T_{\min}) \cdot t,$$

T = keskilämpötila, °C

$T_{\min}$ = orastuksen minimilämpötila, °C

t = aika, vrk

F = lämpösumma astepäivinä

Esimerkiksi Hollannissa retiisin, pinaatin, papujen ja puutarhajuurikkaiden orastuslämpötiloiksi on saatu 3.8°C, 2.6°C, 3.3°C, 4.3°C ja vastaaviksi lämpösummiksi 72, 81, 130 ja 95 astepäivää, kun vettä on ollut riittävästi kasvien käytettävissä. Samassa tutkimuksessa tarkasteltiin kosteuden vaikutusta orastumiseen. Tuloksena saatiin, että pF-arvon 2,7 yläpuolella tarvitaan jyrkästi nouseva lämpösumma, jotta saataisiin 50 % orastus.

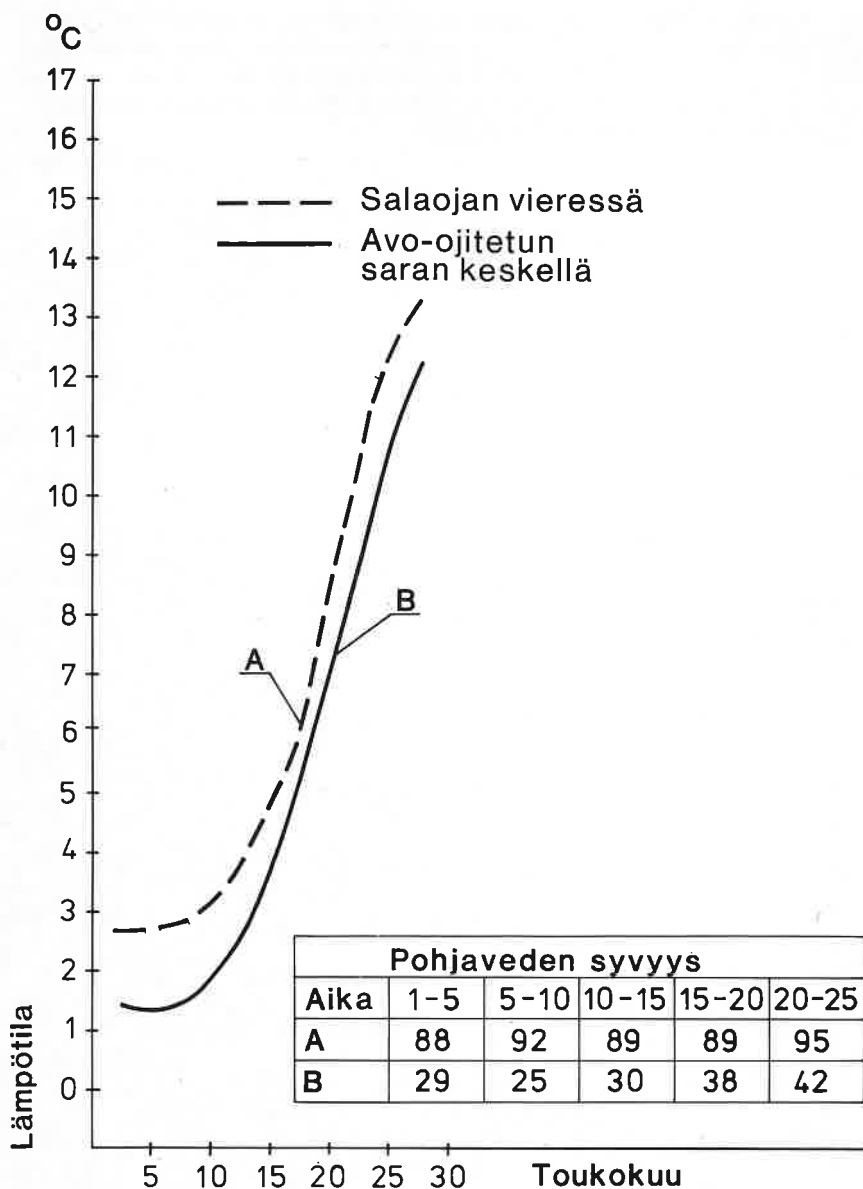
Seuraava esimerkki valaisee lämpötilan vaikutusta:

Pinaatin kaltaisen kasvin minimiorastuslämpötila on noin 3°C ja vastava optimilämpötila on 11°C. 1,5°C ero maaperän lämpötilassa lyhentää versomiskautta 19%:lla ($1,5 \times 100 / (11 - 3)$). Jos 100%:n itäminen ja orastuminen vaatii esimerkiksi 180 astepäivää, matalasti ojitetussa maassa, jonka keskilämpötila on 7.5°C, tarvitaan aikaa 40 päivää. ($180 / 7.5 - 3 = 40$).

Jos maaperän lämpötila nousee ojituksen ansiosta 9,0°C:een, tarvittava aika on vain $180 / (9 - 3) = 30$ päivää, eli orastuminen tapahtuu kymmentä päivää aikaisemmin kuin matalasti ojitetuilla mailla. Edellä mainittu edellyttää, että itämiselle ja orastamiselle on koko ajan tarpeeksi vettä saatavilla.

Ojituksella voidaan vaikuttaa maaperän lämpötilaan eniten juuri keväisin ensimmäisen kasvuaikaa aikana, jolloin maaperän lämpötila on alhai-

nen. Kuvassa 52 on esitetty lämpötilan kehitys toukokuussa 5 cm syvyydellä salaojan vieressä ja keskellä avo-ojitettua sarkaa. Lämpötilaero vaihtelee 1–1,5°C asteen välillä, kun pohjavedensyvyys on salaojan vieressä noin 90 cm ja avo-ojitetun saran keskellä 30–40 cm ja kosteusero juuristovyöhykkeessä vaihtelee 2–5% välillä.



Kuva 52. Maaperän lämpötilan kehitys toukokuussa 5 cm syvyydellä salaojan vieressä ja avo-ojitetun saran keskellä.

5.2 Ojitussyvyyden vaikutus satoon

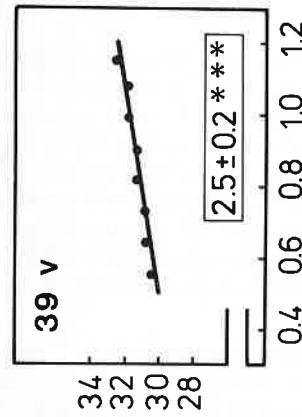
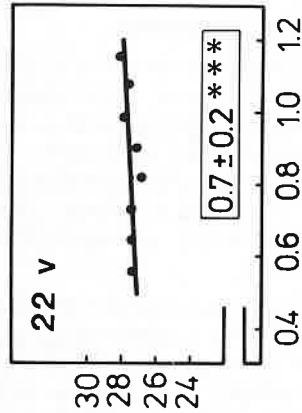
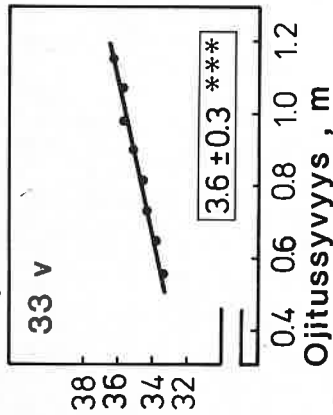
Koska ojitussyvyys vaikuttaa suoraan maan kosteustilaan, vaikuttaa se myös satoon. Ojitussyvyyden vaikutuksen suuruus riippuu maalajista sekä viljeltävästä kasvista. Hietamaat ja hyvinläpäisevät savet reagoivat ojitussyvyyden muutokseen eniten. Syynä tähän on näiden maalajien kärkeä ja yhtenäinen makrohuokossysteemi ja hyvä vedenläpäisevyys, jolloin ojitussyvyys vastaa todellista pohjavedenpintaa ja edelleen maaperän ilmastustasoa paremmin kuin hiesuissa ja hyvin lihavissa savissa. Etenkin hiesumaissa vedellä kyllästetyn vyöhykkeen raja vaihtelee suuresti kapillaarisuuden johdosta, jolloin ojitussyvyyden vaikutus maan kosteustilaan on epämääräinen.

