

Maija Paasonen-Kivekäs, Rauno Peltomaa, Pertti Vakkilainen, Helena Äijö (toim.)



MAAN VESI- JA RAVINNETALOUS

Ojitus, kastelu ja ympäristö

Maija Paasonen-Kivekäs, Rauno Peltomaa, Pertti Vakkilainen, Helena Äijö (toim.)

Maan vesi- ja ravinnetalous

Ojitus, kastelu ja ympäristö

Salaojayhdistys ry

3 Hydrologian perusteita

Pertti Vakkilainen

3.1 Johdanto

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

Maaperässä voidaan erottaa vedellä kyllästymätön kerros ja vedellä kyllästynyt eli pohjavesikerros. Vedellä kyllästymätön maakerros yhdistää hydrologisessa kierrossa ilmakehän pohjaveteen. Sadannasta osa suotautuu pohjaveteen ja pohjavedestä puolestaan osa palaa maan pintakerrokseen ja haihtuu ilmakehään. Kyllästymättömässä kerroksessa oleva vesi vaikuttaa moniin maan fysikaalisiin, kemiallisiin ja biologisiin reaktioihin. Niillä on vaikutusta niin kasvien kasvuun kuin maan lämpötalouteen ja roudan muodostumiseen sekä maan kaasutalouteen. Kyllästymättömän kerroksen vesitalous vaikuttaa myös ravinneiden ja muiden aineiden kulkeutumiseen pinta- ja pohjavesiin sekä ilmakehään ja sitä kautta ympäristön tilaan.

Viljelyn kannalta on oleellista, että pellon vesitalous tunnetaan mahdollisimman hyvin. Peltoa pyritään pitämään sopivassa kosteustilassa kasvien kasvuun, pellon kantavuuden, tiivistymishaittojen ja ravinnehuuhtoumien kannalta. Kuivatuksen ja kastelun suunnittelussa tarvitaan hydrometeorologisten olosuhteiden ja viljelytietojen lisäksi tietoa maaperän ominaisuuksista sekä veden sitoutumisesta ja veden liikkeistä maassa.

Tässä luvussa tarkastellaan hydrologista kiertoa pääpainon ollessa veden pidättymisessä ja liikkeissä maaperässä. Lisäksi käsitellään lyhyesti maan lämpötaloutta lähinnä roudan näkökulmasta.

3.2 Hydrologian perussuureita

Hydrologinen kierto

Mantereilla ja yksittäisellä valuma-alueella veden kiertokulku tapahtuu pääpiirteissään kuvan 3.1 esittämällä tavalla. Valuma-alueella tarkoitetaan aluetta, jolta pinta- ja pohjavedet laskevat mereen tai järveen tai tiettyyn uoman kohtaan. Sateesta osa pidättyy kasvilisuuteen ja haihtuu siitä suurimmaksi osaksi takaisin ilmakehään. Maanpinnalle tuleva vesi valuu osaksi vesiuomiin, osaksi haihtuu ja osaksi imeytyy maaperään. Osa vedestä voi jäädä lammikoiksi maanpinnalle (painannesäilyntä), josta se myöhemmin imeytyy maaperään tai haihtuu takaisin ilmakehään.

Pohjavesivyöhykkeessä huokokset ovat veden täyttämiä. Pohjavedenpinnan ja maanpinnan välissä olevia vesiä kutsutaan maavesiksi. Maavesivyöhykkeessä huokostilassa oleva vesimäärä vaihtelee ajan ja paikan suhteen. Puhutaan vedellä kyllästymättömästä kerroksesta, sillä yleensä vain osa huokosista on veden täyttämiä. 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 pohjavedenpinnan yläpuolelle maavedeksi.

Hydrologisen kierron perussuureet ovat sadanta (P), haihdunta (E), valunta (Q) sekä eri muodoissa tapahtuva varastoituminen (S). Perussuureet kuvaavat pinta-alayksikköä kohden tulevia vesimääriä ja niiden 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 yhtälössä (3.1).

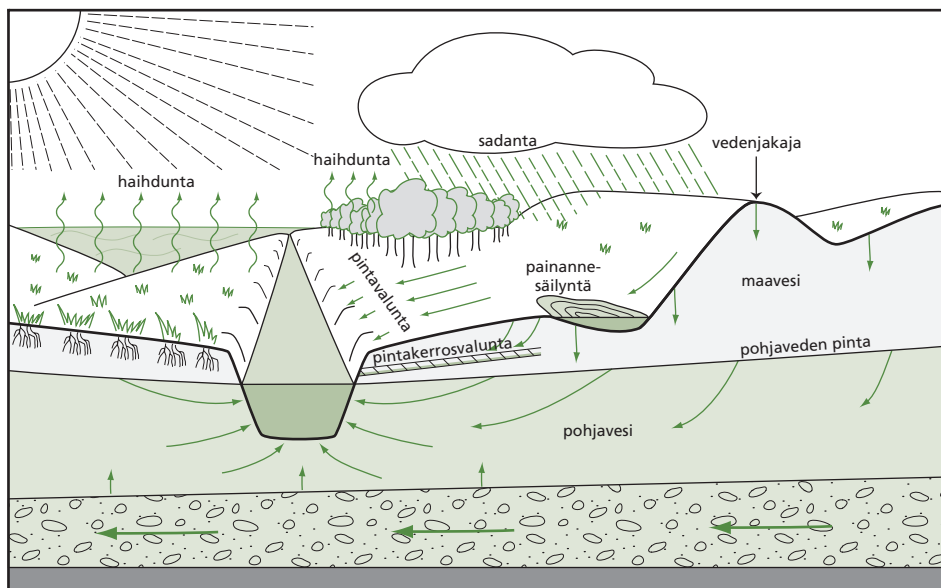
$$P = Q + E \pm \Delta S \quad (3.1)$$

Muuttuja ΔS kuvaa vesivaraston muutosta ko. ajanjaksolla. Vuosijaksoa koskevissa keskimääräistarkasteluissa voidaan vesitaseyhtälöstä (3.1) varastotermi jättää pois ja se yksinkertaistuu muotoon (3.2).

$$P = E + Q \quad (3.2)$$

Vesivarojen hyväksikäyttöä koskevissa suunnittelutehtävissä käytetään yleensä johdettuja suureita valuma ja virtaama sekä valituissa korkeustasossa mitattuja vedenkorkeuksia. Virtaama (Q) on se vesimäärä, joka kulkee aikayksikössä, tavallisesti sekunnissa uoman poikkileikkauksen lävitse. Yksikkönä on tavallisesti $l\ s^{-1}$ ja $m^3\ s^{-1}$. Valuma (q) on alueelta virtaavan veden määrä aika- ja pinta-alayksikköä kohden ja se ilmaistaan tavallisimmin yksiköissä $l\ s^{-1}\ ha^{-1}$ ja $l\ s^{-1}\ km^{-2}$. Valuma saadaan jakamalla virtaama valuma-alueen pinta-alalla.

Vedenkorkeus (W) on vedenpinnan vapaa korkeus valittuun perustasoon verrattuna. Sen yksikkönä käytetään metriä. Hydrologisessa suunnittelussa tavallisimmat tunnusomaiset suuret ja kirjainsymbolit on esitetty tietoruuksissa 3.1.



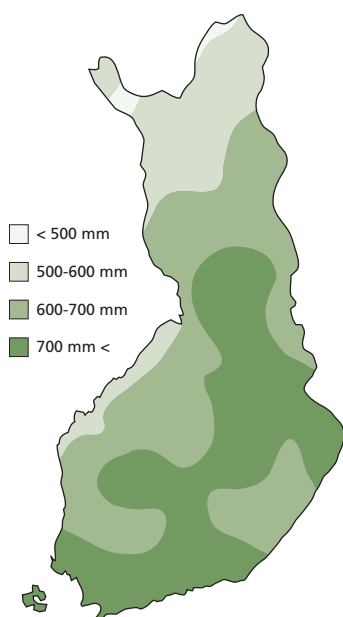
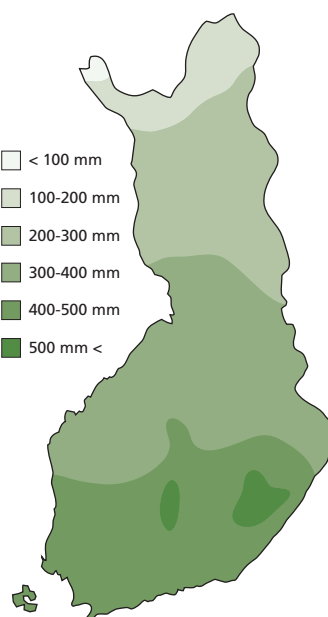
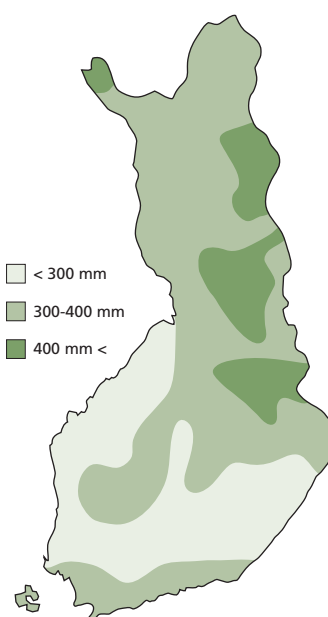
Kuva 3.1 Veden kierto valuma-alueella.

Taulukko 3.1 Hydrologinen kierto Suomessa.

	min	keskiarvo	max	lumen osuus
Etelä-Suomi				
sadanta, mm a ⁻¹	400	700	1000	30–40 %
haihdunta, mm a ⁻¹	300	400	500	
valunta, mm a ⁻¹	100	300	500	
Pohjois-Suomi				
sadanta, mm a ⁻¹	300	550	800	40–50 %
haihdunta, mm a ⁻¹	150	250	300	
valunta, mm a ⁻¹	150	300	300	

Suomi kuuluu ilmastollisesti alueeseen, jolle ovat tyypillisiä vuodenaikaiset valuntavaihtelut. Lumen kevätulamisesta aiheutuu yleensä vuoden suurin tulva ja syksyisistä vesisaiteista syystulva. Pienillä valuma-alueilla voivat ylivirtaamien hetkelliset arvot olla huomattavasti vuorokautisia keskiarvoja suurempia. Näillä hetkellisillä huipuilla on erityistä merkitystä yhdyskuntien sadevesiviemäröinnissä. Sen sijaan kastelussa veden tarve ja vesistön antoisuus määritetään useamman vuorokauden kestäväen kuivakauden keskiarvoina.

Alueellisesti hydrologiset suuret vaihtelevat Suomessa suhteellisen vähän. Taulukossa 3.1 on annettu eräitä hydrologisten suureiden vuotuisia arvoja Etelä- ja Pohjois-Suomessa. Kuvissa 3.2–3.4 on esitetty keskimääräinen sadanta, haihdunta ja valunta vuosina 1961–1991.

**Kuva 3.2** Keskimääräinen sadanta (mm a⁻¹) vuosina 1961–1991.**Kuva 3.3** Keskimääräinen haihdunta (mm a⁻¹) vuosina 1961–1991.**Kuva 3.4** Keskimääräinen valunta (mm a⁻¹) vuosina 1961–1991.

Tietoruutu 3.1

Hydrologisia suunnitteluksuuureita

		Virtaama Q	Valuma q	Vedenkorkeus 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

HQ = ylin virtaama = vuoden tai havaintojakson suurin virtaama

MHQ = havaintojakson vuotuisten HQ-arvojen keskiarvo

MQ = keskivirtaama = koko havaintojakson päiväarvojen keskiarvo

MNQ = havaintojakson vuotuisten NQ-arvojen keskiarvo

NQ = alin virtaama = vuoden tai havaintojakson alin virtaama

Suureiden lisämääreeksi annetaan usein havaintojakso.

Tavallisimpia aikamääreitä ovat 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 ylivirtaama

Tietyn vuoden alin arvo:

Nq_{1979} = alin valuma vuonna 1979

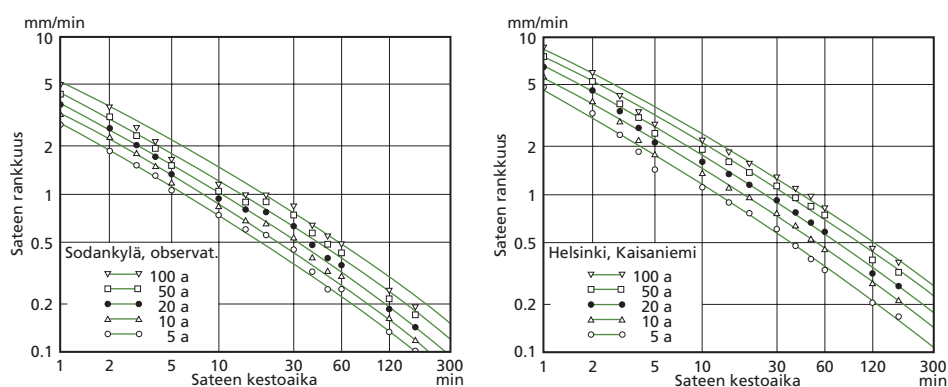
Sadanta ja sulanta

Sadanta eli sateen määrä on maahan sataneen veden määrä pinta-alaa ja aikaa kohden ja yleensä se ilmoitetaan millimetreinä aikayksikköä kohden. Kansainvälisesti katsoen Suomen sadanta on melko pientä. Vuosisadanta Suomessa vaihtelee maantieteellisen sijainnin mukaan välillä 500–750 mm. Eri vuosina sadanta vaihtelee tavallisesti vähemmän kuin 30 % keskiarvon molemmin puolin. Vuosisadanta on suurin maan eteläosassa ja pienin Lapin pohjoisosissa sekä Pohjanmaan rannikkoalueilla. Suomen keskimääräinen vuosisadanta on esitetty kuvassa 3.2.

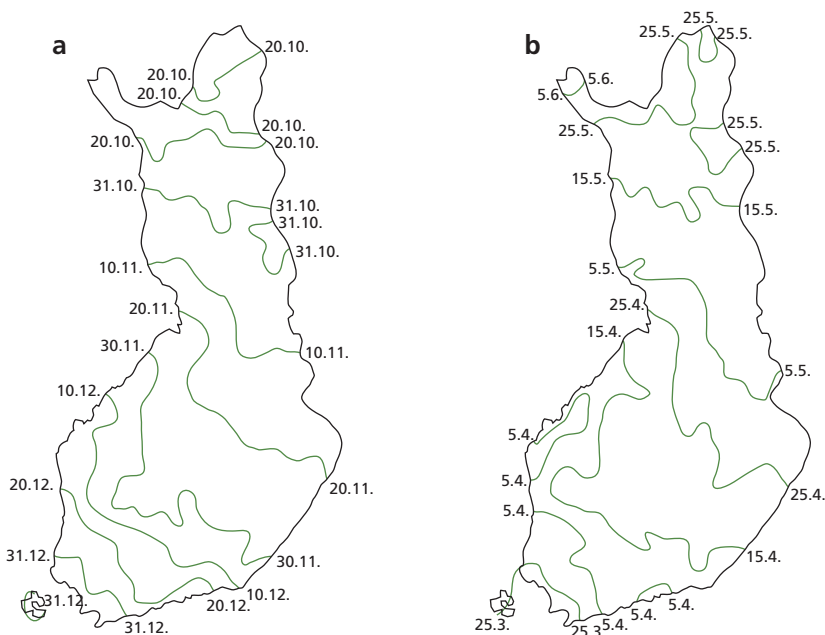
Sadannan vuodenaikaiset vaihtelut ovat jokseenkin samanlaisia koko maassa. Tavallisesti sadanta on pienin maaliskuussa ja suurin elokuussa. Huomattava osa kesäsateista imeytyy maaperään ja haihtuu ilmakehään ja muodostaa vain vähän valuntaa. Sen sijaan runsaista syyssateista voi muodostua poikkeuksellisia syystulvia maaperän ollessa veden kyllästämää ja haihdunnan ollessa vähäistä. Etelä-Suomessa miltei joka kolmas valuman vuosimaksimeista on syyssateiden aiheuttama. Pohjois-Suomessa ylivalumat syntyvät syyssateista harvemmin kuin kerran kahdessakymmenessä vuodessa. Lyhytaikaiset rankkasateet (kuva 3.5) on huomiotava taajama-alueilla esimerkiksi sadevesiviemäreiden mitoituksessa.

Lumen vesiärvolla tarkoitetaan sen vesikerroksen paksuutta, joka lumesta sulattaessa syntyy. Lumen vesiärvä ilmoitetaan yleensä millimetreinä (mm), joka lukuna on sama kuin lumen paino kilogrammoina neliömetrille (kg m^{-2}). Lumena tulevan sateen määrä vaihtelee alueittain. Lounais-Suomessa osuus on keskimäärin alle 30 % ja Pohjois-Suomessa 40–50 %. Lumipeitteen muodostumisessa ja häviämisessä, sen syvyydessä, vesiärvossa ja sulamisnopeudessa on selviä alueellisia eroja (kuvat 3.6–3.9).

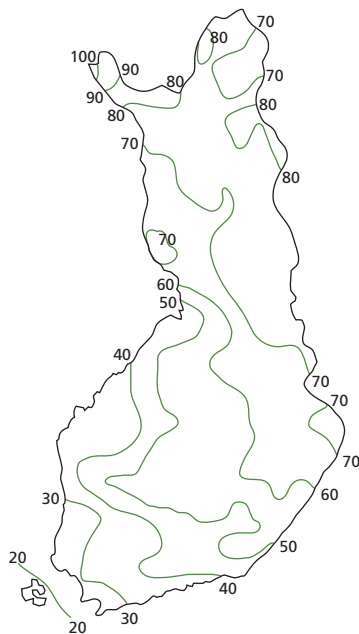
Pysyvä lumipeite muodostuu Lappiin tavallisesti loka-marraskuun vaihteessa ja etelärannikolle joulukuun loppupuolella. Lumipeite sulaa tavallisesti maan etelärannikolta huhtikuun alussa ja Lapista lähes pari kuukautta myöhemmin. Lumipeitteen keskimääräinen maksimisyyvyys on lounaisrannikolla 20 cm ja lumiolosuhteiltaan runsaimmassa Koillismaassa 70 cm. Vastaavasti lumen vesiärvon keskimääräinen maksimi eli lumeen varastoi-



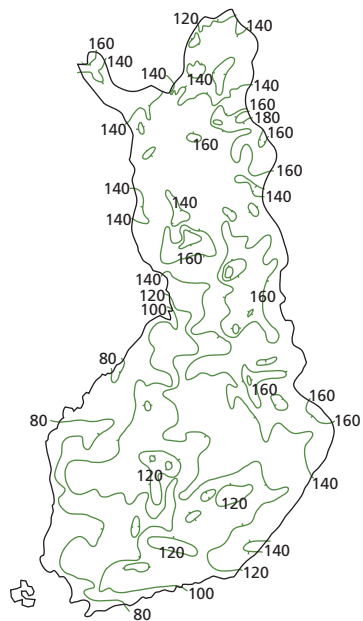
Kuva 3.5 Lyhytaikaisten sateiden rankkuus Helsingissä ja Sodankylässä eri toistumisajoilla (Kuusisto 1984).



