

BERTEL VEHVILÄINEN

JOEN KIINTOAINEKULKEUMAN MÄÄRITYKSESTÄ

HELSINKI 1981

WATER-100 1981
100-100 1981

913

...

...
...
...

Tekijä on vastuussa julkaisun sisällöstä, eikä siihen voida vedota vesihallituksen virallisena kannanottona

VESIHALLITUKSEN TIEDOTUKSIA koskevat tilaukset: Valtion painatuskeskus PL 516, 00101 Helsinki 10,
puh. 90-539 011/julkaisutilaukset

ISBN 951-46-6076-5
ISSN 0355-0745

...

S I S Ä L L Y S

1. JOHDANTO
2. JOEN KIINTOAINEKULKEUMAN TEOREETTISISTA PERUSTEISTA
 - 2.1 Pohjasedimentin liikkeellelähtö
 - 2.2 Epäorgaanisen kiintoaineen pohjakulkeuman laskukaavat
 - 2.3 Suspendoituneen epäorgaanisen kiintoaineen kulkeuman laskukaavat
3. SUSPENDOITUNEEN KIINTOAINEEN KULKEUMAN MITTAUS
 - 3.1 Mittauslaitteet ja mittaustekniikka
 - 3.2 Mittaustarkkuuteen vaikuttavia tekijöitä
 - 3.3 Suspendoituneen kiintoaineen kulkeuman mittausjoen poikkileikkauksessa
 - 3.4 Mittauspaikan valinta
 - 3.5 Näytteenottokertojen tiheys
 - 3.6 Konsentraation määrittäminen
4. JOEN SUSPENDOITUNEEN KIINTOAINEKULKEUMAN RIIPPUVUUS VIRTAAMASTA
5. POHJAKULKEUMAN MITTAUS
 - 5.1 Pohjakulkeuman mittaukseen käytettävät laitteet
 - 5.2 Radioaktiivisen merkkiaineen käyttö
 - 5.3 Erikoistapauksia pohjakulkeuman määrittämiseksi

Yhteenveto

Liite

Kirjallisuus

LUETTELO TÄRKEIMMISTÄ SYMBOLEISTA:

- c = konsentraatio
 D = joen leveys
 d = hiukkaskoko d_s = pohja-aineksen korkeusvakio
 G = epäorgaanisen kiintoaineen kulkeuma
 G_s = pohjakulkeuma
 g = maan vetovoiman kiihtyvyys
 g_s = pohjakulkeuma leveysyksikköä kohti (kg/m·s)
 g_{ss} = suspendoituneen epäorgaanisen kiintoaineen kulkeuma leveysyksikköä kohti (kg/m·s)
 H = joen syvyys
 i_s = tietyn hiukkaskoon osuus pohjakulkeumasta
 i_{ss} = tietyn hiukkaskoon osuus suspendoituneen epäorgaanisen kiintoaineen kulkeumasta
 i_{st} = tietyn hiukkaskoon osuus epäorgaanisen kiintoaineen kokonaiskulkeumasta
 k = Karmanin vakio
 MQ = keskivirtaama
 PE = Einsteinin kuljetusparametri
 Re = Reynoldsin luku
 R_h = märkäpiiri
 S = joen kaltevuus
 u = virtausnopeus
 u^* = kitkanopeus (m/s)
 w = epäorgaanisten kiintoainehiukkasten laskeutumisnopeus
 Q = virtaama
 q = virtaama leveysyksikköä kohti (m³/s·m)
 q_s = pohjakulkeuma leveysyksikköä kohti tilavuusyksikköinä (m³/s·m)
 Φ = pohjakulkeutumisen intensiteettiä kuvaava luku
 Ψ = leikkausjännityksen intensiteettiä kuvaava luku

- ρ = veden tiheys
- ρ_s = sedimentin tiheys
- γ = veden ominaispaino
- γ_s = sedimentin ominaispaino
- μ = viskositeettikerroin
- ν = kinemaattinen viskositeetti
- ϵ = diffuusiokerroin
- ϵ_s = turbulenttisen virtauksen diffuusiokerroin
- τ_o = virtauksen aiheuttama leikkausjännitys veden ja joenpohjan rajapinnalla
- τ_{oc} = kriittinen leikkausjännitys

1. JOHDANTO

Suomessa ei ole toistaiseksi käytetty jokien kiintoainekulkeuman mittausten yhteydessä tähän tarkoitukseen nimenomaan kehitettyä välineistöä. Seuraavassa esitellään joen suspendoituneen kiintoainekulkeuman ja pohjakulkeuman kenttämittauksessa käytettäviä laitteita ja mittaustekniikkaa. Tämän lisäksi esitellään muutamia osaksi kokeellisin menetelmin kehitettyjä laskentatapoja, joiden avulla voidaan arvioida joen kiintoainekulkeuman suuruus.

Jatkuvan jokien kiintoainekulkeuman havainnoinnin päämäärinä ovat mm.:

1. jokien kiintoaineen kokonaiskulkeuman arviointi
2. kiintoainekulkeuman vuotuisen vaihtelun selvittäminen
3. selvittää valuma-alueen maaperän, pinnanmuotojen, kasvillisuuden ja vesistön vaikutus kiintoainekulkeuman suuruuteen
4. selvittää vesien järjestelyn, säännöstelyn, metsäojitusten ja muiden ihmisen toimintojen vaikutusta jokien kiintoainekulkeumaan.

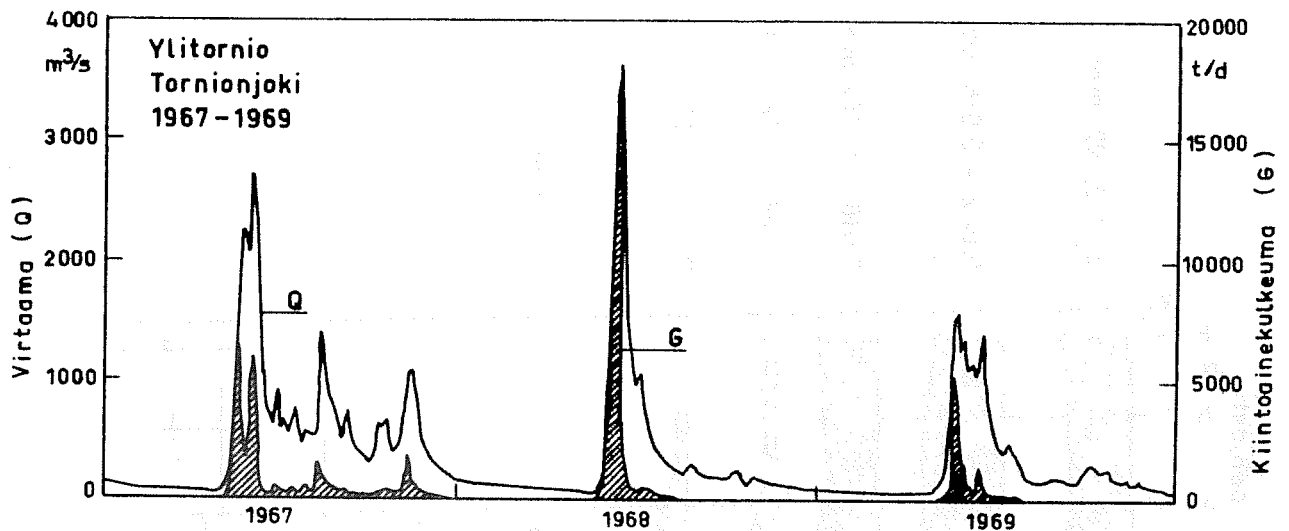
Joen kiintoaineen kulkeutumiseen vaikuttavista tekijöistä

Joen kuljettama kiintoaineen määrä vaihtelee vuodenaikojen mukaan paljolti samalla tavoin kuin joen virtaama (kuva 1). Tämä johtuu luonnollisesti siitä, että virtaama vastaa joen kiintoaineen kuljetuskykyä. Toisaalta joen kiintoainevirtaaman suuruuteen vaikuttaa maaperän eroosioherkkyys ja pinta-
valunnan suuruus, jotka myös ovat vuodenajasta riippuvaisia.

Talvella, jolloin sade varastoituu lumena ja jäänä maan pinnalle, joen virtaamat ovat pienimmillään ja maaperän eroosio on olematon. Joen kiintoainevirtaama on näin talvella aivan mitätön (kuva 1).

Keväällä lumen ja roudan sulaessa kasvillisuudesta köyhä maaperä - etenkin pellot - on erittäin altis pinta-
valunnalle eroosiolle. Näin varsinkin, kun osittain sulanut routa estää veden suotautumisen maaperään. Maaperän pinta-kerros on tällaisilla paikoilla vedellä ylikyllästynyt, hyvin löysää "velliä", joka kulkeutuu helposti sulamisvesien mukana ojiin, puroihin ja edelleen jokiin.

Joen kuljetuskyky paranee huomattavasti kevään sulamisvesien lisätessä virtaamia. Joen pohjalle talven aikana kerääntynyt aines lähtee liikkeelle virtausnopeuden kasvaessa. Lisää kiintoainesta joutuu joen kuljetettavaksi rannoilta, joita korkealle noussut tulvavesi huuhtoo. Vaikutusta lisää jäiden hankaus jokien penkkoja vastaan. Usein suurin osa joen kiintoainevirtaamasta keskittyykin kevään ylivirtaamien ajalle, jolloin joen kuljetuskyky ja kiintoaineen tarjonta ovat suurimmillaan.



Kuva 1. Virtaama (Q) ja suspendoituneen epäorgaanisen kiintoaineen kulkeumat vuosina 1967-69, Tornionjoki, Ylitornio (Hjorth, 1972).