Ruotsissa tehdyssä tutkimuksessa ojitussyvyyden alentaminen 1,2 m:stä 0,5 m:iin vähensi satoa keskimäärin hiedalla 360 yks/ha, hiesusavilla 70 yks/ha, lihavilla savilla 250 yks/ha ja vaikeasti läpäisevillä, erittäin lihavilla savilla 110 yks/ha (kuva 53). Kuvasta 53 voidaan myös todeta, että ojitussyvyyden ja sadon välinen riippuvuus on lineaarinen.

Samassa tutkimuksessa tarkasteltiin myös eri viljelykasvien välisiä eroja. Syysviljoilla ja öljykasveilla sadonvähennys oli suurin, keskimäärin noin 420 yks/ha, kun taas kevätviljoilla vähennys oli 180 yksikköä ja heinäällä vain 110 yksikköä (kuva 54). Tämä johtunee osaksi syysviljojen pidemmästä juuristosta sekä maaperän korkeasta kosteuspitoisuudesta talviaikaan, jolloin keväällä mahdollisen roudan aiheuttamat vahingot ovat suuret. Eri viljalajeista ohra näyttää kärsivän enemmän ojitussyvyyden alenemisesta kuin kaura.

Kuvassa 55 on esitetty puolestaan Suomessa tehdyn tutkimuksen pohjalta peltoviljelyn kuivavaravaatimukset eri vuodenaikoina kivennäismaalla ja ohutturpeisella maalla. Kuivavara on mitattu järvenpinnasta. Viljakasvien optimisato saadaan kuvan mukaan keskimäärin n. 70 cm kuivavaralla kesäaikaan ja 60 cm kuivavaralla talviaikaan mitattuna järven määravästä vedenkorkeudesta.

H satoyks./ha

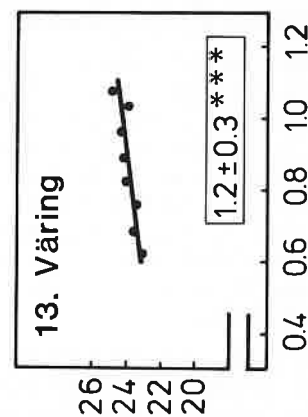
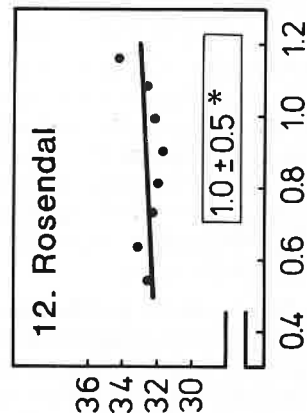
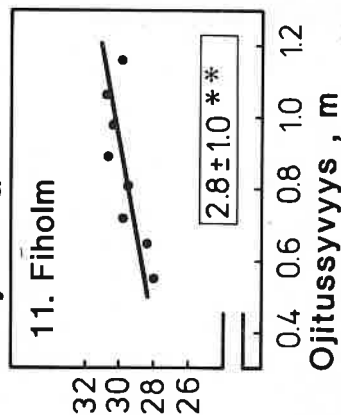