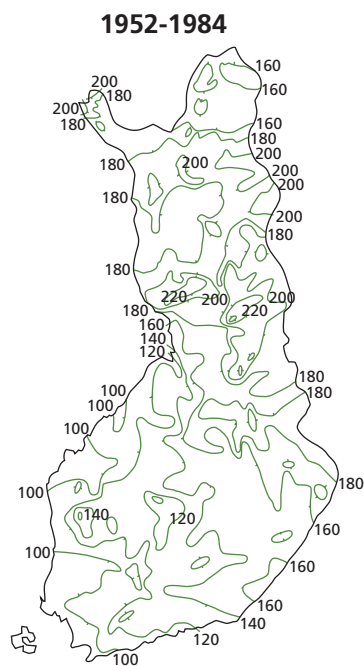
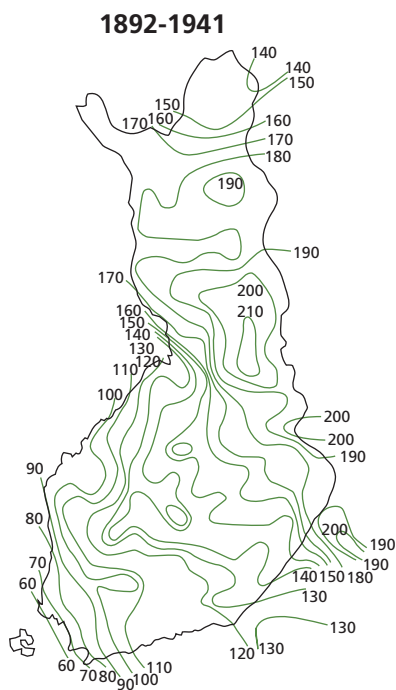
Kuva 3.6 Pysyvän lumipeitteen a) tulon ja b) katoamisen keskimääräinen ajankohta jaksolla 1960–1993 (Ilmatieteen laitos 2004).



Kuva 3.7 Lumipeitteen keskimääräinen syvyys (cm) 15. maaliskuuta vuosina 1961–1990 (Ilmatieteen laitos 2004).



Kuva 3.8 Lumen vesiarvon keskiarvo (mm) 16. maaliskuuta vuosina 1951–1988 (Vesi- ja ympäristöhallitus 1990).



Kuva 3.9 Lumen vesiarvon keskimääräinen vuosimaksimi (mm) Suomessa vuosina 1892–1941 ja 1952–1984 (Vesi- ja ympäristöhallitus 1990).

tuneen veden suurin määrä vaihtelee välillä 60–200 mm. Lumen syvyys ja vesiarvo saavuttavat maksimiarvonsa yleensä maaliskuun puolivälissä.

Vaikka lumipeitteen kerääntyminen kestää useita kuukausia, sen sulaminen tapahtuu muutamassa viikossa. Lumen sulaminen on teoreettisesti erittäin monimutkainen ilmiö ja johtuu eri tavoin ympäristöstä lumipeitteeseen siirtyvästä energiasta. Lisäksi alueen topografia ja kasvillisuus vaikuttavat sulamistapahtumaan. Ulkoisen ympäristön vaikutusten ohella sulannan määrään vaikuttavat merkittävästi itse lumipeitteen ominaisuudet, kuten tiheys, lämpötila ja lumen heijastusominaisuudet.

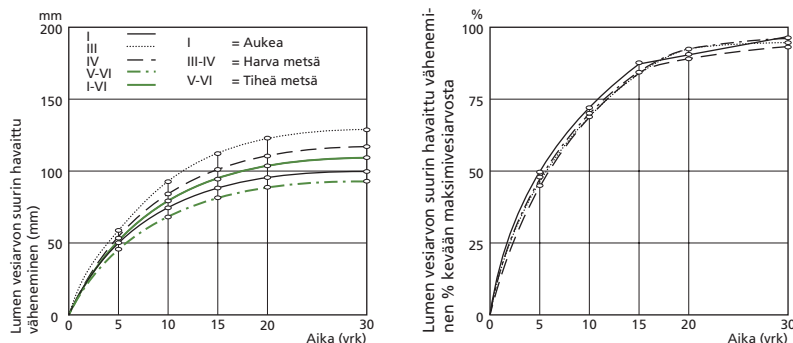
Vesirakenteiden mitoituksen perustana ovat yleensä ylivalumat, jotka Suomessa useimmiten aiheutuvat lumen sulannasta. Sulannan suuruutta voidaan tilastollisesti tarkastella lumen vesiarvon maksimivähennyksen perusteella. Suurimmat havaitut lumen vesiarvon maksimivähennykset ensimmäisen viiden vuorokauden aikana ovat koko maassa 40–50 % lumen maksimivesiarvosta (kuva 3.10). Absoluuttiset arvot vaihtelevat alueellisesti ja ovat suurimpia runsaslumisilla alueilla Pohjois-Suomessa. Myös eri maastotyyppien välillä on havaittavissa eroja. Lumipeitteen sulannan ja samanaikaisesti tapahtuvaan sadannan summaa nimitetään vedentuotoksi. Kuvassa 3.11 on esitetty kolmelta paikkakunnalta keskimääräinen lumen vesiarvon vähennyksen ja sadannan summa.

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 (3.3).

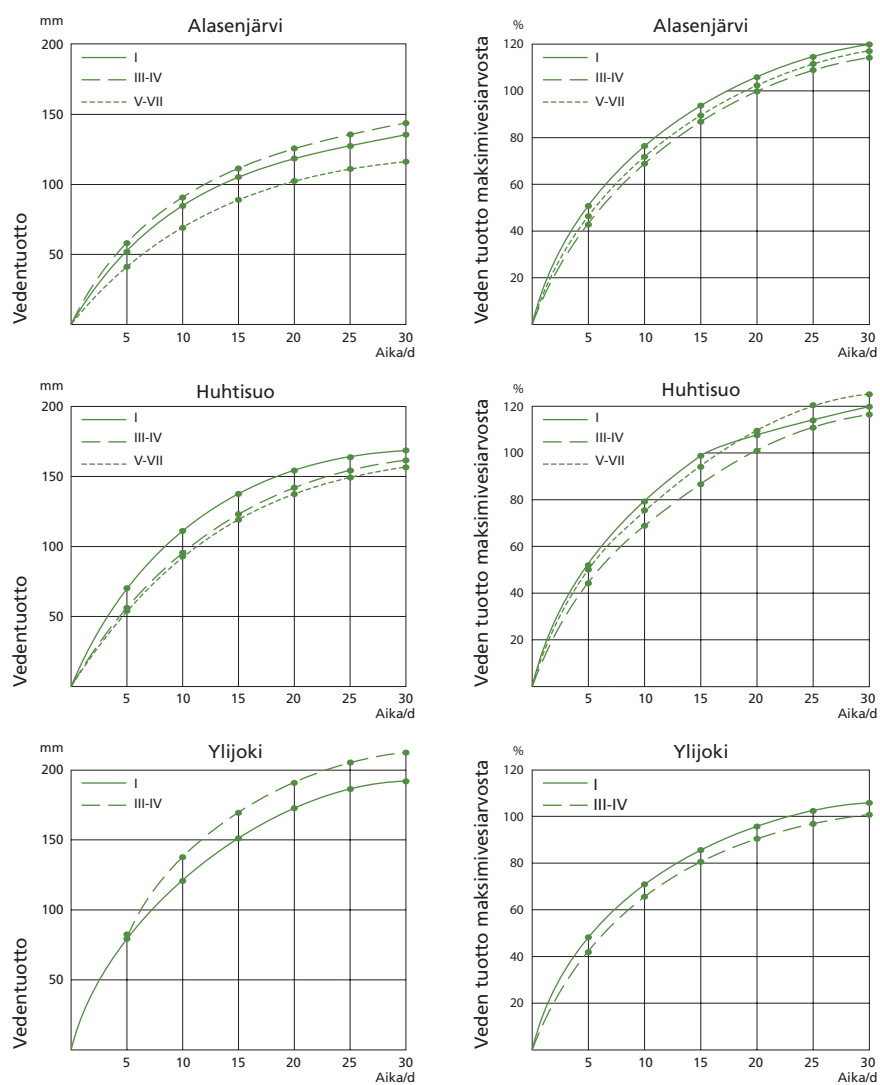
$$M = k_m (T - T_o) \quad (3.3)$$

- M = sulanta mm d⁻¹
 k_m = astepäivätekijä mm °C⁻¹ d⁻¹
 T = vuorokauden keskilämpötila °C
 T_o = sulannan rajalämpötila °C

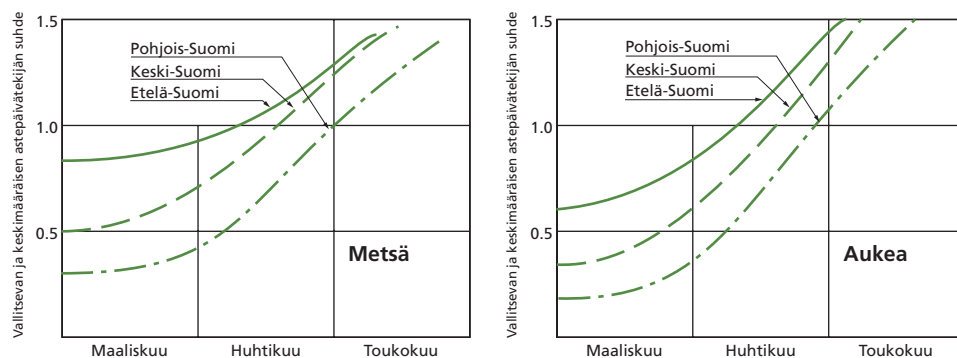
Eri tutkimuksissa saadut keskimääräiset astepäivätekijän arvot vaihtelevat Suomen oloissa aukealla 3,0–3,5 mm °C⁻¹ d⁻¹ ja metsässä 2,0–2,5 mm °C⁻¹ d⁻¹ välillä. Sulamisen edistyessä lumen ominaisuudet muuttuvat ja astepäivätekijä kasvaa. Kuvassa 3.12 on esitetty astepäivätekijän kehitys sulamiskauden aikana mäntymetsässä ja aukealla.



Kuva 3.10 Lumen vesiarvon suurin havaittu väheneminen eri maastotyypeissä ilmaistuna millimetreinä ja prosentteina (Kaitera 1939).



Kuva 3.11 Lumipeitteen suurin havaittu vedentuotto (=sulanta + sadanta) Alasenjärven (Rantasalmi), Huhtisuon (Ruokolahti) ja Ylijoen (Rovaniemi) valuma-alueilta.



Kuva 3.12 Astepäivätekijän kehitys mäntymetsässä ja aukealla maan eri osissa (Kuusisto 1984).

Haihdunta

Haihdunta ilmiönä

Haihtumisella ymmärretään nestemäisessä tai kiinteässä muodossa olevan veden muuttumista vesihöyryksi. Haihdunnan välttämätön ehto on, että vesihöyryn osapaine ilman ja veden rajapinnan yläpuolella on alempi kuin rajapinnassa. Päinvastaisessa tapauksessa tapahtuu vesihöyryn tiivistymistä, jolloin energiaa vastaavasti vapautuu.

Luonnossa haihduntaan tarvittava energia voi tulla auringon säteilynä tai lämmön kulkeutumisena ilmastusta, maasta tai vedestä. Vesihöyryn paine-eron ylläpitämiseksi tarvitaan jatkuvan energiavirran ohella vesihöyryn kulkeutumista kauemmas ilmakehään. Tuulen nopeuden lisääntyminen nopeuttaa vesihöyryn kulkeutumista.

Ilmavirtauksen pyörteisyys riippuu tuulen nopeuden ohella myös haihduttavan pinnan karkeudesta. Lisäksi ilmakehän lämpötilakerrostuneisuus vaikuttaa vesihöyryn kulkeutumisnopeuteen. Normaalitilanteessa lämpötila laskee ilmakehässä ylöspäin mentäessä 0,6 °C 100 metriä kohti. Mikäli lämpötilan lasku on tätä nopeampaa, tapahtuu konvektiovirtausta alhaalta ylöspäin ja tämä nopeuttaa vesihöyryn kulkeutumista. Jos taas lämpötila laskee em. arvoa vähemmän, syntyy tilanne, jossa vesihöyryn kulkeutuminen tapahtuu normaalitilannetta hitaammin. Haihduntailmiö on esitetty tietoruuksissa 3.2.

Luonnossa haihtumista tapahtuu veden, lumen ja jään pinnasta, maasta ja kasvustosta. Näiden erottamiseksi toisistaan on otettu käyttöön seuraavat käsitteet:

- Evaporaatio: haihdunta maan, veden tai lumen pinnalta.
- Transpiraatio: kasvien elintoimintaan liittyvä haihdunta. Haihtuva vesi kulkee juuri-varsi-lehti-systeemin lävitse.
- Evapotranspiraatio: maa-alueilta tapahtuva kokonaishaihdunta.
- Potentiaalinen evapotranspiraatio: laajalta alueelta tapahtuva haihdunta, kun maa on lyhyen kasvillisuuden täysin peittämä, eikä veden puute rajoita haihduntaa.
- Potentiaalinen evaporaatio: puhtaasta, vapaasta vedenpinnasta tapahtuva haihdunta.
- Todellinen haihdunta: haihdunta, joka todellisuudessa tapahtuu tietyllä alueella.
- Interseptiohaihdunta: kasvien pinnoille pidäytyneen veden haihdunta.

Veden pinnasta tapahtuva haihdunta riippuu pelkästään energia- ja ilmastotekijöistä, sillä vettä on tällaisissa tapauksissa haihduntaan aina saatavilla.

Paljaasta maasta tapahtuvaa haihtumista säätelevät sateen jälkeen samat tekijät kuin veden pinnasta tapahtuvaa haihduntaa. Kun maanpinnan ylin osa kuivuu, jatkuu haihdunta samalla tasolla vain, mikäli veden virtaus alemmalla maasta pystyy tuomaan vettä riittävästi maan pintaan. Jos veden nousu on ilmakehän haihduntavaatimusta vähäisempää, kuivuu maanpinta edelleen ja muodostaa haihduntaa pienentävän kuivan kerroksen.

Transpiraatio ja interseptiohaihdunta estävät kasvuston lämpötilan kohoamisen haitallisen korkeaksi. Kasvun kannalta vesi on välttämätön mm. siksi, että se tuo kasville tarpeellisia aineita maaperästä ja pitää kasvia pystyssä. Vesi on lisäksi protoplasman tärkeä aineosa ja fotosynteesissä se on yhtä oleellinen kuin hiilidioksidi.

Käytännöllisesti katsoen kaikki transpiraatio tapahtuu lehtien alapinnoilla olevien ilmarakojen kautta. Ilmarakojen avautumista ja sulkeutumista säätelevät valon intensiteetti, lehden lämpötila ja kasvin solujen välisen tilan CO₂-pitoisuus tavalla, jota ei tarkasti tunneta. Mikäli transpiraatio on niin suurta, ettei vettä pääse kasviin maasta riittävästi, kas-

vin sisäinen paine, ns. turgoripaine, laskee ja ilmaraot sulkeutuvat. Transpiraatio lakkaa, kunnes vettä on päässyt maasta kasviin jälleen riittävästi.

Maan pinnalta tapahtuvan haihdunnan ja transpiraatiohaihdunnan merkittävä ero on, että ensin mainitussa tapahtumassa vesi poistuu maasta ainoastaan yhdeltä tasolta, kun taas transpiraatioissa kasvit ottavat vettä koko juuristokerroksen syvyydeltä.

Veden virtaus maa-kasvi-ilmakehä-systeemissä aiheutuu energiaeroista. Vesi virtaa siihen suuntaan, jossa energiatila on pienempi. Transpiraatiolle voidaan kirjoittaa maan ja lehden potentiaalien sekä maassa ja kasvustossa vallitsevien vastusten perusteella yhtälö (3.4).

$$T_r = \frac{h_s - h_l}{R_s + R_p} \quad (3.4)$$

T_r = transpiraatio (md^{-1}) h_s = potentiaali maassa (m)
 h_l = potentiaali lehdessä (m) R_s = virtausvastus maassa (d)
 R_p = virtausvastus kasvissa (d)

Tietoruutu 3.2

Haihduntailmiö

Haihdunnan tarvitsemaa energiaa nimitetään latentiksi energiaksi ja sen suuruus on $2,47 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$ lämpötilan ollessa $+10^\circ \text{C}$. Tarvittavan energian määrä vaihtelee vain vähän, 0,1 % lämpöastetta kohti. Vesimolekyyliä siirtyy sekä vedestä ilmaan että ilmasta veteen. Siirtyvien vesimäärien erotukselle eli nettohaihdunnalle voidaan kirjoittaa lauseke (T3.1).

$$E = c_1 \exp\left(-\frac{L/n}{k_B T_s}\right) - c_2 (1-r)e \quad (T3.1)$$

E = haihdunta (mm)

c_1, c_2 = vakioita

L = latentti energia (J kg^{-1})

n = vesimolekyylien lukumäärä veden tilavuusyksikköä kohti

k_B = Boltzmannin vakio

T_s = pintalämpötila ($^\circ \text{C}$)

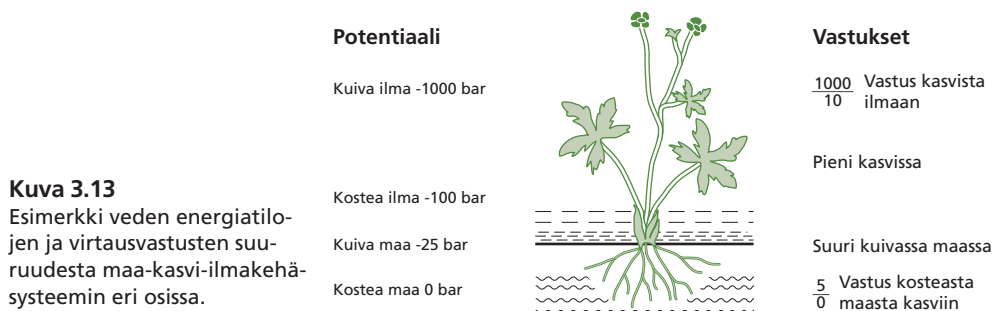
r = veden pinnasta takaisin ilmaan kimpoavien vesimolekyylien osuus

e = vesihöyryn paine (mbar)

Mikäli vesimolekyylien lukumäärä ilmassa pysyy vähäisenä eli vesihöyryn paine pysyy pienenä, haihduntaa tapahtuu jatkuvasti, jos energiaa on riittävästi saatavilla. Jos taas vesihöyryn poiskulkeutuminen pinnan yläpuolelta estyy, saavutetaan ennen pitkää tilanne, jossa nettohaihdunta lakkaa. Pinnan yläpuolella vallitsee tällöin kyllästetyn vesihöyryn paine e_s . Sijoittamalla $E = 0$ yhtälöön (T3.2) saadaan kyllästetyn vesihöyryn paineelle ilmaisu:

$$e_s = \frac{c_1}{c_2 (1-r)} \exp\left(-\frac{L/n}{k_B T_s}\right) \quad (T3.2)$$

Toisin sanoen e_s on lämpötilan yksikäsitteinen funktio. Jos tarvittava energia tulee vedestä, veden lämpötila laskee ja haihdunta alkaa pienentyä. Ennen pitkää joudutaan tilanteeseen, jossa haihdunta kokonaan lakkaa.