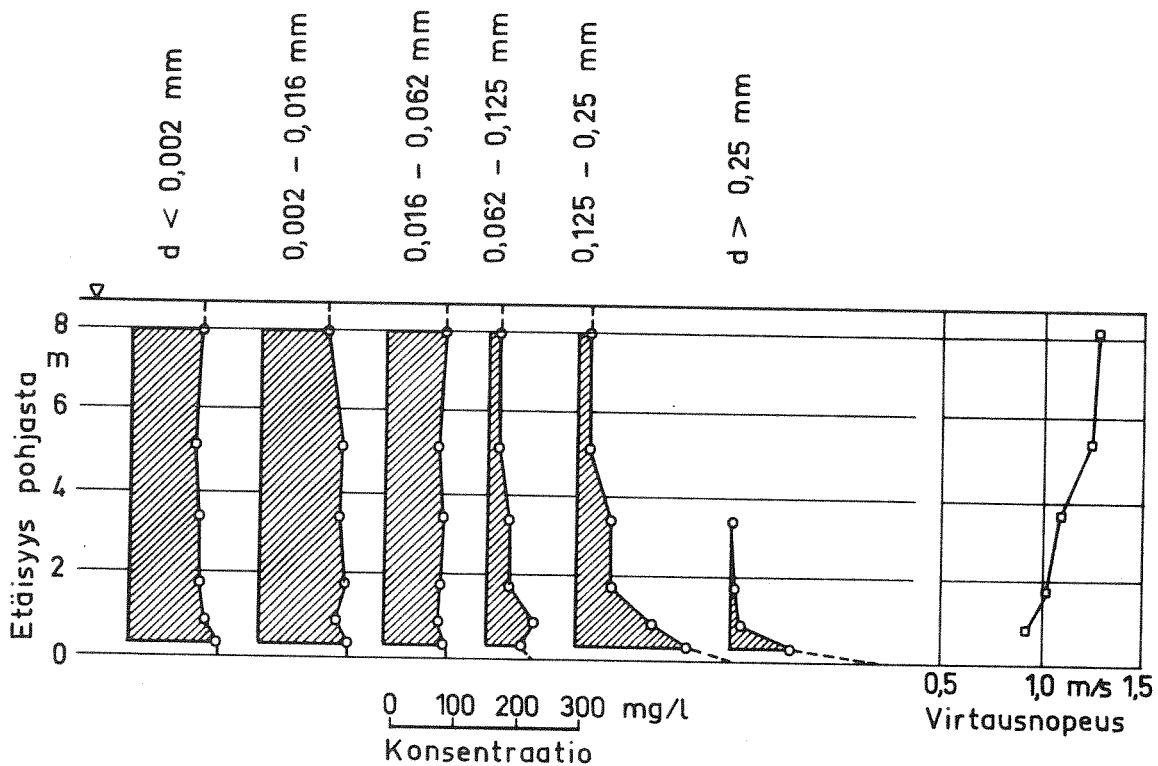
Kesällä maanpinnan peittävä kasvillisuus estää tehokkaasti pintavalunnan aiheuttaman pintaerosion. Lisäksi voimakas haihdunta ja maaperän hyvä suodantakyky pitävät huolen siitä, että mainittavaa pintavaluntaa ei synny ja edelleen, että joen virtaamat pysyvät yleensä pieninä. Näistä syistä jää joen kiintoainekulkeuma vähäiseksi kesällä.

Syksyllä kasvillisuuden vähitellen kuollessa ja haihdunnan pienentyessä maaperän eroosioherkkyys kasvaa ja pintavalunta lisääntyy. Jokiin tulevat vesi- ja kiintoainemäärät suurenevät ja joen kuljetuskkyky paranee. Kovien syysateiden jälkeen joen kiintoainekulkeuma on melkein yhtä suuri kuin kevään sulamisvalunnan aikana.

Joен kiintoaineen kulkeutumisen eri muodot

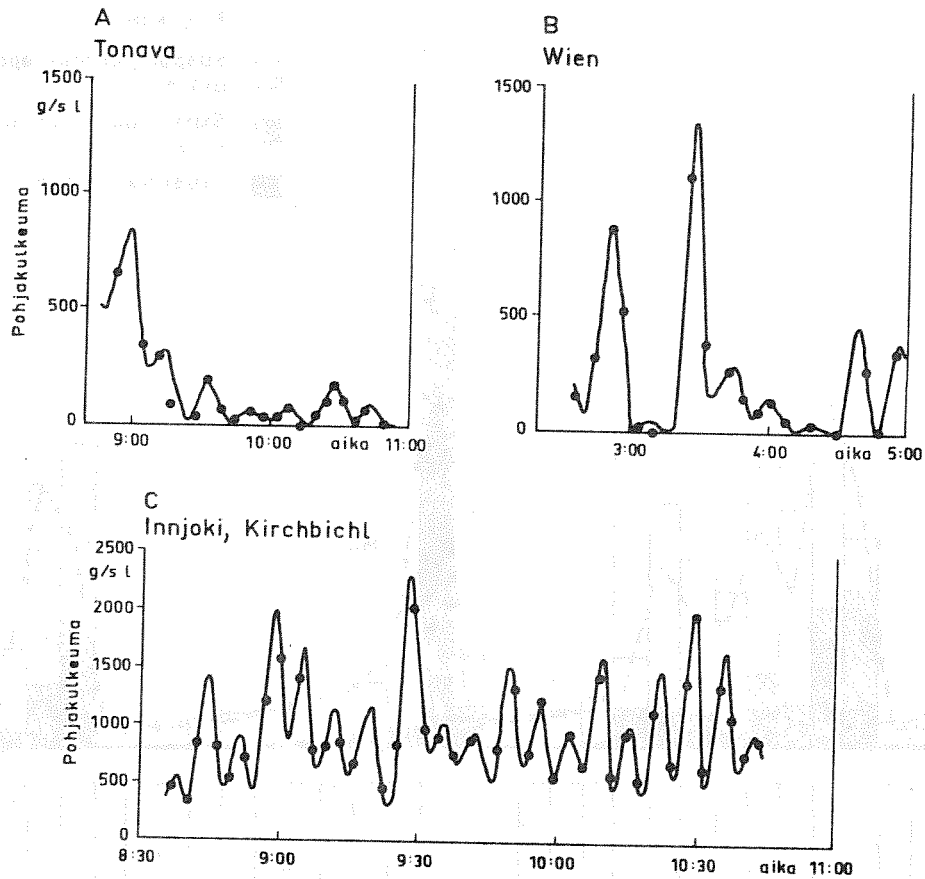
Joен kiintoaineen kulkeutuminen tapahtuu periaatteessa kahdella eri tavalla: suspendoituneen kiintoaineen kulkeutumisena ja pohjakulkeutumisena. Kulkeutumismuotojen välillä on jatkuva vuorovaikutus, kun osa suspendoituneista kiintoainehiukkasista laskeutuu takaisin pohjalle ja osa nousee pyörteiden mukana ylös suspensioksi.

Suspendoituneesta kiintoaineesta osa on niin hienojakoista, että se kulkeutuu jatkuvasti veteen sekoittuneena laskeutumatta laisinkaan joen pohjalle. Tämän ns. "wash-lood" -kulkeutumisen hiukkaskoko on alle 0,062 mm, joka on yleensä myös hiekan ja sitä hienomman aineksen kokorajana (Nordin & Richardson 1971). Tämä hienojakoisempi kiintoaine on jakautunut tasaisesti pinnalta pohjaan saakka. Karkeampien hiukkasten konsentraatio sen sijaan lisääntyy pohjaa kohti (kuva 2). Juuri tämä suspendoituneen kiintoaineen konsentraation (ja myös virtauksen) vaihtelu vaikeuttaa joен kiintoaineen kulkeuman tarkkaa mittaamista.



Kuva 2. Suspendoituneen kiintoaineen konsentraation vaihtelu syvyyden ja hiukkaskoon (d) mukaan (Colby, 1963).

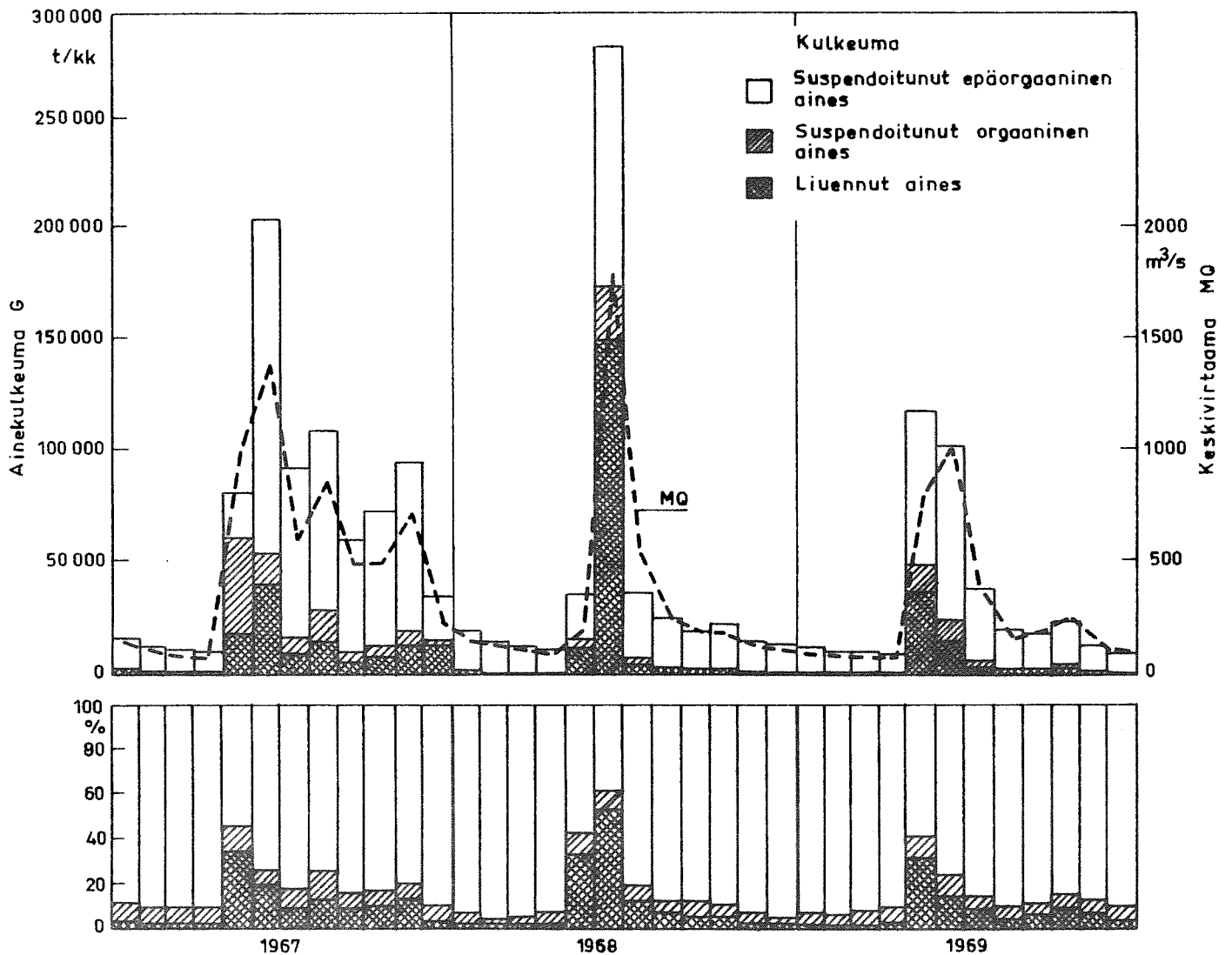
Pohjaan jatkuvasti kosketuksissa oleva, liikkuva kiintoaines kuuluu joen pohjakulkeumaan. Pohjakulkeuman osuus on yleensä vähäinen ehkä n. 10 % kiintoaineen kokonaiskulkeumasta (Sundberg, 1964). Kiinteäpohjaisten jokien pohjakulkeuma on hyvin vähäistä. Pohjakulkeuma on merkittävää silloin, kun joen pohjan muodostaa irtonainen kiintoaines lähinnä hiekka. Sopivan kiintoaineen niukkuuden takia jokien pohjakulkeutuminen on usein ajoittaista. Joen pohjalle sopiviin paikkoihin kerääntynyt hiekka ja muu kiintoaines lähtee liikkeelle ylivirtaamakausina virtausnopeuden kasvaessa riittävän suureksi (Nilsson, 1971). Muutoinkin pohjakulkeutumisen luonteelle on tyypillistä, ettei se ole kovin tasaista vain enemmänkin sysäyksittäin tapahtuvaa (kuva 3).