Hietä

Hiesusavi

Lihava savi

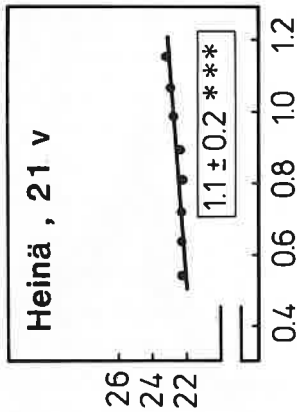
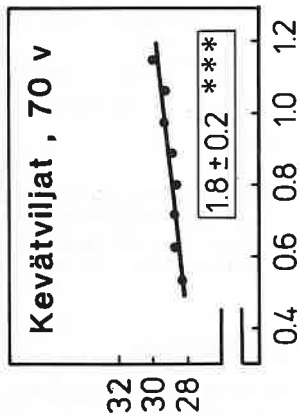
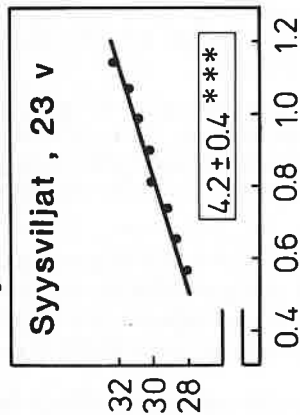
H satoyks./ha



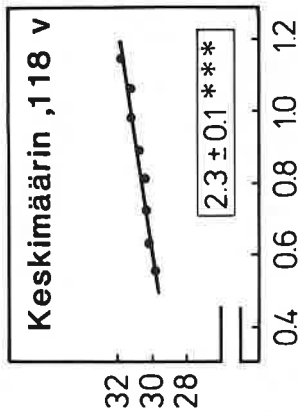
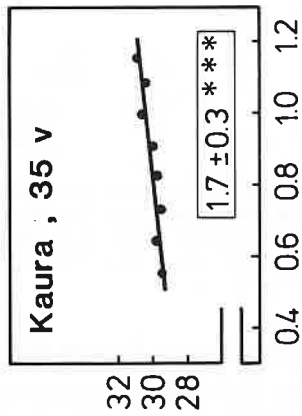
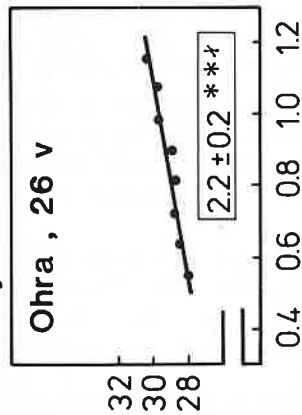
Kuva 53. Ojitusvyöyden vaikutus satoon eri maalajeilla.

Hyvin lihavat savet

H satoyks./ha

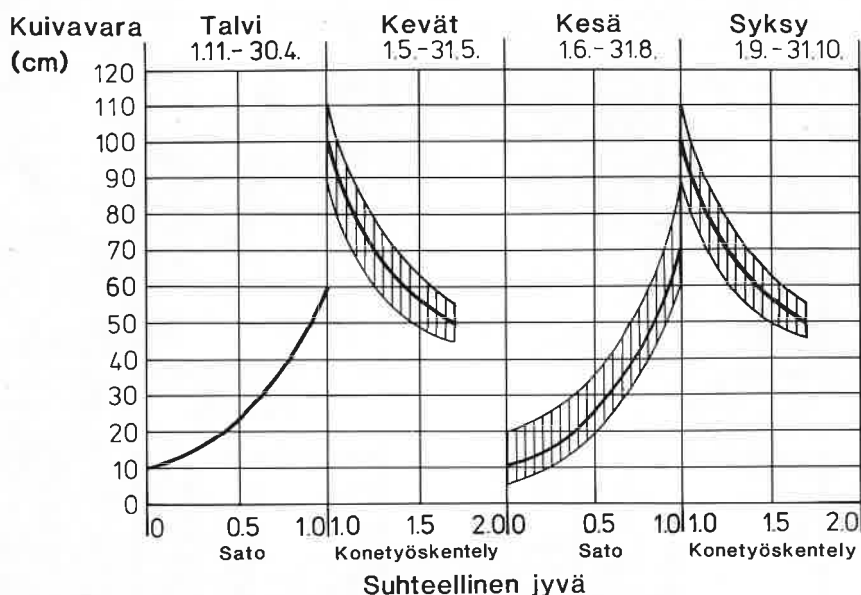


H satoyks./ha



Ojitusvyvyys , m

Kuva 54. Ojitusvyvyiden vaikutus satoon eri viljelykasveilla.