**Kuva 3.13**

Esimerkki veden energiatilojen ja virtausvastusten suuruudesta maa-kasvi-ilmakehä-systeemin eri osissa.

Veden virtausta maasta kasvin kautta ilmakehään ei siis säätele maan vesipitoisuus, vaan maaveden ja kasvin lehdessä olevan veden välinen energiaero sekä ilmakehän kyky vastaanottaa haihtuvaa vettä. Esimerkki potentiaalien suuruudesta maa-kasvi-ilmakehä-systeemin eri osissa on esitetty kuvassa 3.13.

Juuristokerroksen kylmyys on tekijä, joka voi Suomen olosuhteissa vaikuttaa transpiraatiota pienentävästi kasvukauden alkuvaiheessa. Matala lämpötila hidastaa juurten kasvua, nostaa veden viskositeettia ja kasvattaa soluseinämien virtausvastusta. Esimerkkinä lämpötilan vaikutuksesta on kuvassa 3.14 esitetty laboratorio-oloissa saatu tutkimustulos.

Osa sateesta pidättyy kasvuston pinnalle ja haihtuu siitä suoraan ilmaan, joten sen ei tarvitse transpiraatioveden lailla voittaa maan ja kasvuston aiheuttamaa virtausvastusta. Interseptiohaihdunta tapahtuu tästä syystä nopeammin kuin transpiraatio. Sadannan lisääntyminen merkitsee yleensä suurempaa interseptiohaihduntaa ja suurempaa kokonaishaihduntaa. Kasvien vedenotto on esitetty tietoruu-

Maanpinnan hyväksi tuleva nettosäteily jakautuu haihduntaan kuluvaan eli latenttiin energiaan, lämmön virtaukseen eli konvektiiviseen lämpöön ja veteen tai maahan siirtyvään energiaan ja fotosynteesiin yms. kuluvaan energiaan:

$$R_n = LE + C + G + M \quad (3.5)$$

R_n = nettosäteily (Wm^{-2})

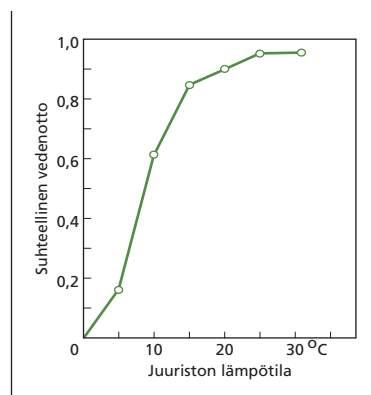
LE = haihduntaan kuluva energia (Wm^{-2})

C = konvektiivinen lämpö (Wm^{-2})

G = maahan tai veteen siirtyvä energia (Wm^{-2})

M = fotosynteesiin yms. kuuluva energia (Wm^{-2})

Haihduttavien pintojen säteilytaseet poikkeavat toisistaan. Veden albedo, joka on heijastuneen ja tulevan säteilyn suhde, on noin 0,08. vihreän ruohon noin 0,25, metsän noin 0,15 ja lumen jopa 0,85.

**Kuva 3.14**

Transpiraation riippuvuus juuristokerroksen lämpötilasta.

Tietoruutu 3.3

Kasvien vedenotto

Kasvien kasvun kannalta ympäristö voidaan jakaa kolmeen alueeseen: a) ilmakehään, b) maaperän vedellä kyllästymättömään alueeseen ja c) maaperän vedellä 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 kyllästymättömällä alueella prosessit ovat yhteydessä maaperän tiheyteen, vesipitoisuuteen ja lämpötilaan, hapen ja hiilidioksidin määrään maaperässä, sekä ravinnonsaantimahdollisuuksiin ja maaperän suolapitoisuuteen.

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

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 kyllästysvaukuksesta ja nettosäteilystä.

Kasvun määrä on todettu riippuvan varsin suoraviivaisesti transpiraation määrästä. De Wit (1958) on esittänyt sadon kuiva-ainepainon määrittämiseksi seuraavaa

$$Y = AT_{\text{tot}} \quad (T3.3)$$

Y = kuiva-ainepaino (kg m⁻²)

A = ilmasto-oloista ja leveysasteesta riippuva kerroin (kg m⁻³)

T_{tot} = kumuloituva transpiraatio (m)

Jos jokin muu kuin vedenpuute on kasvua rajoittava tekijä, jää sato tietylle tasolle, vaikka transpiraatiomäärät lisääntyisivätkin. Kun matrikpotentiaali on välillä -500 cm v.p. ja -1000 cm v.p. oletetaan transpiraation tapahtuvan potentiaalisella tasolla. Liian märässä tai liian kuivassa kuivassa maassa haihdunta on tätä pienempää. (ks. kohta 3.3)

Haihdunnan arviointi

Haihdunnan arviointia varten on kehitetty runsaasti erityyppisiä menetelmiä. Yleisesti käytetty arviointimenetelmä on vesitasemittaukset. Valuma-alueelta tapahtuva haihdunta voidaan määrittää vesitaseen avulla:

$$E = P - Q \pm \Delta S \quad (3.6)$$

E = haihdunta (mm)

P = sadanta (mm)

Q = valunta (mm)

S = varastoituminen (mm)

Vuosihaihduntaa määritettäessä vesitase on käyttökelpoisimmillaan. Jos käytettävissä ovat useiden vuosien sadanta- ja valuntasarjat, voidaan varastoituminen jättää huomioonottamatta ja haihdunta saadaan sadanta- ja valunta-arvojen erotuksena. Lyhytaikaisen haihdunnan määrittämisessä on runsaasti ongelmia. Ensinnäkin sadannan luotettava määrittäminen on käytännössä sitä vaikeampaa mitä lyhyemmästä jaksosta on kysymys. Valuma-alueelle varastoituneen vesimäärän vaihtelun selvittäminen on vielä sadannan määrittämistäkin hankalampi tehtävä.

Lysimetrit ovat maahan upotettuja ja maalla täytettyjä astioita, joista haihdunta määritetään joko punnitsemalla tai vesitaseyhtälön jäännösterminä. Punnitsevilla lysimetreissä sadannasta ja haihdunnasta aiheutuvat maan painon muutokset rekisteröidään. Ei-punnitsevilla lysimetreissä sadanta, lysimetrin läpi virtaava vesimäärä ja maan vesipitoisuus täytyy erikseen mitata ja haihdunta saadaan näiden avulla lasketuksi.

Yleisimmin haihdunnan mittaaminen tapahtuu erityyppisiä haihtumisastioita käyttäen. Haihtumisastiat voidaan sijoittaa maanpinnan yläpuolelle tai upottaa maahan sekä järvi-haihduntaa mitattaessa vedessä kelluville lautoille. Maailman Ilmatieteen järjestö (WMO) suosittaa käytettäväksi amerikkalaista Class A -astiaa tai venäläistä GGI-3000 -astiaa.

Haihtumisastioista tapahtunut haihdunta saadaan lasketuksi astian vedenpinnan muutoksen ja sadannan avulla. Astiasta tapahtuva haihdunta edustaa tarkasti ottaen vain itseään, sillä astia eroaa ympäristöstään mm. värin, lämpötilan ja aerodynaamisten ominaisuuksien puolesta.

Astiahaihdunnat muunnetaan potentiaaliseksi haihdunnaksi tai järvihaihdunnaksi kertomalla saadut mittaustulokset kokeellisesti määritetyillä kertoimilla.

Potentiaalisen haihdunnan empiirisiä ja puoliempiirisiä määrittämismenetelmiä, jotka perustuvat ilmatieteellisiin mittauksiin, on kehitetty lukuisia. Näitä sovellettaessa on muistettava, että ne on kehitetty tiettyjä olosuhteita silmälläpitäen eivätkä ne sellaisinaan yleensä suoraan sovellu toisenlaisissa oloissa käytettäväksi. Yksinkertaisimmat menetelmät perustuvat kuukausilämpötilojen käyttöön. Esimerkki fysikaalisessa mielessä varsin hyvin perus-

Tietoruutu 3.4

Penman-Monteith menetelmä

Monteith ja Rijtema kehittivät Penmanin menetelmän muotoon, joka mahdollistaa todellisen haihdunnan laskennan:

$$LE = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho_a c_p (e_s - e_a) / r_a}{\Delta + \gamma(1 + r_s / r_a)} \quad (T3.4)$$

ρ_a = ilman tiheys, kg m⁻³

c_p = ilman ominaislämpö, J kg⁻¹ K⁻¹

r_s = pintavastus, s m⁻¹

r_a = aerodynaaminen vastus, s m⁻¹

LE = haihduntaan kuluva energia, W m⁻²

Δ = vesihöyrypainekäyrän kaltevuus, mbar°C⁻¹

G = maahan siirtyvä energia, W m⁻²

γ = psykrometrivakio, mbar°C⁻¹

Pintavastuksella r_s tarkoitetaan vastusta, jonka kasvusto aiheuttaa maasta ilmaan pyrkivälle vedelle. Interseptiotilanteessa pintavastuksen arvo on $r_s = 0$. Potentiaalisen haihdunnan salivissa oloissa sen on todettu olevan peltokasveilla $r_s = 40\text{--}60$ s m⁻¹ (Monteith 1981) ja havumetsillä $r_s = 100\text{--}200$ s m⁻¹ (Gash ja Stewart 1975). Otaniemen lysimetrikentällä suoritettujen mittausten mukaan toukokuussa keskimääräinen pintavastuksen arvo oli ruohikoille niinkin korkea kuin $r_s = 200$ s m⁻¹, kesä-elokuussa $r_s < 50$ s m⁻¹ ja syyskuussa $r_s \approx 150$ s m⁻¹ (Vakkilainen 1982). r_s :n arvo riippuu mm. kasvuston pituudesta ja tuulen nopeudesta.

tellusta haihdunnan arviointimenetelmästä on Penmanin yhtälö, jossa muuttujina ovat tuulen nopeus, nettosäteily, maahan menevä energia, vesihöyrynpaine ja ilman kyllästysvastus. Monteith (1965) kehitti Penmanin menetelmän muotoon, joka mahdollistaa myös todellisen haihdunnan laskennan (Tietoruutu 3.4).

Haihdunta Suomessa

Vuosisadannasta haihtuu Etelä-Suomessa runsaat puolet eli keskimäärin 400–500 mm. Sen sijaan Lapissa haihdunta on 30–40 % sadannasta eli keskimäärin 200–250 mm. Haihdunnan vuosivaihtelut ovat suurehkot 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. Kuva 3.3 esittää vuosihaihduntaa Suomessa.

Haihdunnan jakautumista eri kuukausien osalle on Suomessa selvitetty niukahkosti. Taulukossa 3.2 on koottu tuloksia selvityksistä, jotka kattavat vuoden kaikki kuukaudet. Niinivaara (1955) laski aluehaihdunta-arvot vesitasetta käyttäen pienille noin 5 km suuruisille Kaakkois-Suomessa sijaitseville valuma-alueille. Näitä tuloksia arvioitaessa on otettava huomioon, että niitä laskettaessa ei sadanta-arvoja ole korjattu. Otaniemen arvot perustuvat lysimetrikentällä tehtyihin mittauksiin (Kaitera ja Teräsvirta 1972, Järvinen 1978, Vakkilainen 1982).

Lumen pinnasta tapahtuva haihdunta on vähäistä. Kaiteran ja Teräsvirran (1972) suorittamien mittausten mukaan (taulukko 3.3) haihdunnan kuukausiarvot olivat keskital-

Taulukko 3.2 Haihdunnan jakautuminen eri kuukausille.

Kuukausihaihdunta (mm)													
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Koko vuosi
Latosuo ¹⁾													
mm	3	6	12	21	39	58	66	54	29	15	9	6	318
%	1	2	4	6	12	18	21	17	9	5	3	2	
Huhtisuo ¹⁾													
mm	6	8	12	24	45	65	73	61	33	19	12	9	367
%	2	2	3	7	12	18	20	17	9	5	3	2	
Otaniemi ²⁾													
mm	-2	-2	6	21	60	104	108	83	48	20	10	5	461
%	0	0	1	5	13	23	23	18	10	4	2	1	

Lähteet: ¹⁾ Niinivaara (1955), ²⁾ Kaitera ja Teräsvirta (1972), Järvinen (1978), Vakkilainen (1982)

Taulukko 3.3 Joulu-toukokuun kokonaishaihdunnat (mm) keskimääräisten mitattujen vuorokausiarvojen perusteella laskettuna (Kaitera ja Teräsvirta 1972).

Kuukausihaihdunta (mm)							
1969/-70	XII	I	II	III	IV	V	Yhteensä
Otaniemi 1.1...15.4.		-1,55	-1,96	5,58	7,95		10,1
Sodankylä, aukea 1.1...15.5.		-1,55	-1,96	2,48	8,37	7,20	14,5
Sodankylä, metsä 1.1...23.5.		-1,55	-1,68	0,90	6,60	8,74	13,0
1970/-71	XII	I	II	III	IV	V	Yhteensä
Otaniemi 1.3...31.3.				4,34			
Sodankylä, aukea 1.12..10.5.	-3,10	-1,55	-1,40	0,62	15,30	7,10	17,0
Sodankylä, metsä 1.12..20.5.	-3,10	-1,86	-1,40	0,00	10,50	10,80	14,9

vella negatiivisia, ts. lumen pintaan tiivistyi enemmän vesihöyryä kuin siitä haihtui. Talven aikana tapahtunut kokonaishaihdunta jäi sekä Otaniemessä että Sodankylässä pienemmäksi kuin 20 mm.

Valunta

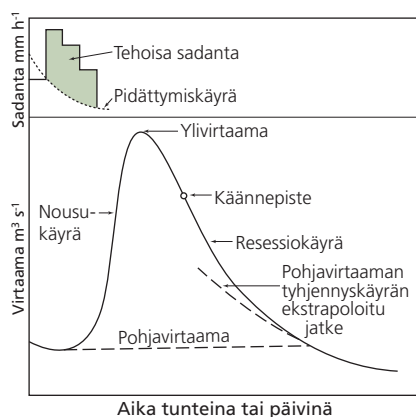
Valuntailmiön voidaan ajatella koostuvan kolmesta valunnan muodosta (ks. kuva 3.1):

- pintavalunnasta: se osa sadannasta tai sulannasta, joka ei haihdu eikä imeydy maaperään, vaan kulkeutuu painovoiman vaikutuksesta pintave-tenä vesistöön,
- pintakerrosvalunnasta: se osa sadannasta tai sulannasta, joka imeytyy maaperään ja kulkeutuu maan pintakerroksissa vesiuomiin,
- pohjavesivalunnasta: se osa sadannasta tai sulannasta, joka imeytyy maaperään ja poistuu pohjavesien kautta vesistöön.

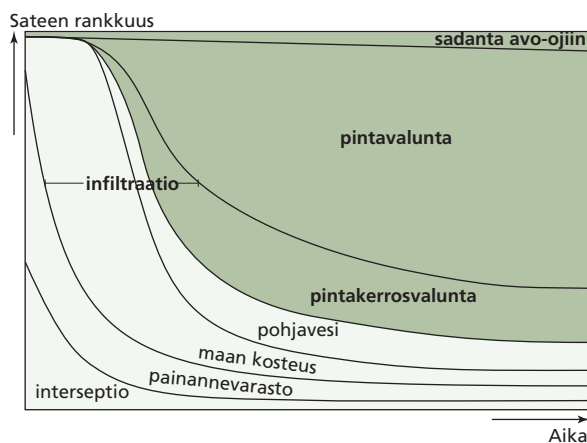
Valunnan eri osien suhteellinen suuruus riippuu sadannan tai sulannan ominaisuuksista ja alueen pinnan muodosta ja maaperästä. Maanpäällisen valunnan osuus muodostuu suureksi, jos maanpinta läpäisee huonosti vettä. Tämä voi johtua maalajin hienorakeisuudesta, roudasta sekä luonnollisesta tai ihmisen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

Pintakerrosvalunta on suurta, jos maanpinta läpäisee hyvin, mutta pinnan alapuolella on läpäisemätön kerros, joka estää veden suotautumisen syvemmälle. Esimerkiksi pelto- mailla muokkauskerroksen alle voi muodostua tiivis kyntöantura (jankko). Samoin luon- nontilaisilla moreenimailla löyhän pintamoreenin alla on tiivistä pohjamoreenia. Pohja- vesivalunnan osuus on suurin karkearakeisilla mailla, joilla pinnan imeyntäkapasiteetti on suuri ja myös alla olevat kerrokset ovat hyvin vettä johtavia.

Pinta- ja pintakerrosvaluntaa, joista vesiuomien välitön valunta muodostuu, esiintyy yleensä vain keväällä sulamisvesien aikaan ja syksyllä runsaiden sateiden kyllästettyä maan. Sen sijaan kesällä ja talvella valunta on pääasiassa pohjavesivaluntaa. Tyypillinen valuntakäyrä on esitetty kuvassa 3.15.



Kuva 3.15 Valuntakäyrä.



Kuva 3.16 Valunnan jakautuminen sateen rankkuuden ja keston mukaan.

Tietyn suuruisesta sulannasta tai sadannasta aiheutuva valunta vaihtelee samallakin valuma-alueella eri aikoina. Periaate-esitys valunnan jakautumisesta sateen rankkuuden ja keston mukaan on esitetty kuvassa 3.16. Valuntaan vaikuttavat tekijät voidaan jakaa kolmeen ryhmään: ilmastollisiin, aluetekijöihin ja ihmistoiminnoista aiheutuviin. Valunnan vuotuinen vaihtelu noudattaa ilmastollisten 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 tästä syystä valuntahuiput ovat loivemmat.

Järvet pienentävät oleellisesti ylivalumia ja tasoittavat alivalumia varastotilansa avulla. Veden pidättäytyminen on tehokkainta järvien sijaitessa valuma-alueen alaosissa.

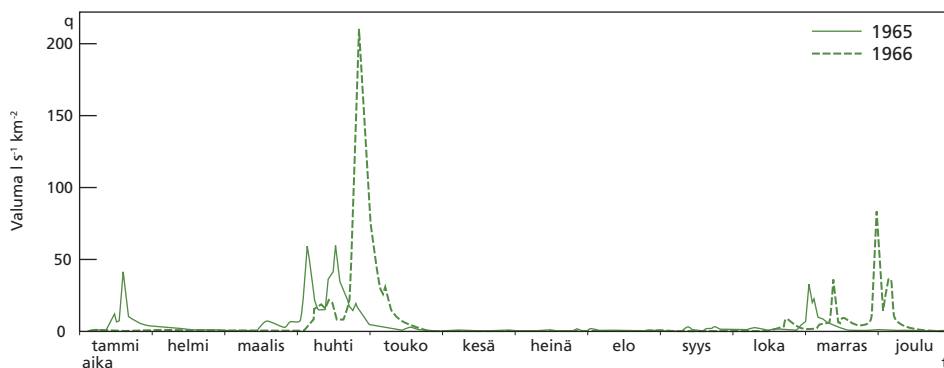
Valuma-alueen suuri kaltevuus lyhentää valuman kerääntymisaikaa ja kasvattaa ylivalumia. Tosin lumen sulamisesta aiheutuvaan ylivalumaan kaltevuudella ei ole niinkään merkitystä, sillä eri suuntiin kaltevilla rinteillä sulanta tapahtuu eri aikoina. Etelään viettävillä rinteillä lumi saattaa olla täysin sulanut, kun varjoisilla pohjoisrinteillä on vielä tasainen lumipeite. 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 maalajeihin 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 ja edistää veden imeytymistä kuohkean juuristovyöhykkeen avulla.