Kuva 3. Mitatun pohjakulkeuman muutokset lyhyellä aikavälillä (Ehrenberger, 1931).

Epäorgaanisen kiintoaineen osuus joen kokonaiskulkeumasta

Esimerkin omaisesti esitetään Ruotsissa Kalix- ja Tornionjoella (kuva 4) saatuja tuloksia (Hjorth, 1972). Näissä joissa epäorgaanisen kiintoaineen osuus on ollut 10-30 % joen kokonaiskulkeumasta. Suurin osa ainevirtaamasta on kuitenkin tapahtunut liuenneessa muodossa, jonka osuus on ollut 60-80 %. Orgaanisen kiintoaineen osuus on ollut tasaisesti n. 10 % koko ainekulkeumasta. Epäorgaanisen kiintoaineen ja liuenneen aineen kulkeuman suhteelliset määrät vaihtelevat eri vuodenaikoina. Talvella liuenneen aineen kulkeuma vastaa n. 90 % kokonaiskulkeumasta. Loppukevättä kohden liuenneen aineen osuus pienenee ja epäorgaanisen kiintoaineen kulkeuma kasvaa. Kevättulvan aikana epäorgaanisen kiintoaineen kulkeuma voi nousta aina 50 % kokonaiskulkeumasta. Orgaanisen kiintoaineen kulkeuma vaihtelee vähiten. Pientä lisääntymistä tapahtuu kevättulvan aikana, mutta muutoin epäorgaanisen kiintoaineen kulkeuma on lähellä 10 % kokonaiskulkeumasta.

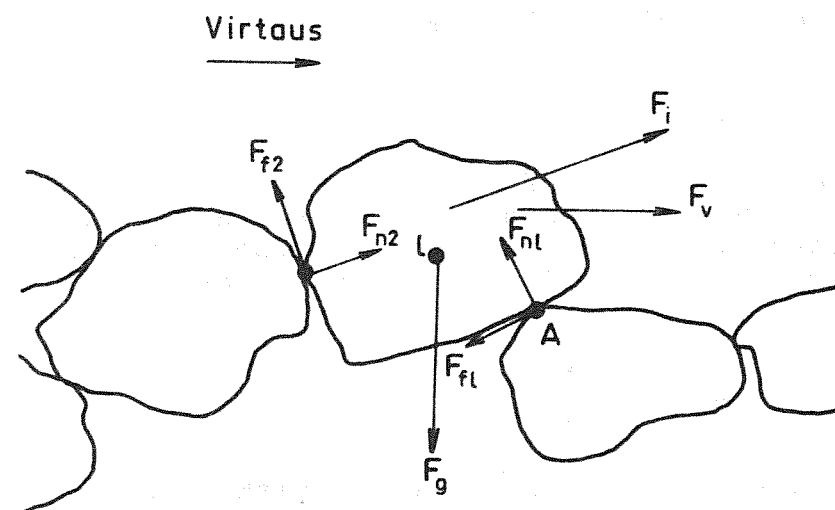


Kuva 4. Kuukauden keskivirtaamat (MQ) ja kuukausittaiset ainevirtaaman arvot (T) eri ainemuodoissa (Hjorth, 1972). Tornionjoki, Ylitornio.

2. JOEN KIINTOAINEKULKEUMAN TEOREETTISTISISTA PERUSTEISTA

2.1 POHJASEDIMENTIN LIIKKEELLELÄHTÖ

Joen pohja-aineksen liikkeelle lähtö riippuu pääasiassa virtauksen pohjaan kohdistaman voiman suuruudesta. Kriittinen tila, jossa yksityinen hiukkanen lähtee liikkeelle, saavutetaan, kun hiukkasen muotovastuksesta johtuvan kitkavoiman F_i (kuva 5) ja



Kuva 5. Joenpohjan hiukkaseen vaikuttavat voimat (Gessler, 1971).

painovoiman F_g suhde ylittää tietyn raja-arvon (Gessler, 1971):

$$\frac{F_i}{F_g} \propto \frac{\rho u^2 d^2}{g(\rho_s - \rho)d^3} = \text{const.}$$

- ρ = veden tiheys
- u = virtausnopeus
- d = hiukkaskoko
- g = maan vetovoiman kiihtyvyys
- ρ_s = pohjasedimentin tiheys

Koska virtauksen nopeus u aivan pohjan rajapinnalla on käytännössä mahdoton mitata, se korvataan ns. kitkanopeudella u^* :

$$u^* = \sqrt{\tau_0 / \rho}$$

- τ_0 = leikkausjännitys pohjalla = $\gamma S H$
- γ = veden ominaispaino
- S = joen kaltevuus
- H = joen syvyys

Suhdetta F_i/F_g vastaava kaava saa tällöin muodon:

$$\frac{F_i}{F_g} = \frac{\rho u^{*2}}{g(\rho_s - \rho)d} = \frac{\tau_0 c}{(\gamma_s - \gamma)d} = \text{const.}$$

Tässä kaavassa τ_0 vastaa sitä kriittistä virtauksen pohjaan kohdistamaa leikkausjännitystä, jolla pohjakuljetus alkaa. Termi $(\gamma_s - \gamma)$ on sedimentin ja veden ominaispainojen erotus eli se kuvaa painovoiman vaikutusta hiukkaseen.

Kuvasta (5) nähdään, että muotovastuksen F_i aiheuttaman voiman lisäksi hiukkaseen vaikuttaa samaan suuntaan vielä toinenkin voima $F_V - F_V$ on veden viskositeetin aiheuttama virtauksen suuntainen voima (Gessler 1971, Yalin 1972):

$$F_V = \mu u + d$$

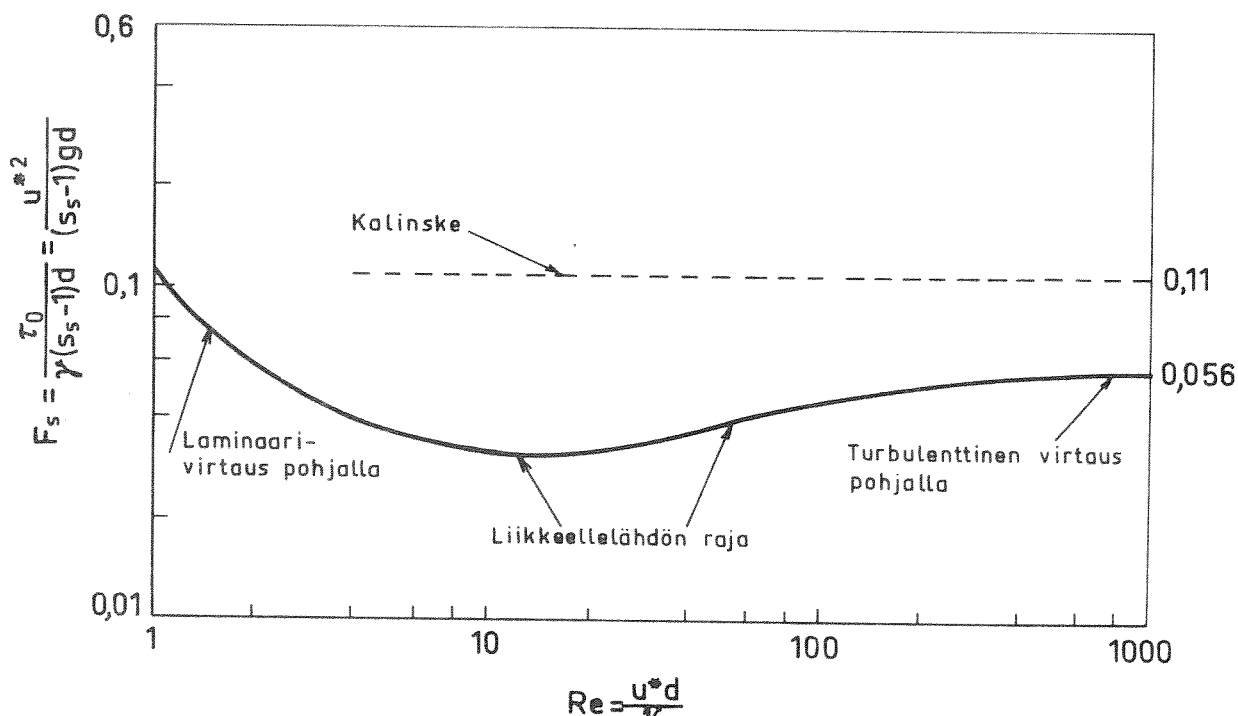
$$\mu = \text{viskositeettikerroin}$$

Viskositeetti on veden lämpötilasta riippuva suure. Se on eräänlainen veden sisäinen kitka, joka vastustaa nesteen "muodon" muutoksia. Suhteen F_i/F_g kriittisen arvon suuruuteen vaikuttaa myös suhteen F_i/F_V arvo, joka on ns. Reynoldsin luku Re :

$$Re = \frac{F_i}{F_V} = \frac{\rho u^* d^2}{\mu u^* d} = \frac{u^* d}{\nu}$$

ja $\nu = \mu/\rho = \text{kinemaattinen viskositeetti}$

Viskositeettivoima on suhteellisesti suurimmillaan laminaarisen virtauksen yhteydessä, jolloin Reynoldsin luku on alle 50 (Henderson, 1966). Tällöin suhteen F_i/F_g kriittinen arvo riippuu selvästi Reynoldsin luvusta eli viskositeettivoiman suuruudesta. Virtauksen muuttuessa turbulenttiseksi viskositeettivoiman suhteellinen suuruus vähenee ja kun Reynoldsin luku on yli 200 (Henderson, 1966) (viskositeettivoima pieni verrattuna voimaan F_i), tulee suhteen F_i/F_g arvo riippumattomaksi Reynoldsin luvusta eli suhde F_i/F_g on riippumaton viskositeetista. Tämä riippuvuus on esitetty kuvassa (6) Shieldsin funktiona.