Kuva 55. Peltoviljelyn kuivavaravaatimukset eri vuodenaikoina järven vedenpinnasta mitattuna kivennäismaalla ja ohutturpeisella maalla (turvehavuus pienempi kuin 50 cm). Jyvän arvo 1,0 tarkoittaa optimaalista sadon määrää tai konetyöskentelyn työmenekkiä. Viivoitettu osa tarkoittaa lähinnä sääolosuhteista johtuvaa vaihtelua.

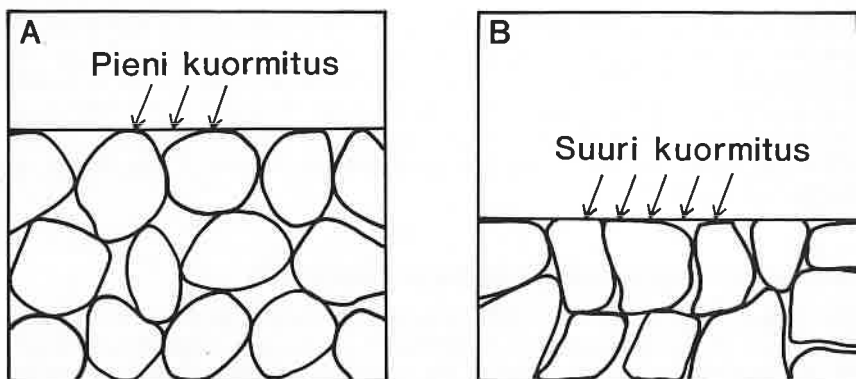
5.3 Salaojitusyyvyyden vaikutus viljelytekniikkaan

Suomessa kasvukauden pituus määräytyy suurelta osin kevätmuokkauksen aloittamisen ajankohdan perusteella. Peltojen on kuivuttava keväällä kasvinviljelyn vaatimaan muokkaukseen. Usein tämän jälkeen on vielä odotettava jonkin aikaa, että pelto alkaisi kantaa koneita. Pellon kantavuus siis osaltaan määrää kasvukauden pituuden.

Pellon tulisi kantaa koneet aina, kun maanviljelyn kannalta on tarpeellista liikkua pellolla. Kun koneen pyörät painuvat peltoon, liikkuminen käy hankalammaksi ja vaatii enemmän energiaa. Huonosti ojitetuilla pelloilla koneen pyörät uppoavat niin syvälle, että liikkuminen käy mahdottomaksi.

Raskailla koneilla työskenneltäessä tapahtuu myös haitallista maan rakenteen muuttumista. Koneiden aiheuttaman paineen johdosta maanpartikkelit joutuvat lähemmäs toisiaan, jolloin mikrohuokokset pienenevät, mururakenne muuttuu ja makrohuokokset painuvat umpeen (kuva 56).

Muutokset ovat suurempia märässä maassa, sillä vesi toimii kitkaa pie-



Kuva 56. Kuormituksen vaikutus mururakenteeseen. A kuvassa murusten välillä on vähän kantavaa pintaa. Seuraavassa kuvassa kantava pinta on paljon suurempi, joten maan kantavuus on suurempi.

nantävänä tekijänä maapartikkeleiden välillä. Maan tiivistyminen seurausena sen vedenläpäisevyys pienenee ja edelleen kuivatus heikkenee. Kasvit kärsivät hapenpuutteesta ja niiden juuriston kasvu hidastuu mekaanisen vastuksen vuoksi.