Keväällä lumen sulaminen metsässä tapahtuu myöhemmin ja hitaammin kuin aukealla, mikä pienentää koko valuma-alueen ylivalumia. Peltoaukeilla 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. Avo-suot pienentävät myös keski- ja alivalumia runsaan haihdunnan vuoksi.

Kuvassa 3.17 on esitetty Lounais-Suomessa sijaitsevan pienen järveltömän Löytäneenojan valuma-alueen valumat kahdelta vuodelta. Alue on kooltaan 5,64 km² ja siitä on noin 2/3 viljelysmaata. Järveltömyydestä ja pellon suuresta määrästä johtuen alueella on havaittavissa voimakkaat ylivalumat ja selvät alivalumakaudet.



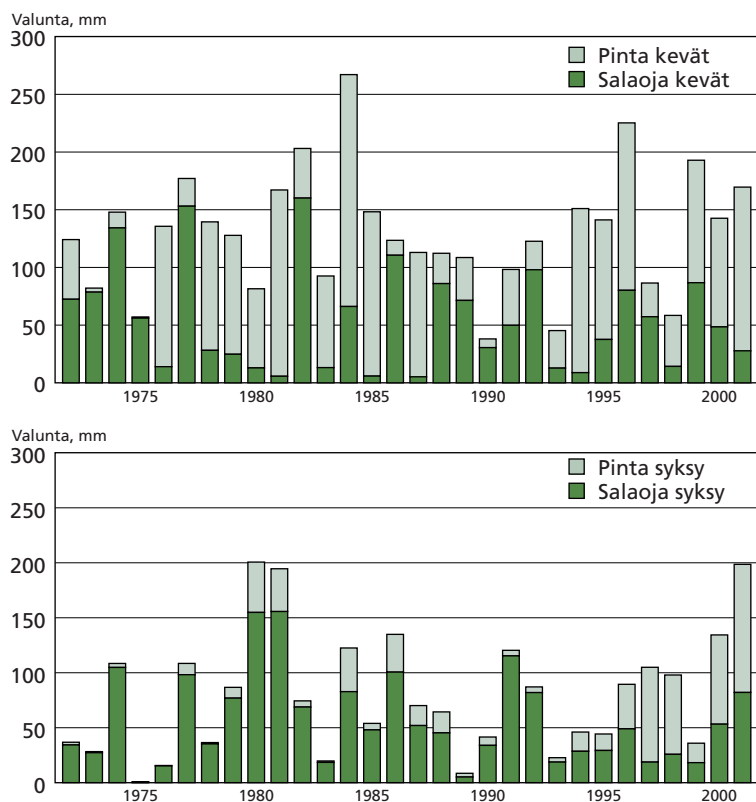
Kuva 3.17 Löytäneenojan valuma-alueen valuma (l s⁻¹ km²) vuonna 1965 ja 1966.

Ihmistoimintojen vaikutus näkyy valunnassa. Välittömiä vaikutuksia ovat esimerkiksi säännöstely, tulvapengerrykset ja vedenotto. Merkittävin välillinen vaikutus on taajamarakentamisella. Se lisää kokonaisvaluntaa, kasvattaa ylivalumia ja pienentää alivalumia. Metsäojitus lisää valuntaa varsinkin ojitusta seuraavina vuosina. Turvetuotanto muuttaa myös valuntaolosuhteita. Käytännössä kaikki maanviljelykseen ja metsätalouteen liittyvät toimenpiteet vaikuttavat jossain määrin valuntaan. Peltosalaojitus kasvattaa jonkin verran kokonaisvaluntaa. Se muuttaa eri osavaluntojen suhteita vähentäen pintavaluntaa. Kuvassa 3.18 on esitetty Vihdissä sijaitsevan Hovin peltoalueen valunnan jakaantuminen pinta- ja salaojavaluntaan.

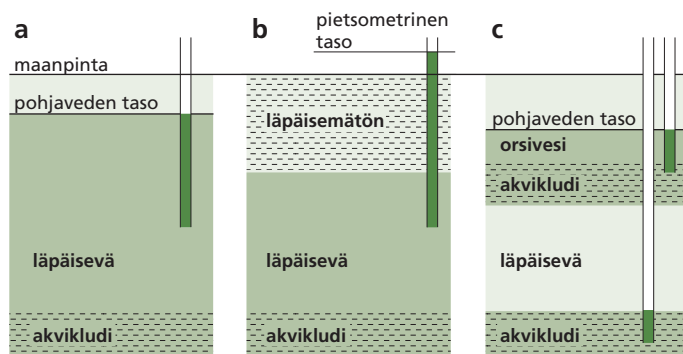
Vesirakenteiden mitoituksen perustana ovat yleensä ylivalumat, jotka Suomessa useimmiten aiheutuvat lumen sulannasta. Alivalumat ovat tärkeitä erityisesti vedenhankinnan kannalta, mutta niillä on merkitystä myös kastelun suunnittelussa ja luonnonmukaisessa vesirakentamisessa.

Vuoden keskimääräinen valunta Suomessa on esitetty kuvassa 3.4. Vuosivalunnan suuruus vaihtelee välillä 150–450 mm. Pienintä se on Lounais-Suomessa ja suurinta runsaslumisessa Koillismaassa. Keskivaluman arvot ovat 8–12 l km⁻² d⁻¹.

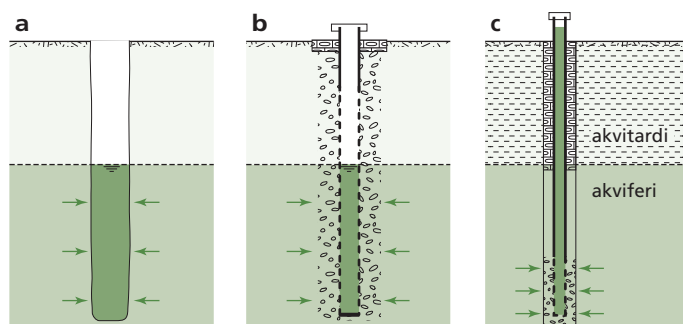
Sulamiskauden aikainen kevätvalunta on keskimäärin 100–200 mm eli noin 80 % lumen vesiarvon maksimista ja 30–50 % vuosivalunnasta. Kesävalunnan osuus on keskimäärin 100 mm. Syyskuusta lumipeitteen tuloon saakka tapahtuva syysvalunta vaihtelee huomattavasti vuosittain poikkeavien ilmasto-olosuhteiden vuoksi. Etelä-Suomessa syysvalunta



Kuva 3.18 Valunnan jakautuminen pinta- ja salaojavaluntaan Hovin valuma-alueella vuosina 1972–2000 (Suomen ympäristökeskus 2004).

**Kuva 3.20**

a) Vapaa pohjavesi
b) Paineellinen pohjavesi
c) Orsivesi.

**Kuva 3.21**

Pohjavedenkorkeuden mittaaminen
a) suoraan kairanreistä
b) putkella tuetusta kairanreistä ja
c) pietsometrillä.

Akvitardi on vettä sisältävä, mutta johtaa sitä huonosti. Pohjavesimuodostumia on kolmea eri tyyppiä (kuva 3.20). Yleisin on vapaa pohjavesi. Paineellinen pohjavesi saattaa syntyä tiiviin maakerroksen alapuolelle. Mikäli maaperässä esiintyy vedenjohtavuudeltaan erilaisia kerroksia, voi samalla kohdalla esiintyä päällekkäin useita veden kyllästämiä osia. Jää-tikköjokimuodostumissa tavataan varsin yleisesti vettä johtamattomia kerrostumia, joiden päälle on muodostunut vedellä kyllästyneitä kerroksia varsinaisen pohjaveden yläpuolelle. Tällaisia vesiesiintymiä kutsutaan orsivesiksi.

Pohjaveden korkeus voidaan mitata kairanreistä, jota tuetaan tarvittaessa putkella. Piet-sometri on pohjavesiputki, johon vesi pääsee vain rei'itetystä kohdasta, ja jolla vedenpaine voidaan mitata halutusta korkeudesta (kuva 3.21).

Maan vedenpidätyskyky

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 3.22).

Kapillaarivyöhyke on pohjaveden pinnan yläpuolella oleva kerros, johon kapillaarivoimat nostavat vettä. Voidaan olettaa, että maan huokostila muodostuu kapillaariputkista, joissa pintajännitysvoima aiheuttaa tunnetun kapillaari-ilmiön (kuva 3.23). Mitä ohuem-masta huokosputkesta on kyse, sitä korkeammalle vesi siinä nousee.

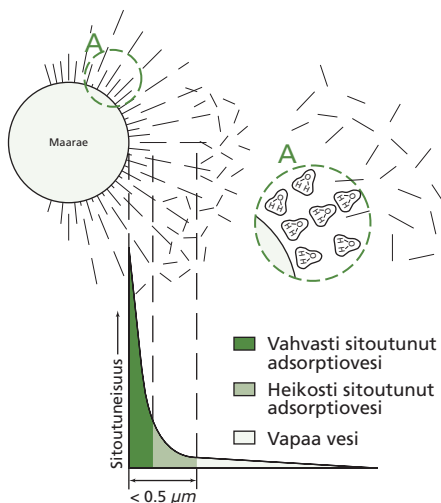
Nousukorkeudet voidaan laskea kaavasta (3.7). Eräiden maalajien kapillaariset nousu-korkeudet on esitetty taulukossa 3.4.

$$h = \frac{0,15}{r} \quad (3.7)$$

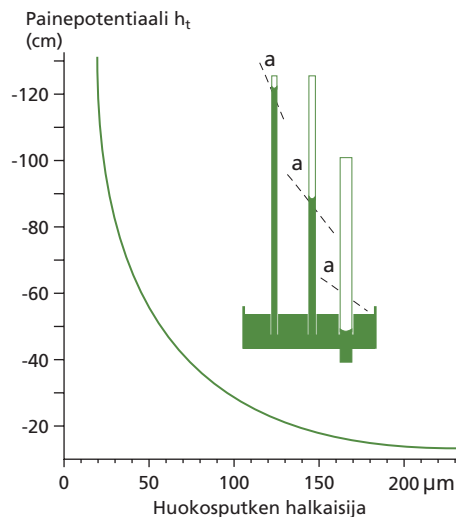
h = nousukorkeus (cm)

r = huokosputken säde (μm)

Kyllästämättömässä vyöhykkeessä kapillaarisuuden aikaansaama virtaus on käytännössä varsin työläs määrittää. Yleisimmin käytetyt menetelmät ovat erilaiset lysimetrit ja imukuppimenetelmät. Kapillaarisen nousun ansiosta voivat kasvit kuivina kausina saada tarvitsemansa veden pohjavesivyöhykkeestä. Kapillaarisen nousun korkeus ei tosin tällöin ole yksinomaan ratkaiseva tekijä, vaan merkitystä on nimenomaan nousevilla vesimäärillä (ks. Tietoruutu 3.5).



Kuva 3.22 Vesivaipan muodostuminen maahiukkasten ympärille.

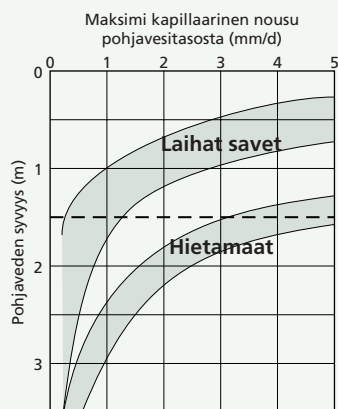


Kuva 3.23 Nousukorkeuden ja huokoskoon välinen riippuvuus (Bouma 1977).

Taulukko 3.4 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 hieta	0,2 - 0,06	30,0 - 100,0
Hieno hieta	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)

Tietoruutu 3.5



Kuva T3.1 Kapillaarinen nousu pohjaveden syvyyden funktiona eri maalajeissa.

Kapillaarinen nousu

Kapillaarisen nousun määrällisistä arvoista ei juuri-kaan löydy aineistoa lauhkean vyöhykkeen alueelta. Sen sijaan aridisilla alueilla, joilla juuristokerroksen suolaantumisen estäminen on kuivatuksen keskeisin tavoite, kapillaarisen nousun suuruudesta on arvioita. Kuvassa T3.1 on esitetty laihojen savien ja hietojen kapillaarisen nousun määriä. Maalajin merkitystä kuvastaa esimerkiksi 1,5 metrin pohjaveden syvyydestä pintaa kohti nousevat määrät, jotka savilla ovat keskimäärin 1 mm d⁻¹ ja hiedoilla 4-5 mm d⁻¹.

Kuvasta voidaan niin ikään todeta, että hiedat pysyvät vielä kahden metrin syvyydeltäkin antamaan kahden millimetrin verran vettä, kun savimailla kapillaarisen nousun merkitys kasvien tarpeeseen nähden voi olla jo merkityksetöntä, vaikka taulukon 3.4 mukaan nousukorkeus hyvinkin riittää. Viljelyssä tunnetaankin hietamaat hikeyvyydestään ja hyvästä kuivuuden kestävyyydestä.

Kuvan arvot esittävät tilannetta, jossa pintamaan kosteus on kasvien lakastumisrajalla. Kuivan kauden seurauksena pohjaveden lasku pienentää kapillaarisen nousun nopeutta, koska vedenjohtavuus pienenee.

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:

$$h_{\text{kok}} = h_g + h_t + h_{\text{osm}} \quad (3.8)$$

- h_{kok} = kokonaispotentiaali, cm v.p.
- h_g = painovoimapotentiaali, cm v.p.
- h_t = paine- eli matrikpotentiaali, cm v.p.
- h_{osm} = osmoottinen potentiaali, cm v.p.

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 vertailutasosta. Jos merkitään tarkasteltavan pisteen ja vertailutason etäisyyttä z , vedellä olevaa massaa m ja tiheyttä ρ sekä painovoiman kiihtyvyyttä g , on painovoimapotentiaali:

- massayksikköä kohti gz
- tilavuusyksikköä kohti ρgz
- 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 usein matrikpotentiaaliksi.

Painepotentiaalın suuruus on mukavinta ilmaista painoyksikköä kohti, koska tällöin päästään laatuun cm vesipatsasta (cm v.p.). Maan vedenpidätyskäyrä kuvaa matrikpotentiaalın 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. Näin ollen sillä on merkitystä lähinnä juurten vedenotto-tapahtumassa.

Hydraulinen korkeus, H

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

$$H = h_g + h_t \quad (3.9)$$

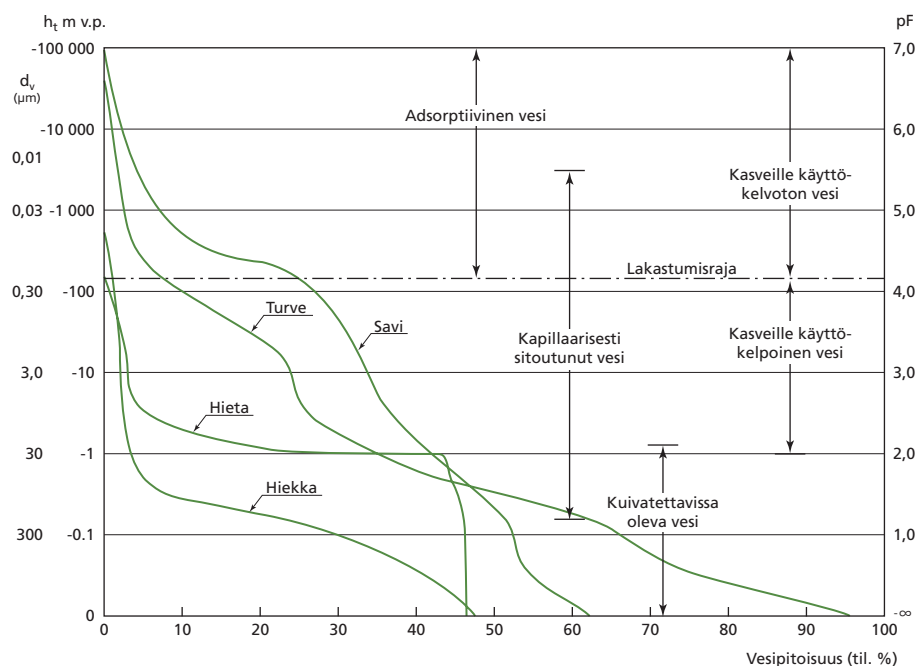
Vedenpidätyskäyrä

Maan kyvystä sitoa vettä saadaan parhaiten käsitys vedenpidätyskäyrän avulla (kuva 3.24). Vedenpidätyskäyrän saamiseksi kohdistetaan kyllästettyyn maanäytteeseen alipaine, 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. Samalla se kuvaa maaprofilin kuivatustasapainotilannetta eli tilannetta, jossa maaprofilissa ei tapahdu veden virtausta.

Vedenpidätyskäyrä piirretään koordinaatistoon, jossa toisena akselina on vesipitoisuus tilavuusprosenttina ja toisena imu (h_t), joka usein ilmaistaan vesipatsaan korkeutena.

Kuvassa 3.24 on h_t -asteikon vieressä toinen asteikkojaotus, d_v -asteikko. d_v on huokosputken halkaisija, jossa kapillaarivoimat ovat tasapainossa imuvoiman kanssa. Vedenpidätyskäyrä kuvaa näin ollen myös maan huokoskokojakaumaa. Diagrammin oikeassa reunassa on kolmas jaotus, ns. pF-asteikko. pF-luvulla tarkoitetaan imun kymmenlogaritmia, kun imu on ilmaistu yksikössä cm vesipatsasta.

Maaveden sitoutumisen voimakkuus vaihtelee valtavalla välillä $h_t = 0\text{--}100\,000$ m v.p.



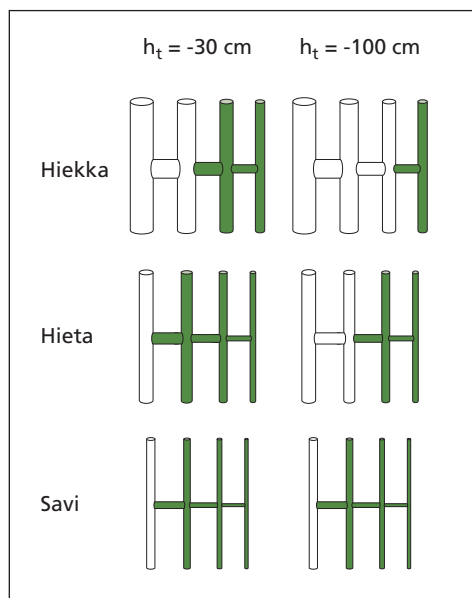
Kuva 3.24 Eräiden maalajien vedenpidätyskäyriä (Andersson 1971).