Kuva 6. Shieldsin funktio (Shields, 1936).

$$F_s = \frac{\tau_o}{\gamma(S_s - 1)d} = \frac{\tau_o}{\gamma\left(\frac{\gamma_s}{\gamma} - \frac{\gamma}{\gamma}\right)d} = \frac{\tau_o}{(\gamma_s - \gamma)} = \frac{F_i}{F_g}$$

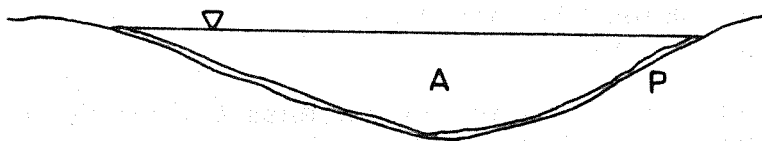
2.2 POHJAKULKEUMAN LASKUKAAVAT

Tyypillinen esimerkki paljon käytetyistä pohjakulkeuman kaavoista on Du Boy'in yhtälö (Graf, 1971):

$$q_s = X_s \tau_o (\tau_o - \tau_{oc})$$

- q_s = joen pohjakulkeuma ($m^3/s \cdot m$)
 X_s = karakteristinen sedimenttivakio
 τ_o = γH_c = leikkausjännitys joen pohjalla
 τ_{oc} = kriittinen leikkausjännityksen arvo (määritetynä esim. Shieldsin käyrältä (kuva 6), jolla pohjakulkeutuminen alkaa
 H_c = kriittinen syvyys

Tässä kaavassa pohjakulkeuman suuruus on verrannollinen joen leikkausjännityksen τ_o ja kriittisen leikkausjännityksen arvon τ_{oc} erotukseen. Pohjakulkeuma on siis sitä suurempi mitä enemmän τ_o ylittää kriittisen arvon τ_{oc} . Vastaavan tyyppisiä kaavoja on rakennettu käyttämällä virtauksen pohjaan kohdistuvaa voimaa kuvaamaan virtausnopeutta u tai virtaamaa q :



Kuva 7. Joen hydraulisen säteen R määrittäminen.
 $R = A/P$ A = poikkileikkauksen pinta-ala
 P = poikkileikkauksen märkäpiiri

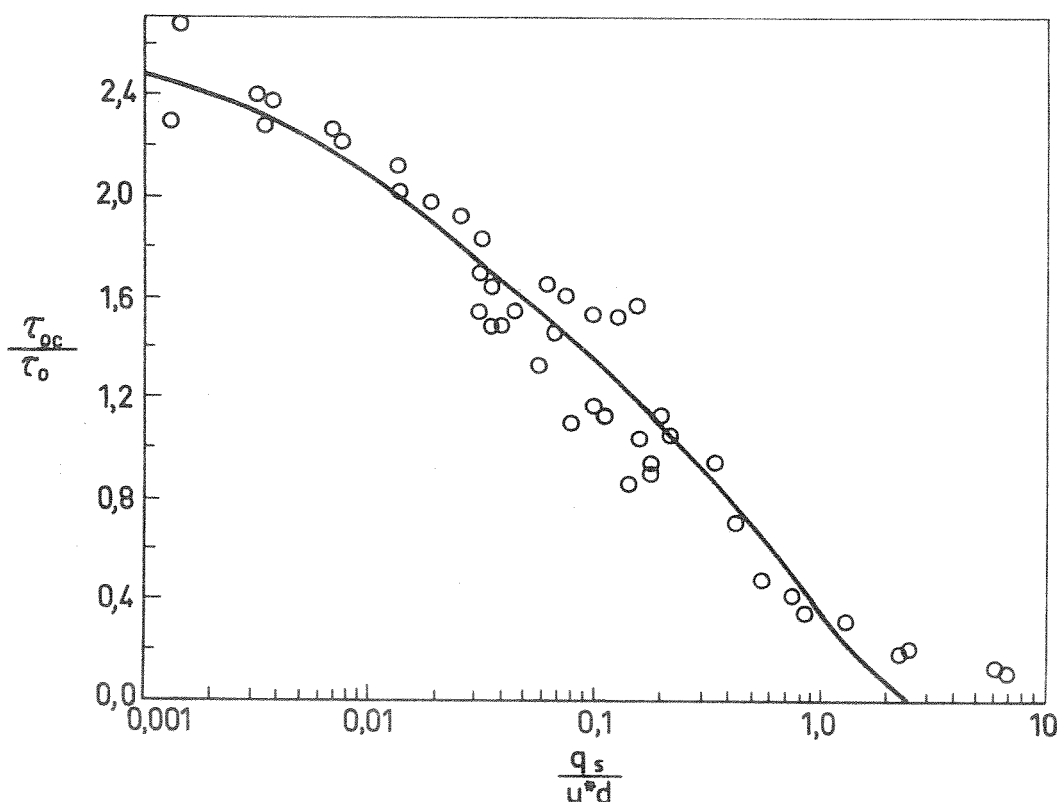
$$q_s = \text{vakio } \bar{u} (\bar{u} - u_c)$$

$$q_s = \text{vakio } \bar{q} (\bar{q} - q_c)$$

Ruotsissa on käytetty pääasiassa Kalinsken (1947) kaavaa:

$$\frac{q_s}{u \cdot d} = f \left(\frac{\tau_{oc}}{\tau_o} \right)$$

Kalinsken kaavassa erotus $\tau - \tau_{oc}$ on korvattu suhteella τ_{oc}/τ_0 . Funktion $f(\tau_{oc}/\tau_0)$ arvot saadaan kuvasta (8). Kalinske ei yleisestä tavasta poiketen käytä Shields'in määräämiä kriittisen leikkausjännityksen arvoja vaan Kalinsken kaavaa käytettäessä τ_{oc} arvot saadaan kuvan (6) ylemmältä katkoviivalla merkityltä käyrältä.



Kuva 8. Kalinsken pohjakulkeuman funktio sekä havaittuja arvoja (Kalinske, 1947).

H.A. Einstein (1950) on esittänyt yhden ensimmäisistä teoreettisista tarkasteluista pohjakulkeuman arviointimenetelmästä. Hän on soveltanut todennäköisyyslaskentaa pohjaan vaikuttavien voimien tilastollisessa tarkastelussa. Jos hiukkaseen vaikuttava hetkellinen virtauksen aiheuttama voima ylittää hiukkasta paikallaan pitävät voimat, hiukkanen irtoaa ja kulkeutuu pohjaa pitkin alavirtaan kunnes se laskeutuu jälleen pohjalle paikassa, missä hiukkaseen vaikuttavat voimat tekevät sen mahdolliseksi. Tämän tyyppisten tarkastelujen pohjalta Einstein esitti pohjakulkeuman laskentaa varten kaksi dimensiotonta lukua:

Pohjakulkeuman intensiteettiä kuvaava luku:

$$\Phi = \frac{g_s}{\gamma_s} \sqrt{\frac{\rho}{\rho_s - \rho} \frac{1}{gd^3}}$$

γ_s = sedimentin ominaispaino

g_s = pohjakulkeuma leveysyksikköä kohti (kg/m·s)

Leikkausjännityksen intensiteettiä kuvaava luku:

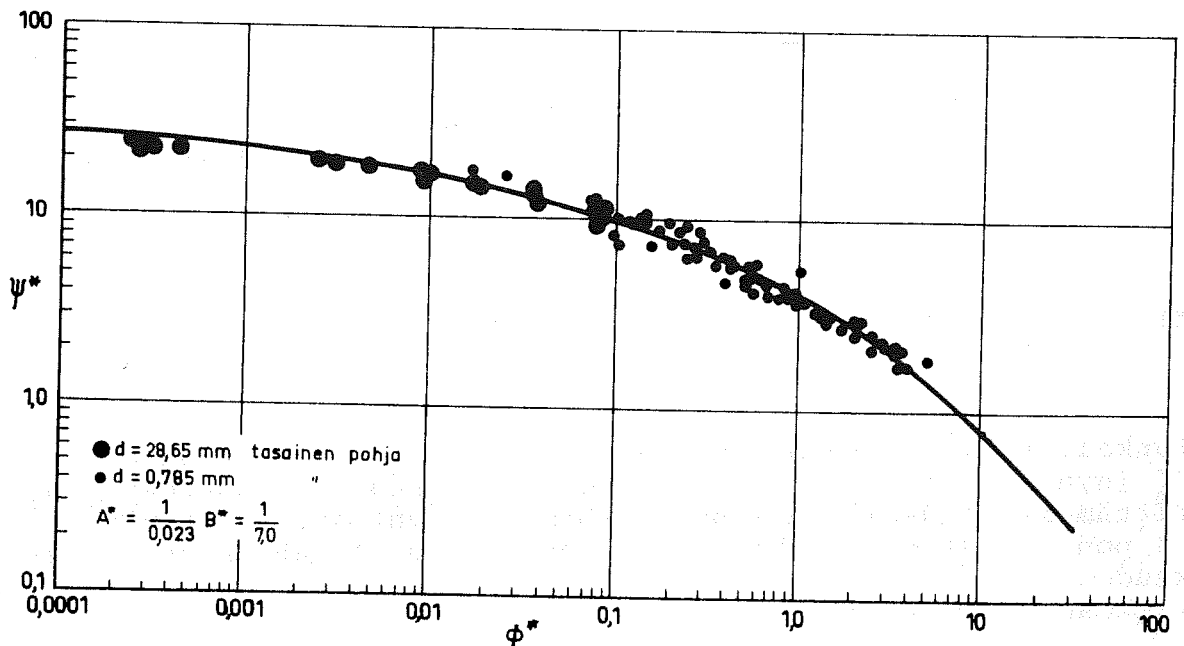
$$\psi = \frac{\rho_s - \rho}{\rho} \frac{d}{SR_h} = \frac{(\gamma_s - \gamma)d}{\tau_o} = \frac{F_g}{F_i}$$

R_h = joen hydraulinen säde pohja-aineoksen hiukkas-
koon suhteen (katso kuva 7 ja sivu 14)

Leikkausjännityksen intensiteettiä kuvaava luku on kääntäen sama kuin edellisessä kappaleessa käsitelty virtauksen kappaleeseen kohdistaman voiman F_i ja painovoiman F_g välinen suhde: $F_i/F_g = 1/\psi$. Einsteinin pohjakulkeuman funktio on esitetty kuvassa (9).