Ojituksella pohjavedenpinta pidetään yleensä vähintään yhden metrin syvyydellä, jolloin maan pintakerrokseen aiheutuu imu 1 m vesipatsasta. Metrin kuivatus poistaa veden pintakerroksen huokosista, joiden halkaisija on 0.03 mm tai tätä suurempia. Näissä huokosissa ilma korvaa poistuvan veden. Huokosia ympäröiviin maapartikkeleihin kohdistuu musta johtuva vetovoima, joka sitoo partikkeleita yhteen ja aiheuttaa vastaavasti maan kantavuuden lisääntymistä. Mitä syvemmälle pohjavesi laskee, sitä suuremmaksi vetovoima kasvaa. Kitkamaissa sekä laihoissa savissa lujuus lisääntyy suoraan suhteessa em. vetovoimaan ja siten myös kuivatussyvyyteen. Sen sijaan muilla koheesiomailla lujuuden lisääntyminen ei tapahdu samassa suhteessa pohjaveden alenemisen kanssa. Lihavilla savilla koheesiolla on paljon suurempi merkitys partikkeleiden sitoutumisessa toisiinsa kuin kapillaarisuudesta johtuvilla voimilla.

Savimailla kantavuus on yleensä riittävä jo silloin, kun pohjavesi on keväällä painunut muokkauskerrosta syvemmälle. Tämän jälkeen kantavuus lisääntyy hyvin jyrkästi pohjaveden edelleen aletessa. Turvemaalla saavutetaan riittävä kantavuus yleensä vasta silloin, kun pintakerroksen vesipitoisuus on alentunut noin puoleen siitä määrästä, minkä turve voi märimmässä tilassa itseensä pidättää. Kantavuus lisääntyy tämän jälkeen pohjaveden edelleen aletessa ja maan pintakerroksen kuivuessa, mutta turvemaalla huomattavasti hitaammin kuin savimaalla. Saman pohjavedenkorkeuden vallitessa on karkeiden, lajittuneiden maalajien, kuten hiedan ja hiekan, kantavuus yleensä suurempi kuin turvemaan,

mutta pienempi kuin savimaan. Riittävä kantavuus saavutetaan keväisin yleensä silloin, kun pohjavesi on laskenut savimailla 20–30 cm:n syvyyteen ja turvemailla 30–40 cm:n syvyyteen. Sänkipeltojen kyntö- ja muokkaustöiden on todettu oleellisesti vaikeutuvan, kun pohjavedenpinta on noussut lähelle maanpintaa. Vaikeutumisraja on kivennäismailla 25 cm, ohutturpeisilla mailla 35 cm ja paksuturpeisilla mailla 45 cm maanpinnasta. (vrt. kuva 55).

5.4 Ojitus maan suolapitoisuuden säätelyssä

Suomessa, jossa sadanta ylittää haihdunnan, kuivatuksen tarkoituksena on liiallisen veden poistaminen. Kuivatus on kuitenkin välttämätön toimenpide myös sellaisilla alueilla, joissa haihdunta on sadantaa suurempi ja joissa kastelu on kasvituotannon ehdoton edellytys. Näillä ns. aridisilla ja semiaridisilla alueilla viljelysmaan suolaantuminen on polttava ongelma ja toimiva ojitus on keskeinen tekijä tätä ongelmaa ratkaistaessa.

Maan suolapitoisuus voi johtua sen geologisesta historiasta. Rapautumisen tuloksena syntyvät suolat huuhtoutuvat kosteammilla ilmastoalueilla juuristokerroksesta sadevesien mukana pois, mutta aridisilla alueilla haihdunnan ylittäessä sadannan tätä luonnollista huuhtoutumista ei tapahdu. Kasteluun käytettävä vesi on yleensä tärkein suolan lisälähde. Kasteluvesi sisältää nimittäin aina suoloja ja kastelu lisää näin ollen maan suolojen määrää.