Huokokset ovat täynnä vettä, kun $h_t = 0$, ja täysin kuivat, kun $h_t = -100\,000$ m v.p. Kuvaan 3.25 on merkitty eräitä keskeisiä kosteusrajoja. Kuivatustoimenpiteillä pohjavedenpinta pidetään yleensä tason 1,0–1,2 m alapuolella. Tällöin 30 μm 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 noin 150 m v.p. Tätä imua nimitetään lakastumisrajaksi. Lakastumisrajaa pienemmällä 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. Tämän vyöhykkeen yläpuolella on alue, jossa vesi on adsorptiivisesti sidottua. Adsorptiivisesti sidottu vesi on kasvien saavuttamattomissa.

Lakastumisrajan ja kenttäkapasiteetin vesipitoisuuden erotusta kutsutaan hyötykapasiteetiksi, jota vastaavan vesimäärän ajatellaan olevan kasvin käytettävissä. Kuitenkin maan



Kuva 3.25 Veden pidättyminen kolmessa eri tyyppisessä maalajissa imun arvoilla -30 cm ja -100 cm.

kuivuessa kasvien vedenotto vaikeutuu jo ennen lakastumisrajaa. Ylimalkaan voidaan sanoa parhaimman hyötykapasiteetin olevan hiesulla ja sen vähenevän maalajin raekoon suurentuessa tai pienentyessä. Orgaanisen aineen lisääminen parantaa usein maan rakennetta ja hyötykapasiteettia.

Mitä suurempi on maan hyötykapasiteetti, sitä paremmin maa pystyy varastoimaan vettä ja sitä paremmin kasvit kestävätkä poutakausia ja haihtuminen on sitä vähemmän riippuvainen sadeiden tasaisuudesta.

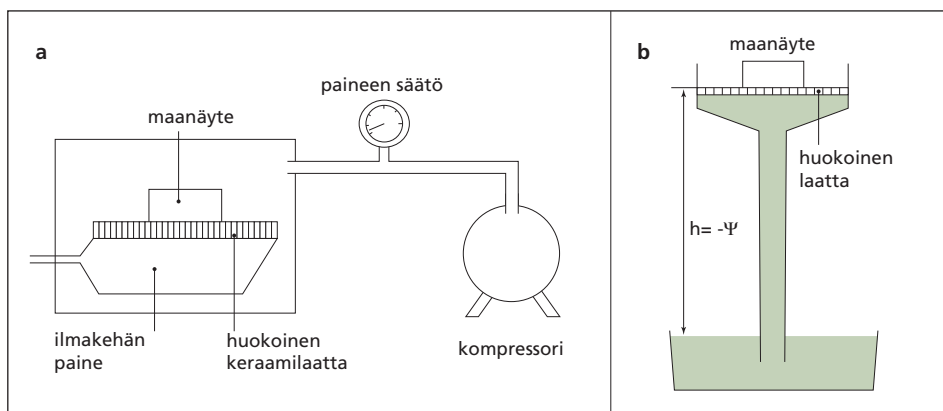
Maassa voidaan erottaa kahdenlaista huokoisuutta: tekstuurin eli raakoostumuksen määräämä huokoisuus ja struktuurin eli rakenteen määräämä huokoisuus. Ensin mainitussa tapauksessa huokokset sijaitsevat partikkelien välissä, kun taas struktuurin määräämät huokokset ovat huokosia murujen, halkeamien yms. välissä. Huokosten koossa on merkittävä ero: tekstuurihuokokset ovat pieniä, struktuurihuokokset suuria.

Kuvassa 3.24 on esitetty hiekan, hiedan, saven ja maatumattoman turpeen vedenpidätyskäyrät. Eri materiaalien välillä on suuria eroja. Maan ollessa täysin kyllästyneessä tilassa on vesipitoisuus yhtä suuri kuin kokonaishuokoisuus. Hiekalla huokoisuus on 46,6, hiedalla 45,9, savella 61,5 ja turpeella 95,0 tilavuusprosenttia.

Kun vettä imetään 10 cm:n v.p. alipaineella niin havaitaan, että hietaa lukuun ottamatta materiaalit luovuttavat merkittäviä määriä vettä. Vastaavat huokokset täyttyvät ilmalla. Kun $h_i = 0.1$ m v.p. poistuu hiekasta vettä 18 tilavuusprosenttia, hiedasta ei juuri mitään, savesta 10 tilavuusprosenttia ja turpeesta 30 tilavuusprosenttia. Kun imua lisätään normaaliin kuivatussyvyyteen eli 1,0 metriin ja oletetaan, että pohjavedenpinta on tällä syvyydellä, niin pintakerrokseen aiheutuu imu $h_i = 1,0$ v.p. Diagrammin mukaan maanpintaan 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 vettä hiekassa 2,6, hiedassa 41,3, savessa 17,3 ja turpeessa 27,2 tilavuusprosenttia.

Vedenpidätys- eli pF-käyrän määrittämiseksi on kehitetty sekä suoria että epäsuoria menetelmiä. Tässä yhteydessä esitetään vai yleisimmän laboratoriossa käytetyn menetelmän periaate. Määrittäminen tehdään yleensä kahdessa osassa.

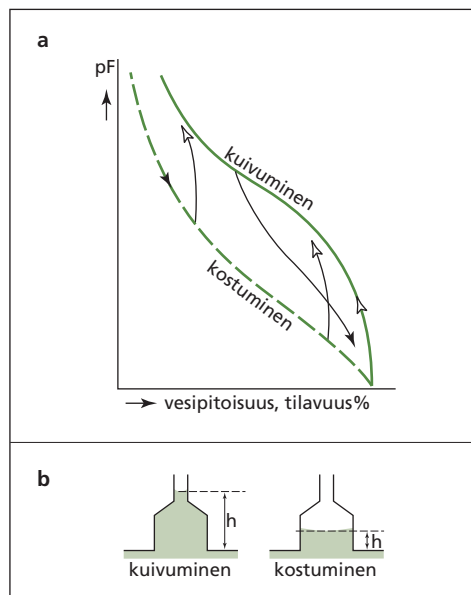


Kuva 3.26 Vedenpidätyskäyrä määritetään suurilla potentiaalilla kuvan a mukaan ja pienillä kuvan b mukaan.

Suurilla painepotentiaaleilla käytetään painekammio menetelmää. Tällöin maanäyte asennetaan painekammioon, jossa siihen kohdistetaan ylipaine ilmakompressorilla. Tämän menetelmän periaate on esitetty kuvassa 3.26a.

Pienillä potentiaaleilla käytetään vesipatsasta, jonka korkeutta voidaan muuttaa. Häiriintymätön maanäyte, jonka tilavuus tunnetaan, asetetaan huokoiselle levyille, josta on yhteys vesipatsaaseen. Menetelmää kutsutaan ”riippuva vesipatsas” -menetelmäksi. Sen periaate on esitetty kuvassa 3.26b. Kummassakin menetelmässä mitataan poistuvan veden määrä tietyssä alipaineessa.

Maan vesipitoisuus on erilainen riippuen siitä, onko kyseessä kosteuden muutos pienempään suuntaan eli kuivautuksesta vai kuivan maan kostumisesta. Ilmiöstä käytetään nimitystä hysterees (ks. kuva 3.27). Maan kuivuessa maan vesipitoisuus on suurempi kuin maan kostuessa tietyn suuruisen painepotentiaalın arvolla.



Kuva 3.27 Maaveden potentiaalın ja maan-kosteuden yhteys maan kuivuessa ja sen kostuessa, ns. hysterees-ilmio.

Saviaineksen ja humuksen merkitys

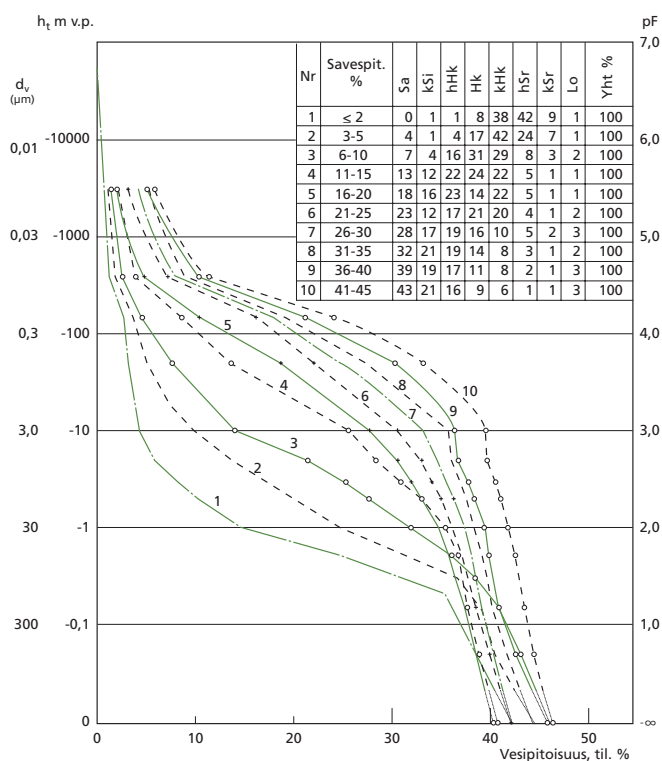
Vedenpidätyskäyrä kuvaa maan huokoskoon jakautumaa. Karkeissa maalajeissa huokokset ovat suuria ja jo pieni imu saa ne tyhjenemään vedestä. Sen sijaan suuri savespitoisuus merkitsee pieniä huokosia, joihin vesi on lujasti sitoutunut.

Savespitoisuuden ohella humuksen määrä vaikuttaa merkittävästi maan vedenpidätys-kykyyn. Humuspitoisuuden kasvu lisää maan ominaispinta-alaa ja edesauttaa mururakenteen syntymistä ja luo maahan kasvien vedensaannin kannalta suotuisan huokoskoon.

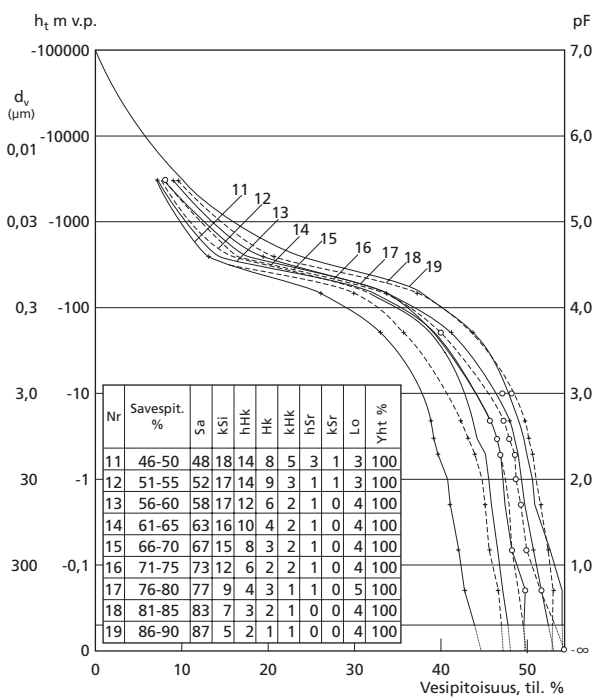
Ruotsissa on suoritettu laajoja kokeellisia tutkimuksia erilaisten maiden vedensitomiskyvystä. Näiden tutkimuksen päätuloksia on esitetty kuvissa 3.28, 3.29, 3.30 ja 3.31. Maan savespitoisuuden ja humuksen määrän vaikutus vedenpidätyskykyyn on näissä selvästi todettavissa.

Maankosteuden mittaaminen

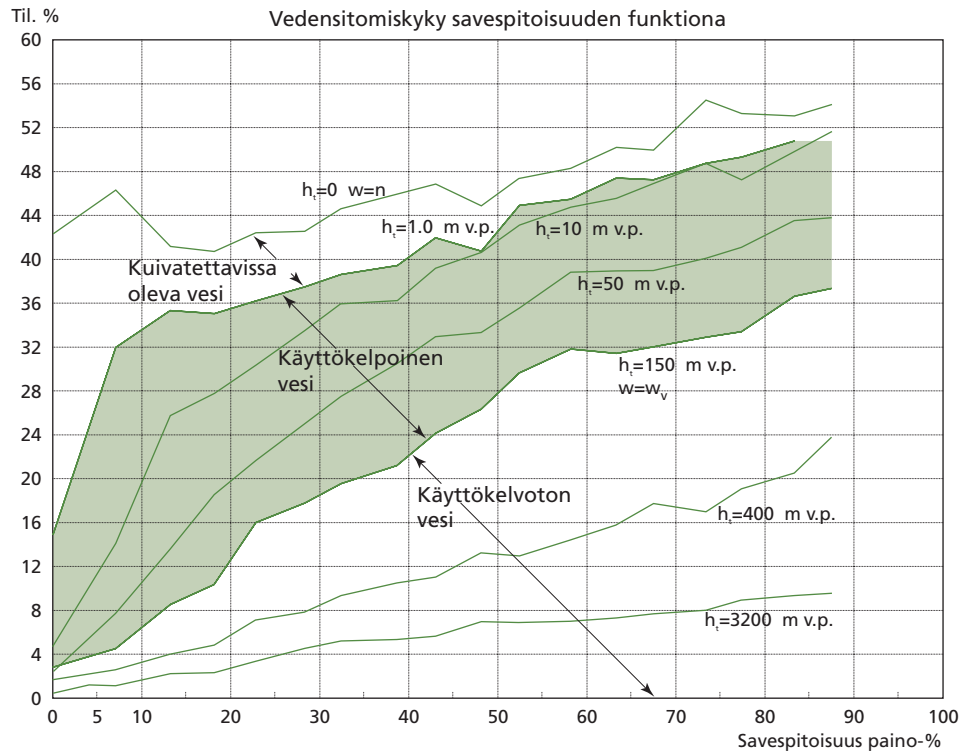
Maankosteuden mittaamenetelmät voidaan jakaa välittömiin (suora) ja välillisiin (epä-suora) menetelmiin. Välittömissä menetelmissä määritetään suoraan maan vesipitoisuus maaperästä otetusta näytteestä. Vesi poistetaan näytteestä joko fysikaalisesti tai kemiallisesti, ja poistuvan veden määrä mitataan. Yleisimmässä ns. gravimetrisessä menetelmässä tilavuudeltaan tunnettu näyte punnitaan luonnontilassa ja 105°C asteen lämpötilassa kuivatettuna joko perinteisessä uunissa tai mikroaaltouunissa. Kosteuspitoisuus ilmoitetaan yleensä ilman dimensioita joko suhdelukuna tai prosentteina. Suhdeluku on joko veden ja kuivan maan massojen välinen suhde tai veden ja koko maanäytteen tilavuuksien välinen suhde. Gravimetrisen menetelmä on yksinkertainen mutta varsin hidas ja työläs eikä määrittästä voi tehdä samasta pisteestä uudestaan.



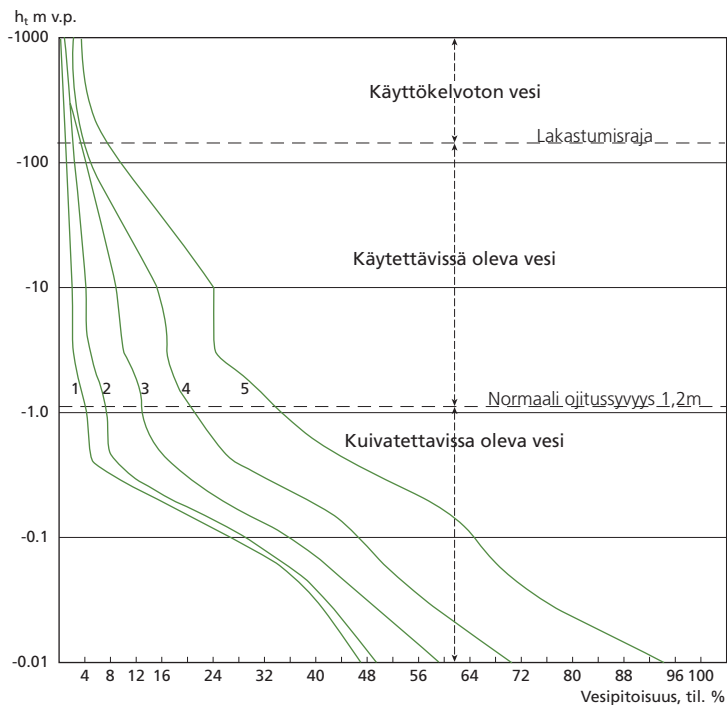
Kuva 3.28 Vedensitoutumiskäyriä eri maalajeille. Käyrät ovat keskiarvokäyriä savespitoisuusluokille <2, 3–5, 6–10, 11–15...41–45 % saviainesta. Vedensitominaisuudet muuttuvat säännönmukaisesti savipitoisuuden kasvaessa. (Andersson ja Wiklert 1972)



Kuva 3.29
Vedensitoutumiskäyrä eri maalajeille. Käyrät ovat keskiarvokäyriä savespitoisuusluokille 46–50, 51–55...86–90 % saviainesta. (Andersson ja Wiklert 1972)



Kuva 3.30 Maan savespitoisuuden ja vedenpidätyskyvyn yhteys (Andersson ja Wiklert 1972).



Kuva 3.31

Vedenpidätyskyvyn 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 vedenpidätyskykyä.

Kuivatussyvyydellä 1 m lisääntyy hyödyllisen vesivaraston määrä 20 cm:n muokauskerroksessa 25 mm, jos hiekkaan sekoitetaan 6 % humusta. (Anderson 1968)

Välillisissä menetelmissä ei mitata suoraan vesipitoisuutta, vaan jotain muuta maan kosteussuhteita ilmentävää ominaisuutta. Käytännössä maan vesipitoisuus saadaan empiirisen kalibroinnin avulla. Välillisiä menetelmiä ovat muun muassa:

Tensiometrit

Maasta voidaan mitata painepotentiaali tensiometrin avulla. Tensiometri koostuu keraamisesta kupista ja siihen yhdistetystä putkesta ja painemittarista. Kun putki on täytetty vedellä ja suljettu, huokoinen kuppi upotetaan maahan ja painemittarista saadaan luettua alipaine, joka syntyy veden imeytyessä maahan. Tyypillisesti tensiometrejä käytetään viljelmillä kastelutarpeen määrittämiseen ja ne soveltuvat vain kosteahkon maan (<100 kPa) mittauksiin. Tensiometrin antama lukema saadaan muunnettua maankosteudeksi vedenpidätyskäyrän avulla

Kipsiblokit/maan resistiivisyys

Menetelmä on yksi vanhimmista maankosteuden määrittämistavoista. Siinä maahan upotetaan kipsipala, jonka sisälle on upotettu verkkomaiset elektrodit. Mitä kosteampaa kipsi on, sitä helpommin sähkö kulkee elektrodien välillä. Sähkönjohtavuus ilmaisee kipsissä olevan veden määrää ja kalibrointikäyrän perusteella voidaan määrittää maan kosteus. Usein kipsiblokkianturien tuloksilla pyritään kuvaamaan maassa kasveille käyttökelpoisen veden määrää. Kipsiblokkien yleisenä ongelmana on kipsin liukeneminen maahan, resistiivisyyksmittauksen herkkyyden maan ionipitoisuuden muutoksille ja anturien rajoitettu herkkyyden kosteustilan vaihtelulle. Uusimmissa mittareissa käytetään muitakin huokoisia materiaaleja kuin kipsiä.