Esimerkkejä pohjakulkeuman kaavojen käytöstä

Seuraavassa lasketaan Einsteinin ja Kalinsken kaavoja käyttäen (Graf, 1971) Tonavan pohjakulkeuma Wienin kohdalla. Laskuissa tarvitaan seuraavat tiedot:



Kuva 9. Einsteinin pohjakulkeuman funktio verrattuna kokeellisiin mittauksiin. (Einstein, 1950).

joen kaltevuus	$S = 6.5 \times 10^{-4}$
joen keskisyvyys	$H = 5.87 \text{ m}$
joen leveys	$D = 46.52 \text{ m}$
virtauksen keskinopeus	$\bar{u} = 1.52 \text{ m/s}$
pohjasedimentin jakauman 50 % raekoko	$d_{50} = 0.012 \text{ m}$

Einsteinin pohjakulkeuman kaavaa käytettäessä lasketaan ensin leikkausjännityksen intensiteettiä kuvaava luku ψ :

$$\psi = \frac{(\rho_s - \rho) d}{\rho \overline{SR}_h^2}$$

a) Oletetaan, että $R_h^{\sim} = R_h = 0$

$$d = d_{50}$$

$$\rho_s = 2.65 \text{ g/cm}^3$$

Arvo 2.65 g/cm^3 on yleisesti käytetty epäorgaanisen joen pohjasedimentin (hiekan) tiheyden arvo.

$$\psi = \frac{1.65}{1} \frac{12 \times 10^{-3}}{(6.5 \times 10^{-4}) (5.87)} = 5.2$$

b) Kuvasta (9): arvoa $\psi = 5.2$ vastaa arvo $\Phi = 0.58$

$$c) \quad \Phi = \frac{g_s}{\gamma_s} \sqrt{\frac{\rho}{\rho_s - \rho} \frac{1}{gd^3}} = \frac{g_s}{2.65} \sqrt{\frac{1}{1.65} \frac{1}{10 (1.2 \cdot 10^{-2})^3}}$$

$$= \frac{g_s}{13.0}$$

$$d) \quad g_s = (13.0) \times (0.58) = 7.52 \text{ kg/m} \cdot \text{s}$$

$$Q_s = D \cdot g_s = 350 \text{ kg/s}$$

Hankaluutena Einsteinin pohjakulkeuman kaavan käytössä on arvon R_h^{\sim} (hydraulinen säde pohjasedimentin hiukkaskoon suhteen) määrittäminen. Tämä suure on lähtöisin tilanteesta, jossa veden ja pohjan välinen kitkavoima τ_o on jaettu pohjahiukkasten karkeuden aiheuttamaan kitkaan τ_o^{\sim} ja pohjanmuotojen aiheuttamaan kitkaan $\tau_o^{\prime\prime}$. Silloin

$$\tau_o = \tau_o^{\sim} + \tau_o^{\prime\prime}$$

josta edelleen on päästy muotoon

$$\tau_o = \gamma R S = \gamma R^{\sim} S + \gamma R^{\prime\prime} S$$

Einstein on huomioinut pohjakulkeumaa laskiessaan vain pohjaineksen karkeudesta johtuvan kitkan vaikutuksen. R_h^{\sim} määrittämisestä saa tarkempia tietoja esim. julkaisusta Einstein et al

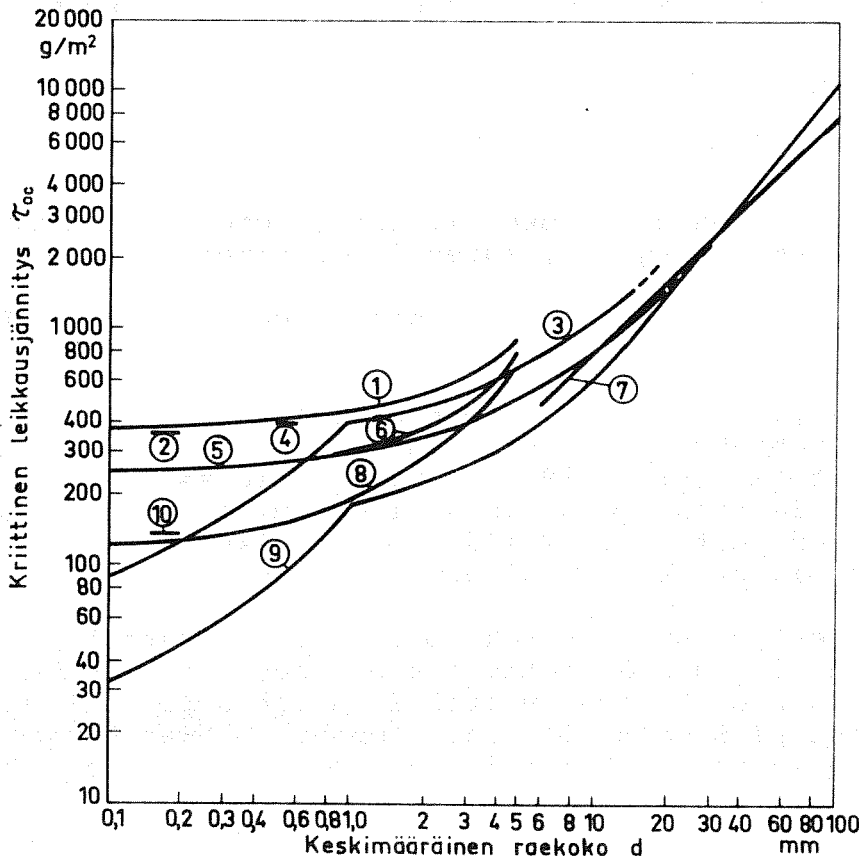
(1952) ja Graf (1971). Käytännön laskuissa (vrt. taulukko 4) R'_h määritetään suoraan kuvan (7) mukaan. R'_h on siis hydraulisen säteen alkuarvo, jonka perusteella R''_h saadaan lasketuksi ja lopullinen hydraulisen säteen arvo on sitten R'_h ja R''_h summa.

Toisena esimerkkinä on Kalinsken kaavan käyttö samassa tilanteessa kuin edellä. Kalinsken kaava on ollut käytetyin pohjakulkeuman kaava Ruotsissa.

$$a) \quad \frac{q'_s}{u \cdot k} = f \left(\frac{\tau_{OC}}{\tau_0} \right)$$

ja funktio $f \left(\frac{\tau_{OC}}{\tau_0} \right)$ on esitetty kuvassa (8).

- b) Kuvasta (10) saadaan suoraan arvon d_{50} mukaan τ_{OC} :n arvo: $\tau_{OC} = 1.2 \text{ kg/m}^2$. Sama τ_{OC} arvo voidaan myös laskea kuvasta (6) käyttämällä ylempää katkoviivalla merkittyä funktiota.



Kuva 10. Kriittinen leikkausjännitys hiukkaskoon funktiona (Lane, 1953). 1. Vedessä runsaasti hienojakoista sedimenttiä 2. Hiekkapohjaiset joet, vedessä orgaanista kolloidia 3. Vedessä 2.5 % kolloideja (Neuvostoliitto) 4. Schoklitsch'in suosittamat arvot hiekkapohjaiselle joelle 5. Vedessä 0.1 % kolloideja (Neuvostoliitto) 6. Veden sedimenttipitoisuus alhainen 7. Joet, joiden pohja-aineesta yli 25 % on karheata ja irtonaista 8. Kirkasvetiset joet 9. Kirkasvetiset joet (Neuvostoliitto) 10. Hiekkapohjaiset kirkasvetiset joet

$$c) \quad \tau_o = \gamma HS = 1.000 \times 5.87 \times 6.5 \cdot 10^{-4} = 3.8 \text{ kg/m}^2$$

$$d) \quad \frac{q_s}{u \cdot d} = f\left(\frac{\tau_{oc}}{\tau_o}\right) = f\left(\frac{1}{3} \cdot \frac{2}{8}\right) = f(0.32) = 1$$

$$q_s = u \cdot d \cdot 1 = \frac{\tau_o}{\rho} d = \frac{3 \cdot 8}{100} (1.2) (10^{-2}) = 2.34 \cdot 10^{-3}$$

HUOM! τ_o paikalle on laitettava arvo ($3.8 \text{ kg} \cdot 9.81 \text{ m/s}^2$)
 $\sim 3.8 \cdot 10 \frac{\text{kg} \cdot \text{m}}{\text{s}^2 \cdot \text{m}^2}$ oikeiden arvojen saamiseksi.

e) q_s on pohjakulkeuma tilavuusyksikköinä leveyden yksikköä k³höhti: $\text{m}^3/\text{m} \cdot \text{s}$. Massayksikköihin päästään kertomalla q_s sedimentin tiheydellä $\rho_s = 2.65 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$

$$g_s = q_s \rho_s = 2.34 \cdot 10^{-3} \times 2.65 \cdot 10^3 = 6.2 \text{ kg/m} \cdot \text{s}$$

$$G_s = g_s D = 290 \text{ kg/s}$$

Kalinsken kaava on johdettu kokeellisesti, joten sen yksiköiden käyttö on hieman horjuvaa, kuten laskuesimerkistä käy ilmi.

Tonavan todellinen pohjakuljetus Wienin kohdalla on noin 300 kg/s.

Pohjakulkeuman kaavat arvioivat joen pohjamaterian kuljetuskapasiteetin eli pohjakulkeuman silloin, kun sopivasta materiaasta ei ole puutetta (Graf, 1971). Suomen oloissa tilanne ei läheskään aina ole tämä, vaan pohjakulkeutumiseen sopivasta kiintoaineesta on puutetta. Tällöin pohjakulkeuman kaavojen käyttö ei anna oikeata kuvaa kulkeuman määrästä.

Edelleen kaavojen yleistä käyttökelpoisuutta heikentää se, että kaavojen parametrit on määritetty kokeellisesti tietyille joille. Tämän takia kaavat eivät välttämättä ole sopivia käytettäväksi esimerkiksi Suomen oloissa. Pohjakulkeuman kaavat on kalibroitu yleensä vesistöalueilla, joilla joen kiintoaineen kulkeuma on hyvin suuri.

Usein pohjakulkeuman määrä arvioidaan suoraan suspendoituneen kiintoainekulkeuman määrän ja pohjasedimentin laadun perusteella, sen enempää kaavoja käyttämättä, varsinkin silloin kun pohjakulkeuman osuus on vähäinen - ehkä noin 10 %. Maddock (Ref. Sundborg, 1964) on esittänyt erään edellisen tyyppisen taulukon pohjakulkeuman arvioimiseksi (Taulukko 1).

Taulukko 1. Maddock'in luokittelu pohjakulkeuman määräämiseksi (Ref. Sundborg, 1964).

Suspendoituneen aineksen konsentraatio	Joen pohja-aines	Suspendoituneen aineksen koostumus	Pohjakulkeuman osuus suspendoituneesta kulkeumasta
mg/l alle 1000	Hiekka	Sama kuin pohja-aineksella	% 25-150
alle 1000	Sora, kivet tai kiinteä savi	Pieni määrä hiekkaa	5-12
1000-7500	Hiekka	Sama kuin pohja-aineksella	10-35
1000-7500	Sora, kivet tai kiinteä savi	Hiekkaa 25 % tai vähemmän	5-12
yli 7500	Hiekka	Sama kuin pohja-aineksella	5-15
yli 7500	Sora, kivet tai kiinteä savi	Hiekkaa 25 % tai vähemmän	2-8

2.3 Suspendoituneen epäorgaanisen kiintoaineen kulkeuman laskukaavat

Osa pohjalla kulkeutuvasta kiintoaineksestä nousee virtauksen pyörteiden voimasta ylös pois pohjalta. Virtaukseen noussut hiukkanen etenee turbulenttisten pyörteiden kannattamana alavirtaan, kunnes se jälleen sopivassa paikassa laskeutuu pohjalle. Pohjasedimentin ja suspendoituneen kiintoaineen välillä vallitsee näin jatkuva vaihto.