Maan suolaantuminen merkitsee maaveden väkevyyden lisääntymistä eli sen osmoottinen potentiaali alenee. Mitä enemmän maa kuivuu, sitä pienemmäksi osmoottinen potentiaali käy. Samalla painepotentiaali pienenee. Kun maaveden kokonaispotentiaalın ja kasvin juuren sisäisen potentiaalın välinen ero määrää kasviin virtaavan vesimäärän suuruuden, alkaa virtaus maan kuivuessa hidastua ja viimein loppuu kokonaan. Lopputuloksena on kasvin lakastuminen.

Suolat voidaan poistaa vain tehokkaalla maan huuhtelulla. Kasteluvettä on johdettava pellolle siksi paljon, että alaspäin liikkuvat vesimäärät ovat suurempia kuin kapillaarisesti pohjavedestä nousee vettä ylöspäin. Toisin sanoen sadannan ja kasteluveden yhteismäärän on oltava haihduntaa suurempi. Ylimääräinen vesi on poistettava ojituksella, sillä muuten pohjaveden pinta nousee. Korkealla olevasta pohjavedestä nouseva suolainen vesi aiheuttaa juuristokerroksen suolaantumista ja vaikeuttaa kasvien kasvua.

Yleinen nyrkkisääntö ojitusvyvydelle on, että veden kapillaarinen nousu maan pintakerrokseen on korkeintaan 0.5 mm/vrk. Oleellista on, että pohjaveden pinta pidetään kasvukauden aikana juuristovyöhykkeen alapuolella. Käytännössä kriittinen ojitusvyvyys vaihtelee näistä seikoista johtuen 80 cm:stä 200 cm:iin maalajista riippuen.

Aiheesta enemmän

- Airaksinen, J. 1978. Maa- ja pohjavesihydrologia. 248 s. Oulu.
- Andersson, S. & Wiklert, P. 1972. Om de vattenhållande egenskaperna hos svenska jordarter. Markfysikaliska undersökningar i odlad jord. XXIII. Grunförbättring no 2, 3. ss. 53–143.
- Andersson, S. & Wiklert, P. 1977 Studier av markprofiler i svenska åkerjordaren jaktasammanställning. Institution för markvetenskap. Avdelning för lantbrukets hydrofabrik. 100 s. Uppsala.
- Berglund, G. 1978. Influence on drain pipes by frost-heaving. 63 s. Sveriges Lantbruksuniversitet, Institutionen för markvetenskap, Avdelningen för lantbrukets hydroteknik. Rapport 116. 63 s. Uppsala.
- Bouma, J. 1977. Soil syrvey and the study of water in unsaturated soil. 107 s. Wageningen.
- Eriksson, J. 1982. Markpackning och rotmiljö. Sveriges Lantbruksuniversitet, Institutionen för markvetenskap, Avdelningen för lantbrukets hydroteknik. Rapport 126. 138 s. Uppsala.
- Hillel, D. 1971. Soil and water. 288 s. New York.
- Hooli, J., Tuononen, E. & Vakkilainen, P. 1977. Vesitalouden perusteet. 179 s. Otaniemi.
- ILRI. 1973. Drainage Principles and Applications. Vol I–IV. Wageningen.
- Juusela, T & Pälikkö, E. 1974. Maan vesitalous ja sen järjestely. Maanviljelysoppi 1. ss. 70–145. Helsinki.
- Kaitera, P. 1968. Maan kuivatus. RIL 67. ss. 530–585. Vammala.
- Kuusisto, E & Mälkki, E. 1982. Hydrologia. RIL 123. ss. 10–118. Vammala.
- Maunula, M. 1978. Kokeellinen tutkimus salaojaputkien vedenottokyvystä. Diplomityö Teknillisessä korkeakoulussa. 75 s.
- Muotiala, S. 1973. Tulvasuojelu, maankuivatus ja kastelu. RIL 92. ss. 189–233. Helsinki.
- Schilfgaarde van, J. 1974. Drainage for agriculture. 700 s. Madison.
- Suortti, T. 1978. Kokeellinen tutkimus salaojaputkien vedenjohtokyvystä. Diplomityö Teknillisessä korkeakoulussa. 78 s.