Kapasitiiviset menetelmät

Näissä menetelmissä maahan asennetaan elektrodit, joiden välillä kulkevien elektromagneettisten aaltojen resonanssin taajuus mitataan. Resonanssin taajuudesta voidaan määrittää maan dielektrisyysvakio ja siitä laskea maan tilavuuskosteus. Nykyisissä laitteissa käytetään yleisesti 30–100 MHz aallonpituuksia. Menetelmä on monikäyttöinen, kapasitiivisten anturien koko ja muoto helposti muokattavissa ja mittaus helposti automatisoitavissa. Kapasitiiviset anturit ovat yleistyneet kohtalaisen luotettavuuden ja huokeahkon hinnan ansiosta. Kaupallisista laitteista yleisimmät perustuvat FDR-tekniikkaan (Frequency Domain Reflectometer), missä käytetty mittaustaajuus riippuu maan kosteudesta.

Elektromagneettiset menetelmät

Näistä yleisin on TDR-menetelmä (Time Domain Reflectometry). Anturi koostuu kahdesta tai useammasta metallipiikistä, jotka upotetaan maahan. Anturin päästä lähetetään sähkömagneettinen aaltoliikepulssi, joka etenee tasomaisena metallielektrodien läheisyydessä ja heijastuu piikkien päistä takaisin lähetyspään vastaanottiin. Elektrodien pituuden ollessa tunnettu saadaan mitattua heijastuman viive suhteessa pulssin kulkunopeuteen metallissa. Aaltoliikkeen etenemisnopeus on kääntäen verrannollinen piikkien välissä olevan aineen dielektrisyysvakion neliöjuureen. Koska maa-aineksen dielektrisyys on suuruusluokkaa 2–6, ilman nolla ja veden noin 80 riippuen olosuhteista, niin käytännössä veden tilavuusosuus maassa kontrolloi pulssin kulkunopeutta. TDR menetelmällä voidaan mitata maan kosteutta joko laboratorionäytteestä tai suoraan maaperästä.

Elektronimagneettisiin menetelmiin kuuluvat myös maatutkaan, GPR:aan (Ground Penetrating Radar) perustuvat määrittämenetelmät, joissa signaalina käytetään radiosignaalien taajuuksia. GPR menetelmillä voidaan mitata maan kosteutta, kun käytetään kahta antennia, joista toinen toimii lähettimenä ja toinen vastaanottimena.

Maan kosteutta voidaan määrittää myös ns. passiivisilla mittauksilla, jolloin maan pinta toimii elektromagneettisen säteilyn lähettäjänä.

Elektromagneettinen induktio

Menetelmä perustuu matalan frekvenssin signaaleihin (yleensä <15 kHz), joilla voidaan määrittää maan sähkönjohtavuutta ja siitä maan kosteutta. Käytettäessä maan sähkönjohtavuutta maan vesipitoisuuden määrittämiseen on kuitenkin huomioitava, että maan näennäinen sähkönjohtavuus riippuu sekä vesipitoisuudesta että maaveden ionipitoisuudesta, joka myös vaikuttaa maaveden johtavuuteen.

Neutronimittaus

Menetelmä perustuu korkeaenergisten neutronien nopeuden hidastumiseen maaperässä. Veden vetyatomi pienentää tehokkaasti neutronin energiaa, ja tämän perusteella voidaan määrittää maan kosteus. 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. Menetelmä on käyttökelpoinen maankosteuden ajallisen vaihtelun mittaamiseen, mutta se on työläs ja vaikeasti automatisoitavissa.

Gammasädemenetelmä

Menetelmä perustuu radioaktiivisen gammasäteen voimakkuuden vähenemiseen maaperässä. Säteen heikkenemisestä voidaan määrittellä maan tiheys ja sen perusteella kosteuspitoisuus. Maan kosteuden mittaaminen on edelleen haastava tehtävä. Näyte- tai pistekohtaiseen mittaukseen liittyy yhtenä ongelmana se, miten hyvin se edustaa alueen kuten esimerkiksi pellon vesitaloutta kokonaisuudessaan. Viime vuosina kehitystyötä on tehty maan pinnalta tehtävien maaprofiilin kosteusolojen mittaamenetelmien kehittämiseksi. Välillisten menetelmien käyttö edellyttää yleensä, että havaitun ominaisuuden ja maankosteuden välinen yhteys on pistekohtaisesti määrätty suorittamalla riittävä määrä välittömiä mittauksia maalajikohtaisen kalibroinnin varmistamiseksi.

3.4 Veden liikkeit maaperässä

Luonnossa energiaerot pyrkivät tasoittumaan. Maassa olevien vesien osalta tämä tarkoittaa sitä, että vesi virtaa pienenevän potentiaalin suuntaan.

Maaperässä vesi liikkuu maarakeiden väliin jäävissä huokosissa, joiden muoto ja koko riippuu maalajin ominaisuuksista ja tiiviysasteesta. Varsinkin tiiviiden maalajien kohdalla maan vedenläpäisevyyteen vaikuttavat ratkaisevasti kasvien juurien ja matojen tekemät reiät. Savimaissa myös kuivumishalkeamat voivat muodostaa suoria virtausreittejä maanpinnalta syvemmälle maaperään.

Taulukossa 3.5 esitetyt hydraulisen johtavuuden arvot ovat maan raekoostumuksen mukaiset. Mikäli savipelto todella kauttaaltaan toimisi hydraulisen johtavuuden arvolla $K = 10^{-9} \text{ m s}^{-1}$, ei maanviljelijällä olisi pellolleen juuri asiaa, sillä siksi hitaasti sade- ja sulamisvesien imeytyminen maahan tapahtuisi. Makrohuokosia pitkin vesi pääsee liikkumaan maassa nopeammin. Makrohuokosia synnyttävistä fysikaalisista tapahtumista on ennen muuta mainittava routa ja maan halkeilu, biologisista tapahtumista taas kasvien juurien ja matojen tekemät reiät.

Makrohuokosten merkityksestä veden läpäisevyyteen saadaan käsitys kun todetaan, että putkessa hitaasti virtaavan veden nopeus on suoraan verrannollinen putken säteen neljanteen

potenssiin. Tämän toteamuksen merkitystä voidaan valaista eri tavoin. Se tarkoittaa esimerkiksi sitä, että yksi tietyin suuruinen reikä johtaa vettä yhtä paljon kuin 10 000 reikää, jotka ovat vain 10 kerta pienempiä. Niinpä savessa olevalle halkaisijaltaan 0,1 mm madonreiälle saadaan teoreettista tietä laskien hydrauliseksi johtavuudeksi $K = 1,4 \text{ cm h}^{-1}$, kun taas savi-partikkelien välinen 0,001 mm:n suuruinen huokosputki voi johtaa vain $1,4 \cdot 10^{-8} \text{ cm h}^{-1}$.

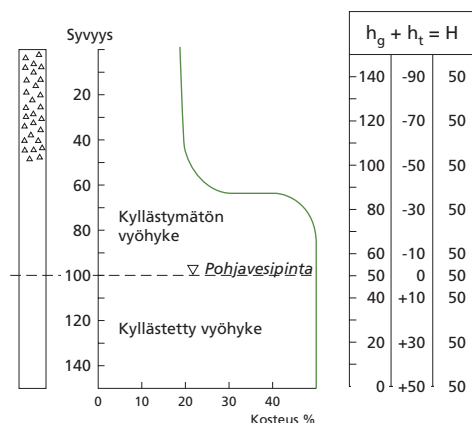
Tämänlaatuiset laskelmat osoittavat varsin selvästi, että hiesu ja savimaissa makrohuokokset eli juurikanavat, madonreiät ja halkeamat määräävät maan hydraulisen johtavuuden. Makrohuokosia on käsitelty maan rakenteen yhteydessä luvussa 2.

Veden imeytyminen maahan

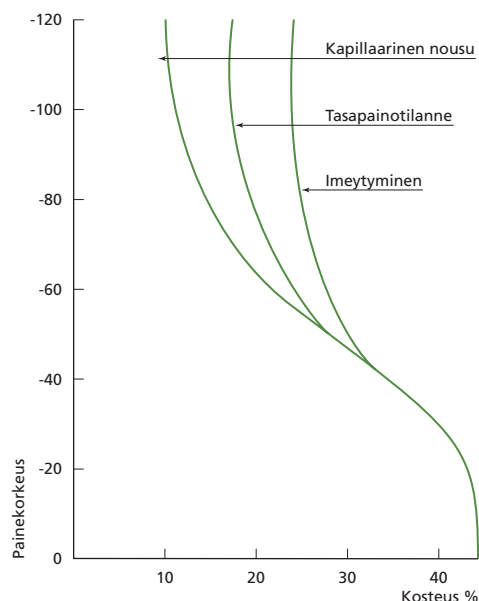
Veden virtausta ei maassa tapahdu, ellei potentiaalieroja esiinny. Tällainen tilanne on esitetty kuvassa 3.32, jossa pohjavedenpinta on 100 cm maanpinnan alapuolella ja vertailutaso on asetettu 150 cm:n syvyydelle. Hydraulinen korkeus on painepotentiaalin ja painovoimapotentialin summa (kaava 3.9). Pohjavedenpinnan tasolla painepotentiaali $h_t = 0$ ja painovoimapotentialiaali $h_g = -50 \text{ cm}$, jolloin hydraulinen korkeus $H = +50$. 30 cm pohjavedenpinnan alapuolella $h_t = 30 \text{ cm}$ ja $h_g = 20 \text{ cm}$, jolloin $H = 20 + 30 = 50 \text{ cm}$. 30 cm pohjavedenpinnan yläpuolella painovoimapotentialiaali on 80 cm. Tässä painepotentiaalin on oltava -30 cm, jotta hydraulinen korkeus olisi 50 cm.

Kun tällaiseen kuivatustasapainossa olevan maan pintakerrokseen tulee vettä, niin painepotentiaali kasvaa. Niin muodoin myös hydraulinen korkeus kasvaa ja vesi alkaa virrata alaspäin eli vettä imeytyy maahan. Haihdunta aiheuttaa päinvastaisen tilanteen, sillä sen ansiosta painepotentiaali ja hydraulinen korkeus pienenevät ja vesi liikkuu maaprofiilissa ylöspäin (kuva 3.33).

Maan imeytyskyvyllä on luonteenomaista, että se sadetapahtuman alussa on suhteellisen suuri. Sateen jatkuessa imeyntä kuitenkin laskee vakiotasolle, jota nimitetään lopulliseksi imeytyskyvyksi. Imeytyskyky riippuu maan rakeisuudesta, rakenteesta, kosteusolosuhteista, kaltevuudesta ja kasvi-peitteestä. Niinpä sora- tai hiekkamaassa



Kuva 3.32 Esimerkki kuivatustasapainotilanteesta (Feddes 1979).



Kuva 3.33 Periaatekuva maankosteusprofiilista tasapainotilanteesta, imeytymistilanteesta ja haihduntatilanteesta.

sadevesi imeytyy helposti, kun taas savimaan pinnalle voi jo pienilläkin sateilla muodostua lammikoita.

Kasvusto suojaa maanpintaa kovettumiselta ja tällä tavoin lisää imeytymiskykyä. 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 sateen rankkuus. Mikäli rankkuus 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 ongelma on meillä kuitenkin vähäinen, sillä sateiden intensiteetti Suomessa on pieni. Paikka paikoin kuivan kuoren muodostuminen voi tosin myös Suomessa olla ongelma. Pahimmillaan kuiva pintakerros saattaa muodostua niin kovaksi, etteivät oraat pääse tunkeutumaan sen lävitse.

Maan hydraulinen johtavuus

Maan hydraulinen johtavuus K on yksi keskeisimpiä suureita, joita tarvitaan maan vesitalouden kuvaamisessa.

Pohjaveden virtausnopeuden kuvaamiseen käytetään yleisesti ns. Darcyn yhtälöä vuodelta 1856 (kuva 3.34).

$$q = K \frac{H}{L} \quad (3.10)$$

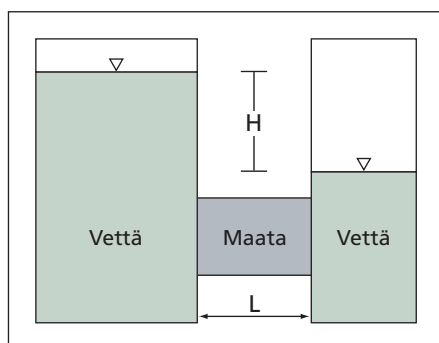
q = virtausnopeus (cm s^{-1})

K = hydraulisen johtavuuden kerroin (cm s^{-1})

H/L = paineviivan kaltevuus

Hydraulinen johtavuus K riippuu maaperän ja veden ominaisuuksista. Maan ominaisuuksista vaikuttavat mm. huokosten muoto, koko ja lukumäärä, veden ominaisuuksista etenkin viskositeetti, joka riippuu voimakkaasti lämpötilasta. Eräitä laboratorioissa mitattuja arvoja on esitetty taulukossa 3.5.

Darcyn yhtälöä sovellettaessa tulee pitää mielessä sen reunaehdot. Tärkein näistä on, että virtauksen tulee olla laminaarista eli virtausta, jossa vierekkäin virtaavat kerrokset eivät sekoitu keskenään. Darcyn peruskaava ilmaisee niin ikään maan vedenjohtavuutta

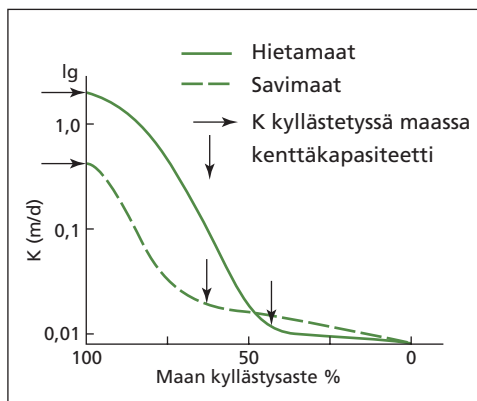


Kuva 3.34 Darcyn lain periaate.

Taulukko 3.5

Eräiden maalajien hydrauliset johtavuudet.

Maalaji	K (m s^{-1})
Sora	0,1...0,001
Karkea hiekka	0,01...0,0001
Hiekka	0,001...0,00001
Karkea hieta	0,0001...0,000001
Hieno hieta	0,00001...0,0000001
Hiesu	0,000001...0,00000001
Savi	<0,000000001



Kuva 3.35 Esimerkkejä hydraulisen johtavuuden ja maan vesipitoisuuden välisestä riippuvuudesta hietä- ja savimaassa.

neen tilanteen arvosta $K = 0,2 \text{ mm d}^{-1}$ arvoon $K = 0,01 \text{ mm d}^{-1}$. Kyllästymättömän maan vedenjohtavuutta voidaan kuvata ns. Richardsin yhtälöllä (ks. Tietoruutu 3.6).

anisotrooppisissa olosuhteissa, joissa hydrauliset ominaisuudet eivät ole samoja kaikkiin suuntiin.

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 kyllästysasteesta hietä- ja savimaassa on esitetty kuvassa 3.35. Karkeilla maalajeilla hydraulinen johtavuus pienenee voimakkaasti jo pienillä painepotentiaalin arvoilla ja savellakin painepotentiaalin arvo $h_t = -100 \text{ cm}$ saa aikaan hydraulisen johtavuuden pienentymisen kyllästy-

Hydraulisen johtavuuden määrittäminen

Hydraulinen johtavuus voidaan määrittää joko välillisesti tai mittaamalla se laboratoriossa tai maastossa. Maaperän rakeisuuden perusteella sen K -arvo voidaan arvioida nopeasti ja yksinkertaisesti, mutta epätarkasti. Hydraulisen johtavuuden määrittämisessä on syytä huomioida, onko kyse horisontaalisesta vai vertikaalisesta johtavuudesta. Laboratoriossa tehdyt määritykset edustavat pientä mittakaavaa. Maastossa on mahdollista määrittää myös K -arvoja, jotka voivat edustaa suhteellisen isoja alueita.

Kyllästyneen maan hydraulinen johtavuus

Laboratoriomittaukset vedellä kyllästyneen maan hydraulisen johtavuuden määrittämiseksi suoritetaan periaatteessa kuvan 3.36 mukaisesti. Karkearakeisten maalajien tapauksessa painekorkeus pidetään vakiona (kuva 3.36a) Hienorakeisille maalajeille käytetään yleensä muuttuvaa painekorkeutta (kuva 3.36b). Näytteiden pieni koko luonnollisesti rajoittaa mitaustulosten edustavuutta, joten luotettavien tulosten saamiseksi on suoritettava mittauksia lukuisia näytteitä käyttäen. Hydraulisen johtavuuden määrittäminen on tällä tavoin varsin työlästä ja aikaa vievää.

Kenttämittausten menetelmänä yleisin on ns. auger-hole menetelmä, jossa seurataan vedenpinnan nousua kairanreiässä (ks. Tietoruutu 3.7). Jos pohjavedenpinta on syvällä, voidaan hydraulinen johtavuus määrittää ns. käänteisellä auger-hole menetelmällä. Siinä porattu reikä täytetään vedellä ja vedenpinnan ajan mukana tapahtuva alenema mitataan.

Infiltrometri 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.

Maan hydraulinen johtavuus saadaan lasketuksi myös sekä pohjaveden koepumppaus-tulosten perusteella että salaojavalunnan ja pohjaveden syvyyksmittausten perusteella. Viimeksi mainitussa etuna on se, että mittauksista saadaan määritettyä ns. tehokas hydraulinen johtavuus maakerroksille, joista salaojavaluntaa tapahtuu. Menetelmiä ovat esitelleet mm. Smedema ym. (2004) sekä Skaggs ja Schilfsgaarde (1999).

Tietoruutu 3.6

Maaveden virtausyhtälö

Darcyn lain mukaan veden virtaukselle maaperässä voidaan kirjoittaa:

$$q = K(\theta) \nabla H \quad \text{tai} \quad q = K(h_t) \nabla H \quad (T3.5) \quad (T3.6)$$

Tarkastellaan tilannetta lähemmin vertikaalisuuntaisen virtauksen tapauksessa. Lausutaan hydraulinen johtavuus h_t :n funktiona. Virtaus noudattaa yhtälöä T3.7

$$q = K(h_t) \frac{\partial H}{\partial z} \quad (T3.7)$$

Jos koordinaatio asetetaan siten, että syvyys z kasvaa maanpinnalta alaspäin, saadaan yhtälö

$$H = h_t - z \quad (T3.8)$$

Kun H sijoitetaan yhtälöön (T3.7), päästään muotoon

$$q = K(h_t) \left(\frac{\partial h_t}{\partial z} - 1 \right) \quad (T3.9)$$

Jotta veden virtaukselle saataisiin täydellinen matemaattinen kuvaus, sovelletaan jatkuvuusyhtälöä (T3.10)

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial q}{\partial z} - S \quad (T3.10)$$

jossa

θ = vesipitoisuus, $\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$

t = aika, d

S = systeemiin tuleva tai siitä lähtevä vesimäärä, cm^3

Ketjusäännön perusteella voidaan merkitä

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{d\theta}{dh_t} \frac{\partial h_t}{\partial t} = C(h_t) \frac{\partial h_t}{\partial t} \quad (T3.11)$$

$C(h_t)$ on vedenpidätyskyvyn derivaatta. Sijoittamalla yhtälö (T3.11) jatkuvuusyhtälöön saadaan yhtälö (T3.12)

$$\frac{\partial h_t}{\partial t} = \frac{1}{C(h_t)} \frac{\partial q}{\partial z} - \frac{S}{C(h_t)} \quad (T3.12)$$

Kun edelleen sijoitetaan yhtälö (T3.9) yhtälöön (T3.12), päädytään lopulliseen ns. Richardsin yhtälöön, (T3.13)

$$\frac{\partial h_t}{\partial t} = \frac{1}{C(h_t)} \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h_t) \left(\frac{\partial h_t}{\partial z} - 1 \right) \right] - \frac{S(h_t)}{C(h_t)} \quad (T3.13)$$

Tällöin on oletettu, että nielutermi $S(h_t)$ on painepotentiaalin funktio. Yhtälö (T3.13) voidaan nykytietämyksellä ratkaista vain numeerisia menetelmiä käyttäen.