Suspendoituneet kiintoainehiukkaset laskeutuvat alaspäin nopeudella w , jolloin laskeutumisenopeuden ja konsentraation c tulo $w \times c$ kuvaa alaspäin kulkeutuvaa kiintoainemäärää pinta-alayksikköä ja ajan yksikköä kohti. Laskeutumisenopeus w on ominainen tietyn kokoluokan hiukkasille, mikä on pidettävä mielessä seuraavia kaavoja käytettäessä. Ylöspäin suuntautuvan kiintoainekuljetuksen suuruus riippuu turbulenttisuuden voimakkuudesta, jonka mittana on turbulenttinen diffuusio-kerroin ϵ_s . Tavallisesti ϵ_s katsotaan olevan samansuuruinen kuin liikemäärän diffuusio-kerroin:

$$\epsilon_s = \epsilon = ku \cdot y(1 - y/H) \quad (\text{Graf, 1971})$$

k = Karmanin vakio ≈ 0.4

H = joen syvyys

y = tarkastelupisteen etäisyys pinnasta

u^* = τ_0/ρ , τ_0 = leikkausjännitys

Edelleen ylöspäin turbulenttinen diffuusion avulla nousevan ainemäärän suuruuteen vaikuttaa konsentraatioerot eri kerrosten välillä; kiintoainehiukkasten konsentraatio kasvaa pohjaa kohti (kuva 14). Mitä suurempi konsentraatioero on eri kerrosten välillä sitä enemmän ainetta siirtyy diffuusion kautta pienemmän konsentraation kerrokseen. Kaikkiaan ylöspäin nousevaan ainemäärän suuruus on yhtä kuin diffuusiokertoimen ϵ_s ja gradientin $\frac{dc}{dy}$ tulo.

Tasapainotilassa, silloin kun vertikaalinen konsentraation jakauma pysyy vakiona, siirtyy ylös ja alaspäin yhtäsuuret kiintoainemäärät, jolloin:

$$wc + \epsilon_s \frac{dc}{dy} = 0 \quad (\text{Graf, 1971})$$

Tähän yhtälöön sijoitetaan ϵ_s lauseke ja saadaan:

$$\frac{dc}{c} = - \frac{w}{ku^*} \frac{dy}{y(1 - y/D)}$$

joka edelleen integroidaan ja konsentraatio c on silloin:

$$c = \text{vakio} \cdot \left(\frac{H - y}{y}\right)^z$$

$$z = \frac{w}{ku^*}$$

Konsentraatioyhtälön vakio saadaan ratkaistuksi, jos tiedetään konsentraatio c_a tietyllä syvyydellä $y = a$:

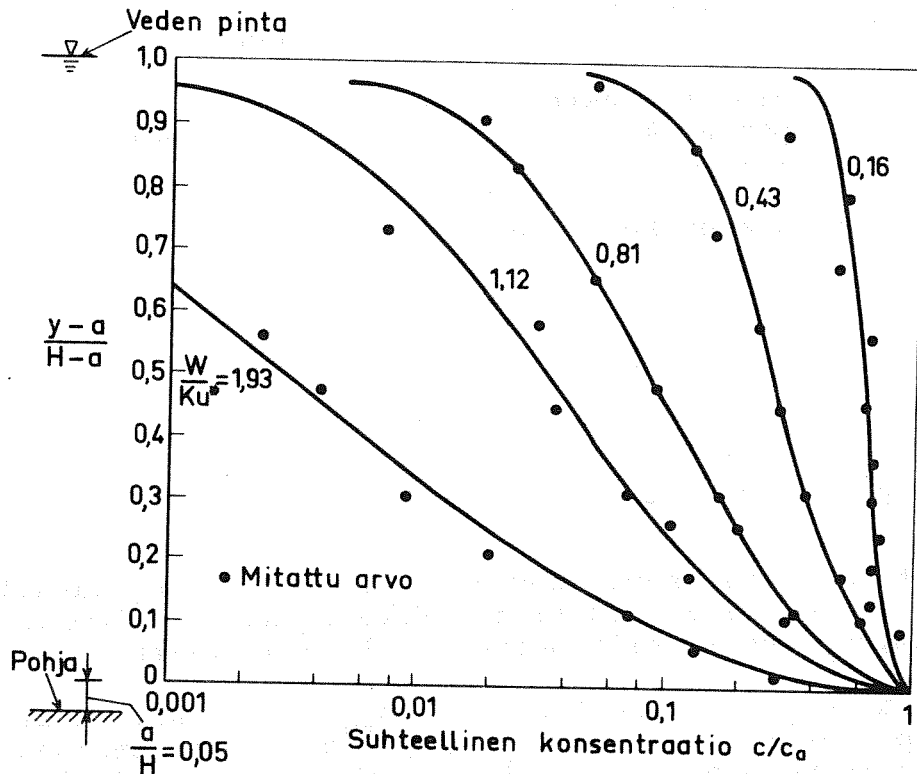
$$\text{vakio} = c_a \left(\frac{a}{H - a}\right)^z$$

Nyt voidaan suspendoituneen kiintoaineen jakauma esittää sen yleisesti käytetyssä muodossa:

$$\frac{c}{c_a} = \left(\frac{a}{H - a} \cdot \frac{H - y}{y}\right)^z \quad (\text{Nordin, McQuivey, 1971})$$

Kuten aikaisemmin mainittiin kaavalla saadaan lasketuksi aina kiintoainehiukkasten kokoluokan vertikaalijakauma, jonka laskeutumisenopeuden w arvo on eksponentissa z (kuva 11).

Kaavan tarkkuutta heikentää jossain määrin eksponentin z määrittäsvaikeudet. Oletus $\epsilon = \epsilon_s$ ei täysin pidä paikkaansa vaan yleensä kiintoainehiukkasia sisältävässä vedessä $\epsilon < \epsilon_s$ (Henderson, 1966), jolloin Karmanin vakion arvo on pienempi kuin täysin puhtaan veden arvo 0.4. Eksponentin arvo määritetäänkin usein kokeellisesti konsentraatiohavaintojen avulla logaritmi-paperia käyttäen. Tällöin eksponentin z arvo on sama kuin konsentraatio - syvyys - suoran kulmakertoimen arvo.



Kuva 11. Suspendoituneen epäorgaanisen kiintoaineen vertikaalijakaumat eri eksponentin z arvoilla (A.S.C.E. Task Committee, 1963).

Suspendoituneen epäorgaanisen kiintoaineenkulkeuma leveysyksikköä kohti g_{SS} saadaan lasketuksi seuraavan kaavan

$$g_{SS} = \int_0^H u_y c_y dy$$

H = joen syvyys

avulla, jos tunnetaan myös virtausnopeuden vertikaalijakauma. Virtausnopeuden u vertikaalijakaumana käytetään yleisesti syvyyden suhteen logaritmista jakaumaa:

$$\frac{u}{u^*} = a + b \ln \frac{y}{d_s} \quad \begin{array}{l} a, b = \text{vakioita} \\ d_s = \text{pohjan karkeusvakio} \end{array}$$

Einsteinin (1950) kehittämä suspendoituneen kiintoaineen kulkeuman arviointimenetelmä lienee kehittyneimpiä ja käytetyimpiä monista eri kaavoista. Siinä käytetään samoja konsentraation ja virtausnopeuden vertikaalijakauman yhtälöitä kuin edellä on esitetty; tosin hieman parannettuina:

$$g_{SS} = \int_a^H c_a \left(\frac{H-y}{y} \frac{a}{H-a} \right)^z \cdot 5.75 u^* \log \left(\frac{30.2 y}{\Delta} \right) dy$$

- a = integroinnin alaraja, joka on noin $2d$ ja d on kiintoainehiukkaskosen koko
 $u^* = \frac{\tau_0}{\rho}$, jossa τ_0 on leikkausjännitys pohjan kiintoainehiukkasten karkeuden suhteen (katso s. 14)
 Δ = pohjan karkeusparametrin d_s korjattu arvo (liite s. 65).

Integroinnin jälkeen kaava saadaan muotoon:

$$g_{ss} = 11.6 \times Ca \times u^* \times a \left[2.303 \log \left(\frac{30.2 H}{\Delta} \right) I_1 + I_2 \right]$$

I_1 ja I_2 ovat funktioina:

$$\begin{aligned}
 I_1 &= f(A_E, z) \text{ kuva (12)} \\
 I_2 &= f(A_E, z) \text{ kuva (13) ja} \\
 A_E &= a/H^E \text{ ja } z = \frac{w}{ku^*}
 \end{aligned}$$

Jälleen tähän pätee sama kuin edellä, että g_{ss} :n kaavalla voidaan laskea kerralla vain tietyn kokoluokan (kokoluokan määrää laskeutumisnopeus w) kiintoaineen kulkeuman määrä.

Tunnettuna vertailukonsentraationa g_s :n kaavassa on aivan ylimmän pohjakerroksen (paksuus $a^* = 2^s d$) kiintoainekonsentraatio c_a , joka voidaan laskea pohjakulkeuman perusteella. Pohjakulkeuman kokonaismäärä on g_s ja tietyn hiukkaskokoluokan osuus kulkeumasta on i_s sekä pohja-aineksen etenemisnopeus on u_B . Silloin kyseessä olevan kokoluokan (jonka osuus pohjakulkeumasta oli i_s) konsentraatio ylimmässä pohjakerroksessa (paksuus $a^* = 2d$) on (Graf, 1981):

$$c_a = A_5 \frac{i_s g_s}{a^* u_B}$$

A_5 on korjauskertoimen, jota käytetään, jos pohja-aineksen konsentraatio ei ole vakio koko pohjalla. Einstein (1950) on esittänyt edellisen kaavan kokeidensa perusteella muodossa:

$$c_a = \frac{1}{11.6} \frac{i_s g_s}{a^* u^*}$$

missä $u^* = \sqrt{\tau_0 / \rho}$ vastaa nopeutta u_B .

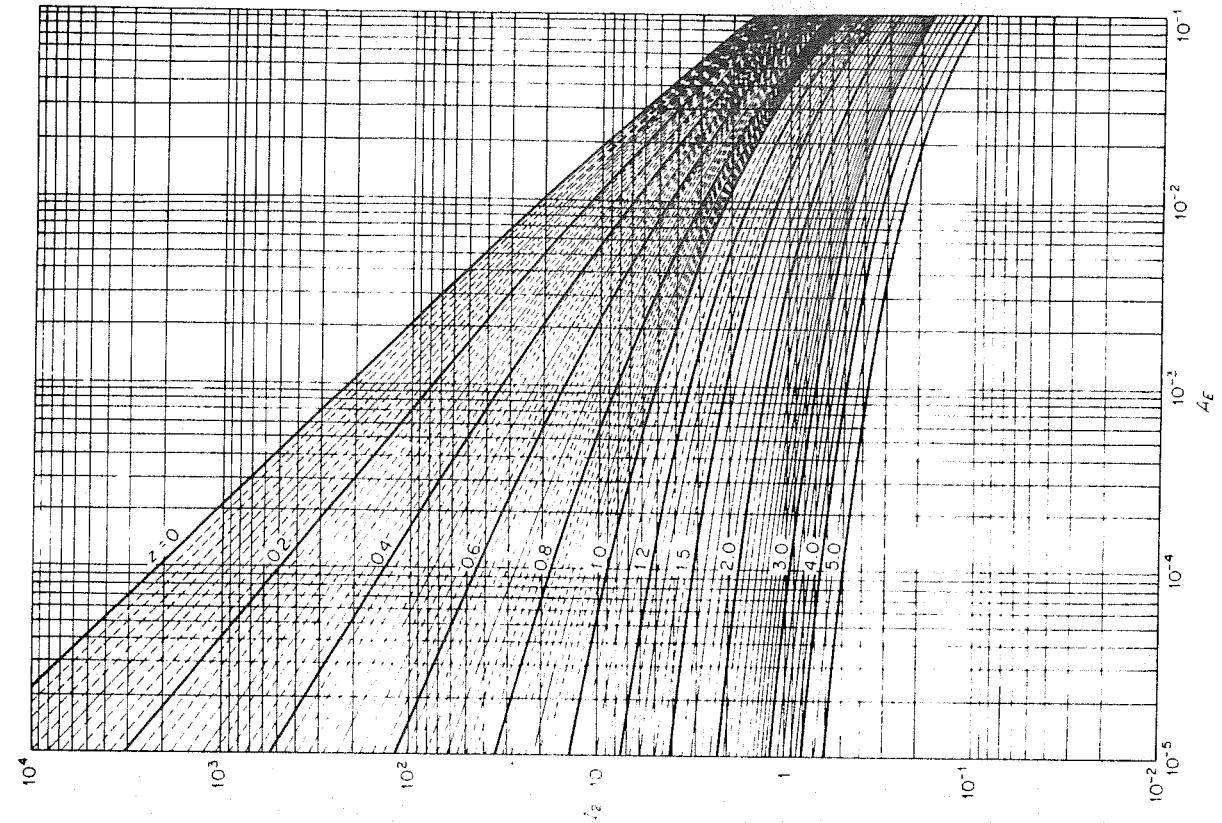
Suspendoituneen kiintoaineen kulkeuma saadaan seuraavaan muotoon sijoittamalla c_a (selvyyden vuoksi pelkän g_{ss} merkinnän sijasta käytetään merkiä $i_{ss} g_{ss}$):

$$i_{ss} g_{ss} = i_s g_s \left[2.303 \log \left(\frac{30.2 H}{\Delta} \right) I_1 + I_2 \right]$$

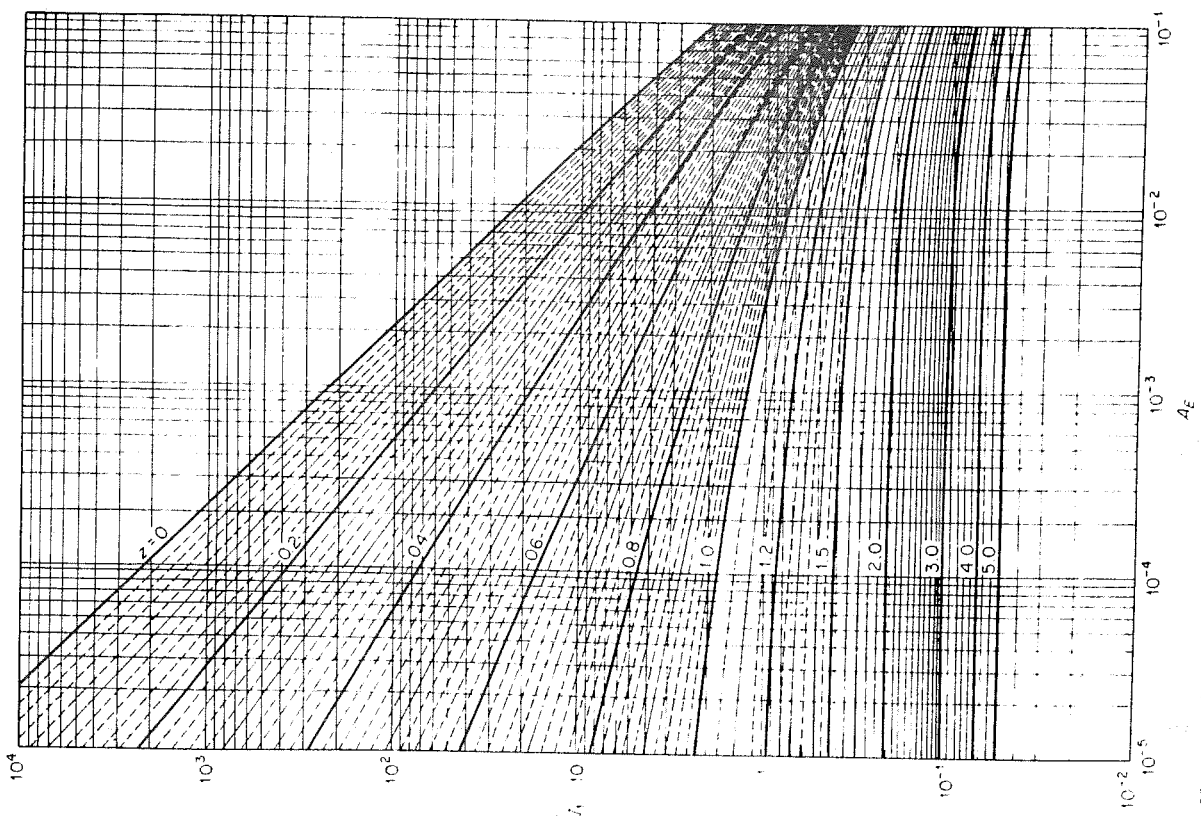
i_{ss} = tiettyä laskeutumisnopeutta w vastaavan kokoluokan osuus suspendoituneen kiintoaineen kulkeumasta.

Edelleen $i_{ss} g_{ss} = i_s g_s (P_E I_1 + I_2)$

kun $P_E = 2.303 \log \left(\frac{30.2 H}{\Delta} \right)$, P_E on Einsteinin kuljetusparametri



Kuva 13. Funktion I_2 arvot eri A_E :n ja Z :n arvoilla.



Kuva 12. Funktion I_1 arvot eri A_E :n ja Z :n arvoilla.

Suspendoituneen kiintoaineen kulkeuman ja pohjakulkeuman yhteismäärä eli joen kokonaiskulkeuma g_{st} voidaan nyt esittää kätevästi tietyssä kokoluokassa seuraavasti:

$$i_{st}g_{st} = i_s g_s + i_{ss} g_{ss} = i_s g_s (1 + P_E I_1 + I_2)$$

Joen kiintoaineen kokonaiskulkeuma saadaan summaamalla eri kokoluokkiin kokonaiskulkeumat. Liitteessä on esitetty esi-merkki Einsteinin epäorganaisen kiintoaineen kokonaiskulkeuman kaavan käytöstä. Menetelmästä on todettava, että se on melko työläs, mutta samalla yksityiskohtaisin menetelmä joen kiintoaineen kokonaiskulkeuman laskemiseksi. Einsteinin joen kiintoaineen kokonaiskulkeuman kaavasta ja muista vastaavista laskukaavoista on todettava, että ne antavat tulokseksi lähinnä joen pohjamateriaalin kuljetuskyvyn eli pohjakulkeuman ja pohjalta nousseen suspendoituneen kiintoaineen kulkeuman summan.

Joessa kulkeutuu myös veteen suspendoituneena kiintoainetta, joka ei juuri sedimentoidu pohjalle eikä se silloin ole mukana laskuja varten otettavissa kiintoainenytytteissä. Näin Einsteinin kokonaiskulkeumaan kaava ei ota huomioon tätä kaikkein hienoimman kiintoaineen kulkeutumista.

Suspendoituneen kiintoaineen kulkeuman ja kokonaiskulkeuman kaavojen käyttö sellaisenaan Suomen oloissa lienee arveluttavaa samasta syystä kuin pohjakulkeuman kaavojenkin. Nämä kaavat soveltuvat parhaiten vain niille alueille ja niissä olosuhteissa, joissa ne on kalibroitu. Tämän lisäksi suspendoituneen kiintoaineen kulkeuman mittaamiseen on olemassa hyvät mittauslaitteet, jolloin edellä esitettyjen laskumenetelmien käyttö ei ole tarpeellista.

3. S U S P E N D O I T U N E E N K I I N T O A I N E K U L K E U - M A N M I T T A U S

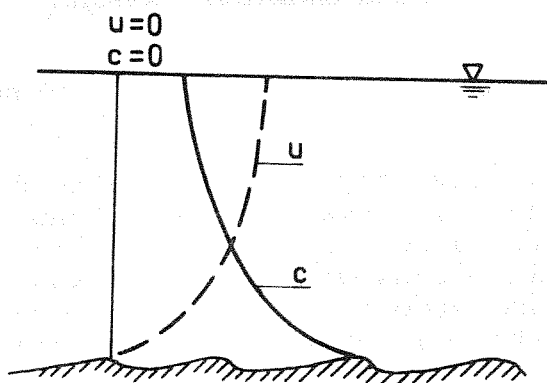
Joen suspendoituneen kiintoaineen kulkeumaa mitattaessa on otettava huomioon sekä kiintoaineen konsentraation että virtausnopeuden vaihtelu (kuvat 2 ja 15). Tällöin yhdellä tai useammalla pistemittauksella ei pystytä selvittämään joen poikkileikkauksen läpi virtaavan veden keskikonsentraatiota. Tämän keskiarvokonsentraation määrittämiseksi tulisi käyttää mittauslaitetta, jolla saadaan jokaisesta kerroksesta virtausnopeuden suhteen painotettu vesinäyte. Mittausvertikaaleja on oltava riittävän useita joen poikki.