Tietoruutu 3.7

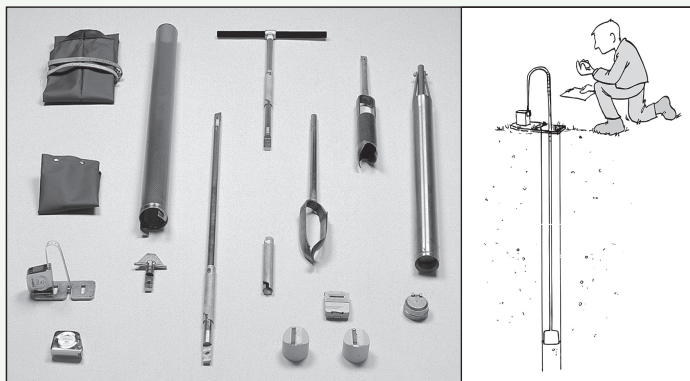
Hydraulisen johtavuuden määrittäminen kairanreikämenetelmällä

Yksi yleisimmistä hydraulisen johtavuuden kenttämittausten menetelmistä on kairanreikä-menetelmä ns. Auger-hole menetelmä. Menetelmä on kehitetty sekä pohjaveden alapuolella että sen yläpuolella tapahtuvaan mittaukseen. Tässä yhteydessä selostetaan vain pohjaveden alapuolista mittausta, jota yleisimmin käytetään

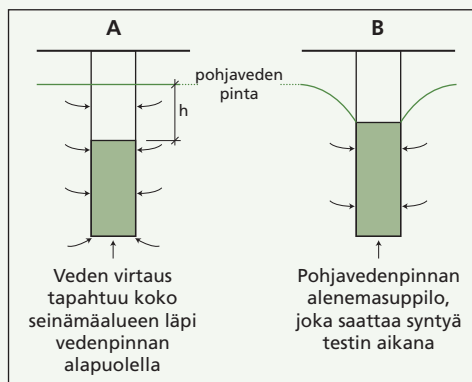
Menetelmä perustuu nimensä mukaisesti maahan tehtävään reikään, josta poistetaan vesi ja seurataan sen palautumista alkuperäiseen korkeuteen ajan suhteen. Menetelmää varten on saatavissa työvälineitä (kuva T3.2). Menetelmällä mitataan keskimääräistä hydraulista johtavuutta noin 30 senttimetrin säteellä reiästä ja syvyysuunnassa pohjaveden tasosta noin 20 cm reiän pohjan alapuolelle. Veden liikkeiden pääpiirteet on esitetty kuvassa T3.3.

Mittaukseen tarvittava aika riippuu maan vedenläpäisevyydestä ja yhden mittauksen aika voi vaihdella 10–15 minuutista useisiin päiviin. Läpäisevillä mailla mittauskertoja tarvitaan yleensä viisi mittauskertaa mittauspistettä kohti hyvän keskiarvon saamiseksi. Hydraulinen johtavuus lasketaan veden pinnan nousunopeudesta. Teorian lähtökohtana on kuvassa T3.3 a esitetty tilanne, jossa vesi liikkuu koko seinämän matkalta reikään. Pohjaveden alenemasuppilon syntyminen, kuva T3.3 b, pienentää alkuperäistä sisääntulon pinta-alaa ja aiheuttaa virhettä lähtöolettamukseen. Virheen suuruus ei ole merkittävä, jos mittaus lopetetaan, kun vähintään 25 % on vielä täyttymättä, toisin sanoen mittaus lopetetaan ennen kuin $h \leq 3/4h_0$, kuva T3.4.

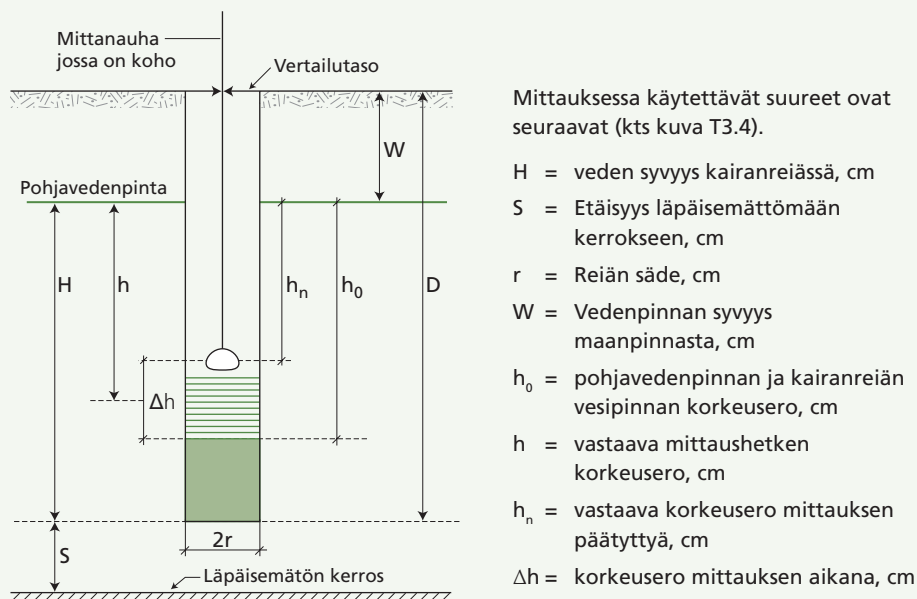
K-arvon laskenta tapahtuu Kirkhamin ja van Bavelin sekä Ernstin testaamalla kaavalla.



Kuva T3.2
Kairanreikä-
menetelmän
työkalut
(Eijkelkamp).



Kuva T3.3
Kaavio veden liikkeistä
mittaustilanteissa. Kuvan a
tilanne edustaa laskennan
lähtöolettamusta, kuvan b tilanne
mittauksen aikana muodostuvaa
vedenpinnan alenemasuppiloa.
(Smedema ym. 2004)



Kuva T3.4 Mittauksessa käytetyt suureet.

Taulukko T3.1 Geometrisen kertoimen C arvoja, Boast ja Kirkham 1971.

H/r		$\bar{h}/H \cdot S/H$								
		0	0,05	0,1	0,2	0,5	1	2	5	∞
1	1	447	423	404	375	323	286	264	255	254
	0,75	469	450	434	408	360	324	303	292	291
	0,5	555	537	522	497	449	411	386	380	379
2	1	186	176	167	154	134	123	119	116	115
	0,75	196	187	180	168	149	138	133	131	131
	0,5	234	225	218	207	198	175	169	167	167
5	1	51,9	48,6	46,2	42,8	38,7	36,9	36,1		35,8
	0,75	54,8	52,0	49,9	46,8	42,8	41,0	40,2		40,0
	0,5	66,1	63,4	61,3	58,1	53,9	51,9	51,0		50,7
10	1	18,1	16,9	16,1	15,1	14,1	13,6	13,4		13,4
	0,75	19,1	18,1	17,4	16,5	15,5	15,0	14,8		14,8
	0,5	23,3	22,3	21,5	20,6	19,5	19,0	18,8		18,7
20	1	5,91	5,53	5,30	5,06	4,81	4,70	4,66		4,64
	0,75	6,27	5,94	5,73	5,50	5,25	5,15	5,10		5,08
	0,5	7,67	7,34	7,12	6,88	6,60	6,48	6,43		6,41
50	1	1,25	1,18	1,14	1,11	1,07	1,05			1,04
	0,75	1,33	1,27	1,23	1,20	1,16	1,14			1,13
	0,5	1,64	1,57	1,54	1,50	1,46	1,44			1,43
100	1	0,37	0,35	0,34	0,34	0,33	0,32			0,32
	0,75	0,40	0,38	0,37	0,36	0,35	0,35			0,35
	0,5	0,49	0,47	0,46	0,45	0,44	0,44			0,44

* $\bar{h}$ vedenpinnan tason muutos keskimäärin mittauksen aikana

$$K = C \Delta h / \Delta t$$

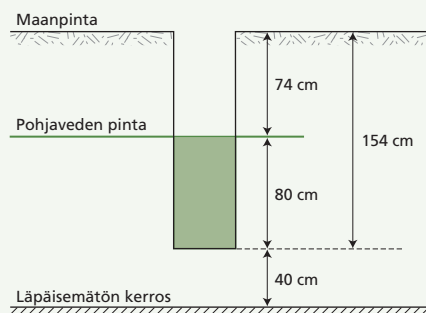
(T3.14)

K = hydraulinen johtavuus, m/d

 $\Delta h / \Delta t$ = vedenpinnan nousunopeus, m/s

C = geometrinen kerroin, dimensioton. Kertoimen arvo riippuu reiän halkaisijasta, vedenpinnan syvyydestä ja etäisyydestä läpäisemättömmään kerrokseen.

Taulukossa T3.1 on esitetty C:lle arvoja, jotka Kirkham ja van Bavel ovat laskeneet alkuperäisen differentiaali virtausyhtälön eli Laplacen yhtälön avulla.



Kuvassa T3.5 on esitetty esimerkki, jossa

W = 74 cm

H = 80 cm

W+H = 154 cm

S = 40 cm

r = 4 cm

Kuva T3.5 Laskentaesimerkin kuvaus.

Taulukko T3.2 Esimerkin mittaustulokset.

Aika	Vedenpinnan taso	Korkeusero h (cm)	Korkeuseron muutos Δh (cm)	Aikaväli Δt (s)
0	116,8	42,8	-	-
20	115,6	41,6	1,2	20
40	114,4	40,4	1,2	20
60	113,3	39,3	1,1	20
80	112,2	38,2	1,1	20
100	111,2	37,2	1,0	20

Esimerkin arvoilla saadaan:

$$\Delta h = 42,8 - 37,2 = 5,6 \text{ cm}$$

$$\Delta t = 100 - 0 = 100 \text{ s}$$

$$\bar{h} = (42,8 + 37,2) / 2 = 40 \text{ cm (muutos keskimäärin)}$$

$$H = 154 - 74 = 80$$

$$H/r = 80/4 = 20$$

$$S/H = 40/80 = 0,5$$

$$\bar{h}/H = 40/80 = 0,5$$

$$C = 6,60 \text{ (Taulukko T3.1)}$$

$$K = C \Delta h / \Delta t = 6,60 \times 5,6 / 100 = 0,37 \text{ m/d}$$

Kyllästymättömän maan hydraulinen johtavuus

Laboratorio-olosuhteissa käytettävät menetelmät jaetaan yleensä pitkän maanäytteen ja lyhyen maanäytteen menetelmiin. Näistä ensin mainitussa 50–200 cm pitkän maanäytteen yläpäähän imeytetään vettä vakionopeudella. Maanäytteen alapää pidetään jatkuvasti vedellä kyllästyneenä. Painepotentiaalin arvot eri tasoilla mitataan tensiometrejä käyttäen. Lyhyen maanäytteen menetelmässä lyhyt maanäyte (1–5 cm) asetetaan painekammioon. Maanäytteestä eri paineilla irtoavat vesimäärät mitataan. Näihin tietoihin perustuen hydraulisen johtavuuden arvot voidaan laskea.

Vedenpidätyskäyrä tarjoaa helpoimman mahdollisuuden kyllästymättömän maan hydraulisen johtavuuden määrittämiseksi. Näitä menetelmiä on lukuisia, mutta nykyään van Genuchtenin menetelmä on yleisimmin käytetty (Tietoruutu 3.8).

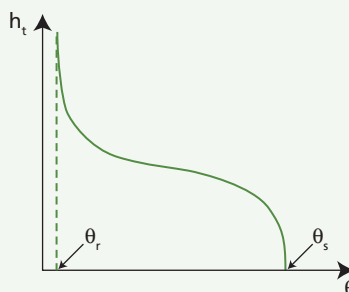
Tietoruutu 3.8

Kyllästymättömän maan hydraulisen johtavuuden määrittäminen vedenpidätyskäyrään perustuen

Vedenpidätyskäyrä on van Genuchtenin (1980) mukaan

$$\theta = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{(1 + |\alpha h|^n)^m} \quad (T3.15)$$

- θ = maan kosteus $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$
- θ_r = jäännöskosteus $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$
- θ_s = kyllästyskosteus $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$
- α = muotoparametri m^{-1}
- n = muotoparametri
- m = $1 - 1/n$



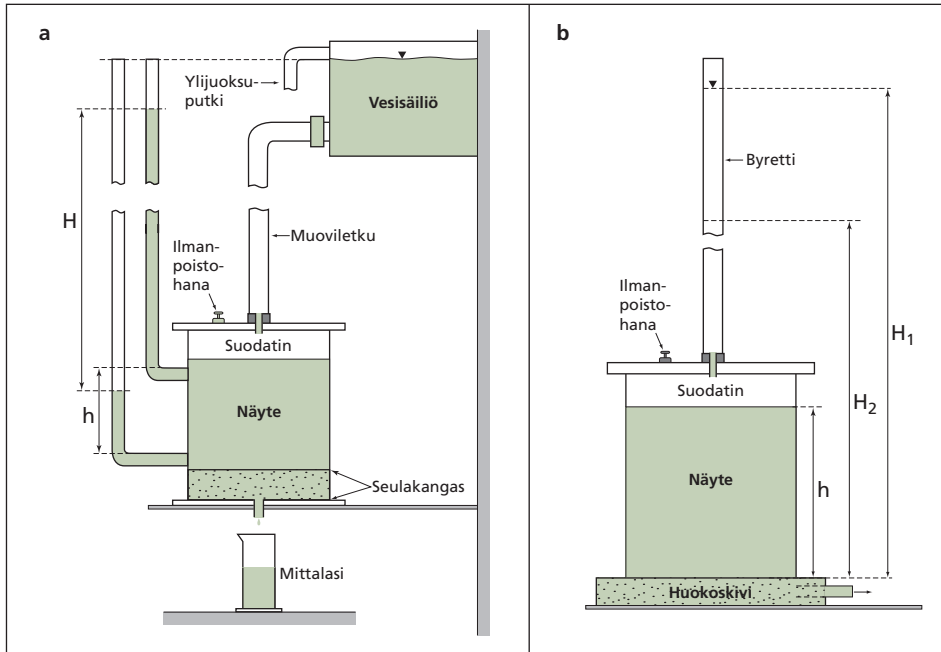
Muotoparametri α on likimain sama kuin ilman sisäntulopisteen käänteisarvo. Kyllästymättömän maan hydrauliselle johtavuudelle on johdettu seuraava kaava:

$$k(h) = k_s \frac{\left[\left(1 + |\alpha h|^n \right)^m - |\alpha h|^{n-1} \right]^2}{\left(1 + |\alpha h|^n \right)^{m(\lambda+2)}} \quad (T3.16)$$

- $k(h)$ = kyllästymättömän maan hydraulinen johtavuus m d^{-1}
- k_s = kyllästetyn maan hydraulinen johtavuus m d^{-1}
- λ = muotoparametri joka riippuu tekijästä $\frac{dk}{dh}$

Jäännösvesipitoisuus määritellään siksi vesipitoisuudeksi, jossa kosteuden muutos imun suhteen lähenee nollaa. Tässä kosteudessa hydraulinen johtavuus on nolla.

Vedenpidätyskäyrän ja kyllästymättömän maan hydraulisen johtavuuden esittäminen funktioina on tärkeää muun muassa laskettaessa maavesivirtausta matemaattisilla malleilla. Parametrit saadaan määritettyä sovittamalla käyrä (T3.16) mittausaineistoon tai käyttämällä kullekin maalajille tyypillisiä taulukkoarvoja.



Kuva 3.36 Hydraulisen johtavuuden määrittäminen laboratoriossa
a) vakio paine korkeutta ja b) muuttuvaa paine korkeutta käyttäen.

3.5 Maan lämpötila ja routa

Maan lämpötila

Maan kosteus pitoisuus vaikuttaa maaperän lämpötilaan, joka on veden ohella toinen tärkeä kasvitekijä varsinkin kasvun ensimmäisessä vaiheessa. Lämmöllä on vaikutusta solun jakautumiseen, kasvuun ja erikoistumiseen, veden ja ionien ottoon, veden virtaukseen ja haihtumiseen, fotosynteesiin ja hengitykseen. Lämpötila vaikuttaa myös nitrifikaation ja muiden maaperän mikrobiologisten toimintojen välityksellä maan ravinnetalouteen ja kasvin 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; minimi- ja maksimilämpötilat, jolloin itämistä ei enää tapahdu ja optimilämpötila, jolla itäminen on nopeinta. Minim- ja optimilämpötilojen välissä kasvu muuttuu suoraviivaisesti lämpötilan suhteen ja lämpötilan ollessa vakio kasvu on suhteessa aikaan. Näitä riippuvuuksia voidaan kuvata yhtälöllä (3.11)

$$F = (T - T_{\min})t \quad (3.11)$$

T = keskilämpötila (°C)
 t = aika (vrk)

$T_{\min}$ = orastuksen minimilämpötila (°C)
 F = lämpösumma astepäivinä

Roudan muodostuminen ja sulaminen

Roudalla tarkoitetaan maahuokosissa olevan 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.

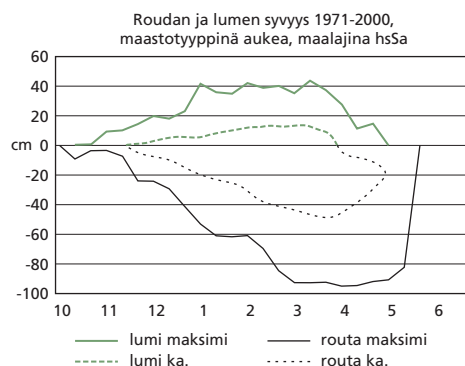
Vedellä osittain tai kokonaan kyllästyneen maan jäätyminen alkaa jonkin verran 0°C :een alapuolella. Karkean hiekan jäätympiste vaihtelee rajoissa $0 - -0,15^{\circ}\text{C}$ ja laihaan saven jäätympiste on noin $0,5^{\circ}\text{C}$. Mitä hienorakeisempaa maalaji on, sitä voimakkaammin adsorptio- ja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

Maan suuri lämpökapasiteetti hidastaa routaantumista. Hyvä lämmönjohtavuus puolestaan nopeuttaa maan pintakerroksen jäähtymistä ja lisää näin myös roudan paksuutta.

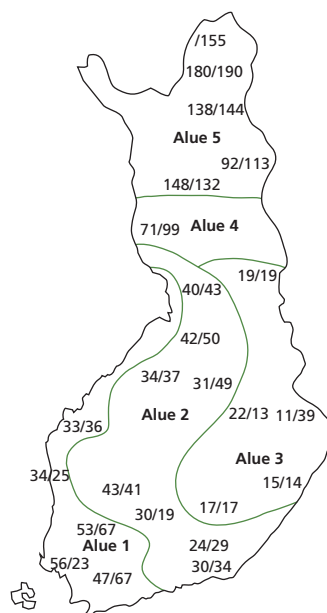
Maaperässä oleva vesi samoin kuin maan karkearakeisuus lisäävät lämmönjohtavuutta. Routaantuminen ja roudan sulaminen tapahtuu nopeammin karkeissa ja kosteissa kuin hienorakeisissa ja kuivissa maalajeissa. Luonnon olosuhteissa hienorakeiset maalajit sisältävät enemmän vettä kuin karkearakeiset maalajit,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

Maan jäätymiseen vaikuttavista ilmastotekijöistä tärkeimpiä ovat lämpötila ja lumipeite. Lumipeitteen lisäksi myös kasvipeite toimii lämpöeristeenä. Kuvassa 3.37 on esitetty roudan ja lumen syvyyden maksimi- ja keskiarvoja Lounais-Suomessa.

Roudan syvyyden vuotuiset vaihtelut ovat huomattavia. Kohtalaisen ankarina talvina roudan syvyys on 1,5–2,0 kertaa niin syvä kuin keskimääräisinä talvina. Kuvassa 3.38 on esitetty roudan keskimääräiset maksimisyvyydet (cm) jaksolle 1968–1985 aukealla/metsässä.



Kuva 3.37 Roudan ja lumen syvyyden maksimi- ja keskiarvot vuosina 1971–2000. Mietoissa Lounais-Suomessa aukealla paikalla, kun maalaji on hiesuavi. (Suomen ympäristökeskus 2009)



Kuva 3.38 Roudan keskimääräiset maksimisyvyydet (cm) jaksolle 1968–1985 aukealla/metsässä (Soveri 1986).

Routaantumisen alkaessa maassa 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.

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 kolme 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 toimii eristeenä ja hidastaa roudan sulamista vastaavalla tavalla kuin syksyllä sen muodostumista. 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 raskailla koneilla.

Routalajit

Routaa tavataan maassa useassa eri muodossa. Tavallisesti erotetaan erikseen pintarouta eli rouste ja varsinainen maarouta. Viimeksi mainittu jaotellaan: 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 vettä. Jääneulaset kasvavat alapäästään pituutta sitä nopeammin, mitä helpommin ne saavat kapillaarisesti vettä. Rousteen muodostuminen lakkaa heti, kun varsinaista maaroutaa alkaa syntyä. Rouste on kasvinviljelylle haitallinen routamuoto, sillä syysvilja- ja ensiheinäpelloilla se voi nostaa taimet maasta ja katkoa niiden juuria, vaikeuttaen talvehtimistä 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.

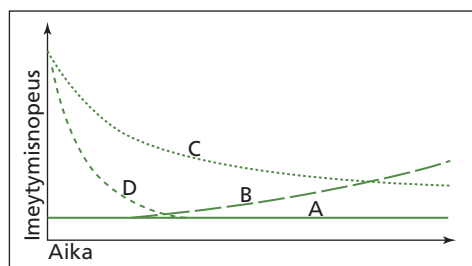
Massiivista routaa esiintyy pääasiassa karkearakeisissa maissa. Se ei aiheuta sanottavaa maan kohoamista, sillä veden jäätyessä tapahtuvan laajenemisen yhteydessä huokosvesiä pääsee siirtymään muualle. Hienorakeisissa maissa laajenemista tapahtuu, mutta se on huomattavasti vähäisempää kuin kerrosroudassa.

Kerrosrouta on tyypillistä hienorakeisissa maalajeissa, joissa kapillaariteetin ansiosta routaantuvaan kerrokseen pääsee nousemaan huomattavia määriä vettä. Jos lämpötila laskee nopeasti, syntyy yleensä useita ohuita jääkerroksia. Jos taas lämpötila laskee hitaasti ja pysyy kauan samana, muodostuu paksuja linssejä. Jääkerrosten välinen maa on aluksi sulaa ja voi leutoina talvina pysyä sulana. Pakkastalvina kerrosten väliin muodostuu massiivista routaa.

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. (ks. kohta 2.7 Maan rakenne.)

Roudan vaikutus veden imeytymiseen

Tärkeimpiä imeyntää hallitsevia tekijöitä ovat maassa olevat jäättömät huokokset, niiden koko ja lukumäärä. Maaperän kosteustilalla jäätymishetkellä on merkittävä vaikutus imeyntään (kuva 3.39).



Kuva 3.39 Periaatteellinen kuva imeynnästä jäätäneeseen maahan.

Kuvassa:

Käyrä A kuvaa imeyntää maahan, joka on jäätnyt kyllästyneessä tilassa tai, jossa pintaan on kehittynyt sulamisvaiheessa lähes läpäisemätön jääkerros.

Käyrä B on esimerkki tilanteesta, jossa maa on jäätnyt 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 jäätnyt vesipitoisuuden ollessa pieni. Sulamisvaiheessa maan lämpötila on alhainen ja maahan imeytyvä sulamisvesi jäätyy ja alkaa samalla ehkäistä imeyntää.

3.6 Avouomavirtaus

Avouomavirtaukselle luonteenomaista on vapaa vedenpinta, johon vaikuttaa ainoastaan ilmakehän paine. Vapaan vedenpinnan olemassaolo aiheuttaa, että virtauksen käsittely on merkittävästi hankalampaa kuin putkivirtauksen tapauksessa. On vaikeaa luoda yleispäteviä malleja, koska poikkileikkauksen muoto ja karkeusominaisuudet alinomaa vaihtuvat. Näistä syistä avouomavirtausta joudutaan käsittelemään vielä enemmän kokeellisesta pohjalta kuin putkivirtauksen kyseessä ollen.

Käsitteitä

Virtaustyytit

- stationäärinen eli pysyvä virtaus: virtaus ei muutu ajan funktiona
- epästationäärinen eli muuttuva virtaus: virtaus muuttuu ajan funktiona (esim. paineisku)
- tasainen virtaus: virtaustekijät (paine, nopeus, tiheys) eivät muutu paikan mukaan
- epätasainen virtaus: virtaus muuttuu paikan mukaan

Virtaustila

- Laminaarinen virtaus. Nestepartikkelin keskimääräinen nopeus on sama kuin virtauksen keskimääräinen nopeus. Partikkelien liikettä voidaan kuvata virtaviivoilla. Nestekerrosten välillä ei tapahdu sekoittumista.
- Turbulenttinen virtaus. Sisäisen kitkan ansiosta ja nesteen ja kiinteän pinnan välisen kitkan ansiosta syntyvä virtaustila, jossa partikkelin nopeus ja suunta poikkeavat sattumanvaraisesti keskimääräisistä arvoista.

Nesteen nopeutta lisättäessä muuttuu virtaustila laminaarisesta turbulenttiseksi. Tietyn kriittisen nopeuden alapuolella virtaus on aina laminaarista (alempi kriittinen nopeus). Tämän jälkeen siirrytään välivyöhykkeeseen, jossa esiintyy joko laminaarista tai turbulenttista virtausta. Ylemmän kriittisen nopeuden yläpuolella virtaus on aina turbulenttista.

Virtaustilaa voidaan luonnehtia Reynoldsin luvun avulla:

$$Re = \frac{u \cdot 4R}{\nu} \quad (3.12)$$

Re = Reynoldsin luku

R = hydraulinen säde = A/p , m

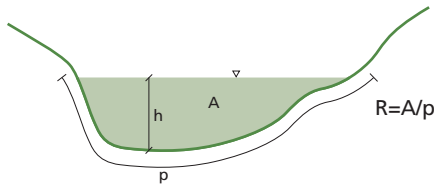
p = ns. märkäpiiri, m

u = virtausnopeus, $m \cdot s^{-1}$

A = uoman poikkipinta-ala, m^2

ν = kinemaattinen viskositeetti, $m \cdot s^{-1}$

Avouomavirtaus on jokseenkin poikkeuksetta turbulenttista.



Kuva 3.40 Märkäpiiri p , poikkileikkauksen ala A ja hydraulinen säde R .

Avouoman mitoitus

Tavanomainen menetelmä tasaisen virtauksen laskentaan perustuu Chezyn yhtälöön

$$u = C \sqrt{RI} \quad (3.13)$$

u = virtausnopeus, m/s C = kerroin, jonka arvio riippuu uoman karkeudesta

I = uoman pituuskaltevuus R = hydraulinen säde, m

Kertoimen C ratkaisemiseksi on tehty runsaasti kokeellista työtä. Suosituimman kaavan aseman on saavuttanut irlantilaisen Manningin kehittämä yhtälö, joka on muotoa:

$$u = \frac{1}{n} R^{2/3} I^{1/2} \quad (3.14)$$

$$u = MR^{2/3} I^{1/2} \quad (3.15)$$

M = Manningin kerroin

n = karkeuskerroin

Kun Manningin yhtälöä verrataan Chezyn yhtälöön, havaitaan seuraavan yhteyden olevan voimassa:

$$C = M \cdot R^{1/6} \quad (3.16)$$

Kitkahäviön suuruus riippuu mm. seuraavista uoman ominaisuuksista:

- pohjan karkeus
- poikkileikkauksen vaihtelut
- uoman liettyminen ja syöpyminen
- uoman koko ja muoto
- kasvillisuus
- uoman mutkaisuus
- uomassa olevat esteet
- syvyys ja virtaama

Karkeuskertoimen n arvo vaihtelee luonnonuomissa välillä 0,025–0,150. Cowan (1956) esittää n -arvon määrittämiseksi seuraavan tavan:

$$n = (n_0 + n_1 + n_2 + n_3 + n_4)m_5$$

jossa

n = perusarvo

n_1 = pohjan karkeuden aiheuttama arvo

n_2 = poikkileikkausten vaihtelun aiheuttama arvo

n_3 = uomassa olevien esteiden aiheuttama arvo

n_4 = kasvillisuuden aiheuttama arvo

m_5 = uoman mutkaisuudesta riippuva arvo

Taulukossa 3.6 on esitetty yllä mainituille tekijöille ohjearvoja.

Taulukko 3.6 Arvoja karkeuskertoimen laskemista varten (Cowan 1956).

Uoman ominaisuus			Arvot
Uomamateriaali	Maa	n_0	0,020
	Kallioleikkaus		0,025
	Hieno sora		0,024
	Karkea sora		0,028
Epätasaisuus	Sileä	n_1	0,000
	Vähäinen		0,005
	Kohtuullinen		0,010
	Suuri		0,020
Uoman poikkileikkauksen vaihtelut	Hidasta muutosta	n_2	0,000
	Vähän vaihteluja		0,005
	Tiheitä vaihteluja		0,010–0,015
Uomassa olevien esteiden vaikutus (pilarit, puomit, ym.)	Mitätön	n_3	0,000
	Vähäinen		0,010–0,015
	Huomattava		0,020–0,030
	Suuri		0,040–0,060
Kasvillisuus	Alhainen	n_4	0,005–0,010
	Keskinkertainen		0,010–0,025
	Suuri		0,025–0,050
	Hyvin suuri		0,050–0,100
Mutkaisuus	Vähäinen	m_5	1,000
	Huomattava		1,150
	Suuri		1,300

Tietoruutu 3.9

Avouoman mitoitusesimerkki

Tehtävä: Kuinka suureksi tulee vesisyvyys x pienessä uomassa, jonka pohjan leveys on 0,3 m, luiskien kaltevuus 1:1,5 ja pohjan kaltevuus $l = 0,001$, mikäli virtaama $Q = 0,2 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Manningin kertoimeksi oletetaan $M = 35$

Ratkaisu:

Uoman poikkipinta-ala A : $A = x(0,3 + 1,5x)$

$$\text{Märkäpiiri } p: p = 0,3 + 2x\sqrt{3,25} \quad (T3.17)$$

$$\text{Hydraulinen säde } R: R = \frac{A}{p} = \frac{x(0,3 + 1,5x)}{0,3 + 2x\sqrt{3,25}} \quad (T3.18)$$

$$\text{Näin ollen: } 0,2 = x(0,3 + 1,5x) \cdot 35 \cdot \left(\frac{x(0,3 + 1,5x)}{0,3 + 2x\sqrt{3,25}} \right)^{\frac{2}{3}} \cdot \sqrt{0,001} \quad (T3.19)$$

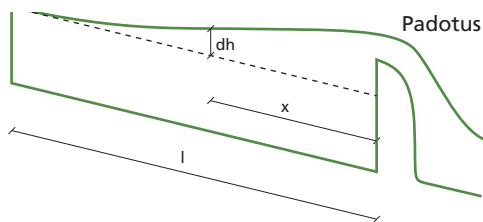
Ratkaisu haetaan arvaamalla syvyydelle arvo, suorittamalla laskelma, tekemällä uusi arvaus jne., kunnes yhtälön oikea ja vasen puoli ovat yhtä suuret. Vesisyvyydeksi saadaan 47 cm.

Epätasaisen virtauksen käsittely

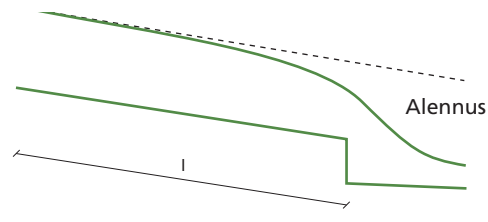
Vapaan vedenpinnan olemassaolo tarkoittaa sitä, että avouomassa syvyys yleensä vaihtelee. Tämä aiheuttaa epätasaisen virtauksen, jossa hidastumiset ja kiihtymiset seuraavat toisiaan. Mikäli rakennetaan pato, vedenpinta kohoaa, vesisyvyys kasvaa ja jos virtaama Q pysyy vakiona, liike muuttuu epätasaiseksi - syntyy padotus (kuva 3.41). Mikäli uoman pohjaan tehdään kynnyks, vedenpinta laskee ja syntyy alennus (kuva 3.42).

Epätasaisen liikkeen laskennan päätehtävänä on padotus- ja alennuskäyrien muodon ja pituuden määrittäminen. Toisin sanoen selvitetään, kuinka dh muuttuu x :n muuttuessa (ks. kuva 3.41).

Vesistöön rakentaminen ja uoman perkaaminen saattavat aiheuttaa varsin tuntuvia muutoksia vedenkorkeuksiin, joten näiden vaikutusten suuruus on pystyttävä ennakolta määrittämään.



Kuva 3.41 Padotus.



Kuva 3.42 Alennus.

Laskelmia varten on oltava mahdollisimman täydelliset tiedot kyseisestä uomasta:

- pituusleikkaus
- poikkileikkaus
- vedenkorkeuksien ja virtaamien vuorosuhdetiedot

Laskelmat suoritetaan jakamalla luonnonuoma osiin pituussuunnassa siten, että kullakin uoman osalla hydrauliset tekijät pysyvät samoina tai sellaisina, että niiden muutos on jollakin tavoin säännönmukainen (kuva 3.43). Nämä hydrauliset tekijät ovat:

- veden syvyys
- vedenpinnan leveys
- vedenpinnan kaltevuus
- karkeus
- vesimäärä

Kitkan aiheuttama energiahäviö lasketaan kullekin jaksolle samoin kuin tasaisessa liikkeessä. Mikäli käytetään Manningin yhtälöä, on kitkahäviö

$$h_f = \frac{LQ^2}{M \cdot A_m^2 \cdot R_m^{4/3}} \quad (3.17)$$

jossa A_m ja R_m ovat jakson keskimääräiset arvot. Vedenkorkeus uoman toisessa päässä ratkaistaan iteroiden Bernoullin energiayhtälön avulla (kuva 3.44):

Bernoulli:

$$y_2 + z_2 + \alpha_2 \cdot \frac{u_2^2}{2g} = y_1 + \alpha_1 \cdot \frac{u_1^2}{2g} + h_f \quad (3.18)$$

$$z_2 = I_p L \quad (3.19)$$

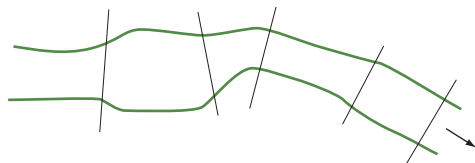
joten:

$$y_2 = y_1 - I_p \cdot L + \alpha \left(\frac{u_1^2}{2g} - \frac{u_2^2}{2g} \right) + h_f \quad (3.20)$$

α = nopeuden epätasaisesta jakautumisesta johtuva kerroin (1,1–1,2)

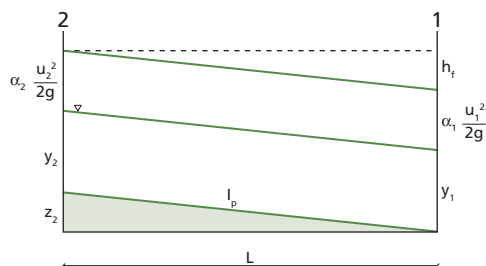
Mikäli virtaus hidastuu, käy yhtälö (3.20) epätarkaksi. Parempaan tulokseen päästään tällöin yleensä yhtälöllä:

$$y_2 = y_1 - I_p \cdot L + h_f \quad (3.21)$$



Kuva 3.43

Uomajakson jakaminen osiin laskentaa varten.



Kuva 3.44

Uomajaksolla oletetaan tasainen virtaus.

Laskenta suoritetaan osa osalta seuraavasti:

Esimerkki. Poikkileikkauksena suorakaide

$$\begin{aligned}\alpha &= 1,2 & y &= 2,50 \text{ m} \\ Q &= 30 \text{ m}^3/\text{s} & b &= 10 \text{ m} \\ M &= 25 & z_2 &= 0,70 \text{ m} \\ L &= 700 \text{ m}\end{aligned}$$

$$A_m = \frac{1}{2}(A_1 + A_2) \quad R_m = \frac{A_1}{p} \quad \frac{\Delta v^2}{2g} = \alpha \left(\frac{v_1^2}{2g} - \frac{v_2^2}{2g} \right)$$

Laskelmat vedenkorkeuden y_2 määrittämiseksi iteroimalla suoritetaan taulukkomuodossa.

Onnistuneen iteraation jälkeen siirrytään seuraavaan uoman osaan, ratkaistaan se ja siirrytään seuraavan jakson laskemiseen, kunnes saavutetaan nykyinen vedenpinnan korkeus. Verkasvirtauksessa laskelmat suoritetaan alhaalta ylöspäin, kiitovirtauksessa puolestaan ylhäältä alaspäin. Uoman osien pituus tulisi olla $< 500 \text{ m}$.

Taulukko 3.7 Laskentatuloksia

PL	y	L	A	$u^2/2g$	$\Delta u^2/2g$	A_m	P_m	R_m	M	h_f	y_2
n:o	m	m	m ²	2g	2g	m ²	m	m			
1	2,5	700	25	0,073							
2	2,5	700	25	0,073	0	25	15	1,67	25	0,81	2,61
2	2,61		26,1	0,067	0,008	25,6	15,2	1,68		0,77	2,58
2	2,58		25,8	0,069	0,004	25,4	15,2	1,67		0,78	2,59