3.1 MITTAUSLAITTEET JA MITTAUSTEKNIikka

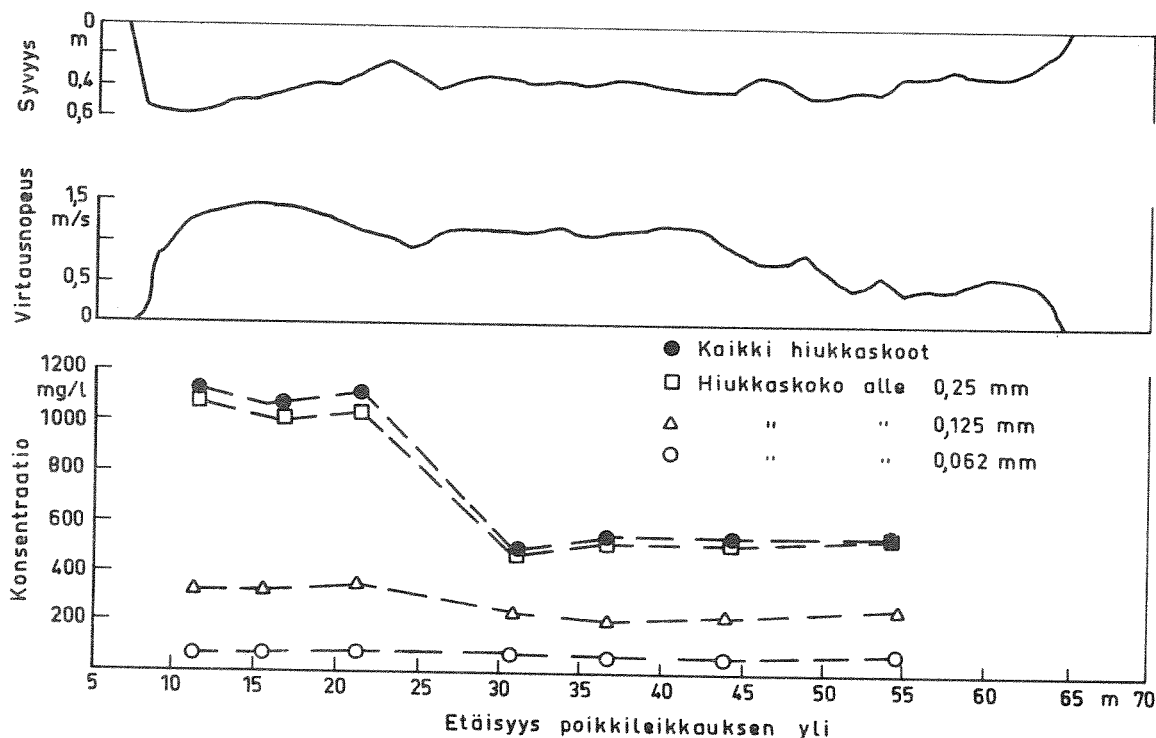
Kuvassa (16) on esitetty eräs ns. syvyyden suhteen integroiva näytteenotin (Nilsson, 1969), jonka näytteenottonopeus on pyritty saamaan yhtä suureksi kuin veden virtausnopeus. Näytettä otettaessa laite lasketaan tasaisella nopeudella pin-nasta pohjaan ja nostetaan samoin ylös. Näytteenottimen virta-viivaisen kuoren sisällä on säiliö, joka täyttyy etuosassa olevan putken kautta. Tämä täyttöputki ulottuu riittävän kauas kuoresta, jotta näyte saataisiin häiriintymättä virtauskentästä.

Säiliössä oleva ilma poistuu laitteen edessä tai sivulla olevasta taaksepäin aukeavasta ilmanpoistoaukosta. Vastavänlaisiä syvyyden suhteen integroivia näytteenottimia on kehitetty useita malleja eri syvyisiä jokia varten. Syvempien jokien mittaukseen käytetään suurempia näytteenottimia. Säiliön on oltava riittävän suuri, jotta se ei täytyisi kesken mittauksen. Säiliön täyttymistä voidaan säädellä valitsemalla halkaisijaltaan sopiva näytteenottoputki. Näytteenottimen on oltava myös riittävän painava, jotta virtaus ei vie sitä liiaksi mittausvertikaalin yli ja pidennä mittausmatkaa. Suuremmat näytteenottimet ovat liian painavia käsin käytettäväksi, joten ne lasketaan ja nostetaan vinssillä vaijerin varassa jokeen.

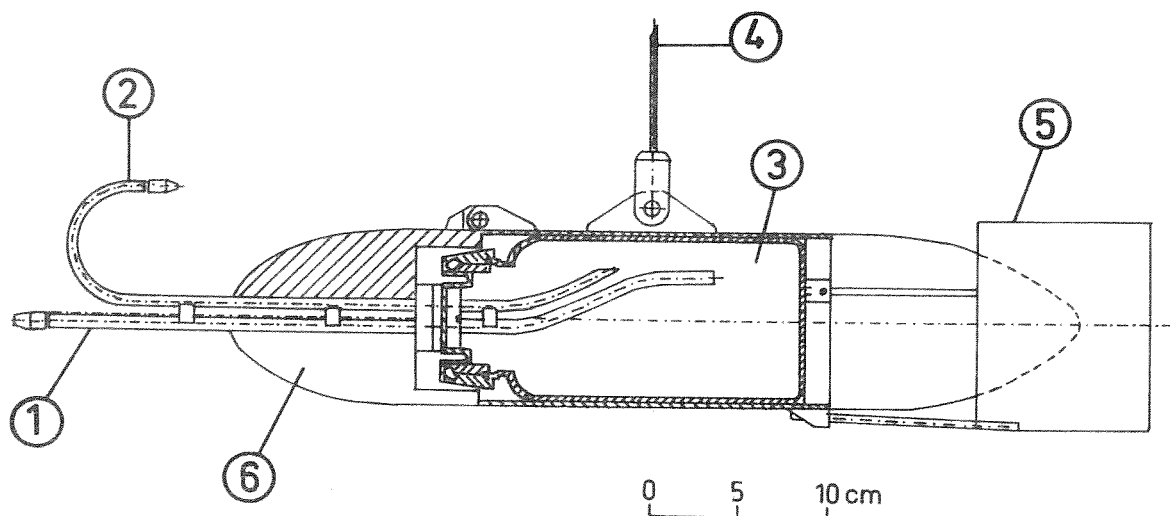
Näytteenottoaika on sovitettava sellaiseksi, että säiliöön saadaan sopivan suuruinen näyte. Säiliö ei saa täytyä näytteenoton aikana, koska silloin veden kiertäessä säiliön läpi, säiliöön sedimentoituisi kiintoainetta ja konsentraatio tulisi liian suureksi. Näytteenottoaikaa sovitettaessa lasku- ja nostonopeuksien ei tarvitse olla samat, kunhan vain molemmat suoritetaan tasaisella nopeudella. Lasku- ja nostonopeudet eivät saa ylittää arvoa 0.4 kertaa mittausvertikaalin virtausnopeus (Guy & Norman, 1976). Jos tämä mittausnopeus ylitetään, virtauksen ja näytteenottoputken kohtauskulma ylittää kriittisen arvon, jonka jälkeen näytteenottonopeus jää selvästi pienemmäksi kuin näytteenottoaajan virtausnopeus. Toinen tekijä, joka aiheuttaa virhettä mittauksissa, on säiliössä olevan ilman kokoonpuristuminen. Mittaus- syvyyttä ei voida enää lisätä, kun ilman kokoonpuristuminen on nopeampaa kuin veden tulo säiliöön. Tämä raja saavutetaan n. 10 metrin syvyydessä (Guy & Norman 1976 ja Nilsson, 1969). Syvemmissä joissa on käytettävä paineentasaajalla ja suljella varustettua näytteenotinta.



Kuva 14. Joen virtausnopeuden U ja konsentraation C teoreettiset jakaumat vertikaalisuunnassa (Nordin & Mc Quivey, 1971).



Kuva 15. Virtausnopeuden ja kiintoaineen konsentraation vaihtelu joen poikkileikkauksen yli (Colby, 1963).



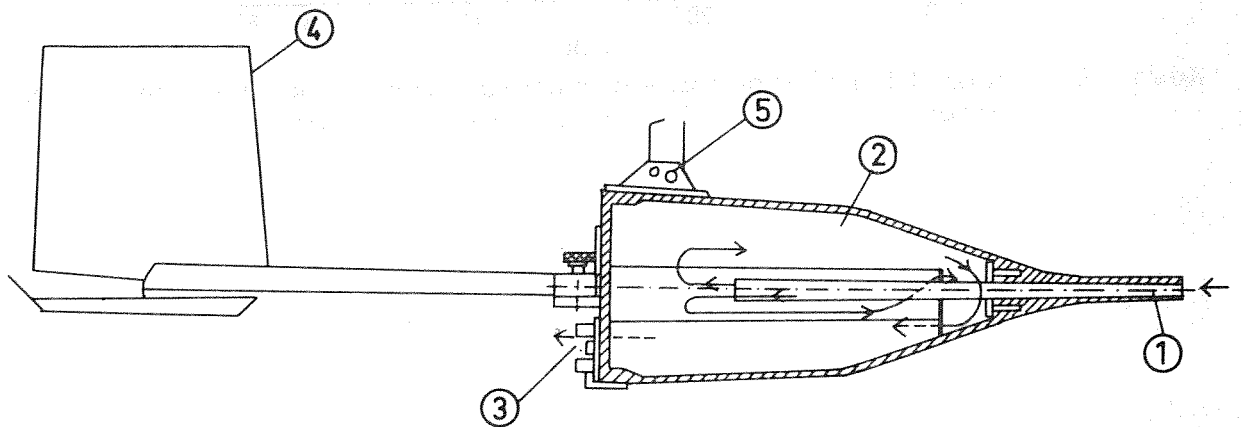
Kuva 16. Ruotsissa käytetty syvyyden suhteen integroiva näytteenotin, jonka näytteenottonopeus on sama kuin veden virtausnopeus (Nilsson, 1969).

1 Sisäänvirtausputki	4 Nostovaijeri
2 Ilmanpoistoputki	5 Peräsin
3 Irroitettava näytepullo	6 Lyijysuojus

Edellä mainittua sulkijalla ja paineentasaajalla varustettua näytteenotinta käytetään erikoisesti tietyn syvyyden keskiarvokonsentraation määrittämiseen. Näytteenotin lasketaan haluttuun syvyyteen, sulkija avataan ja mittausta jatketaan kunnes säiliö on lähes täyttynyt. Näin saadaan ns. ajan suhteen integroitu näyte, jossa hetkelliset konsentraatioerot tasoittuvat.

Edelleen laitetta käytetään silloin, kun joki on niin syvä, että mittausvertikaali joudutaan mittaamaan useammassa osassa.

Edellisistä näytteenottimista toiminnaltaan poikkeava laite on ns. Delftin-pullo (Graf, 1971), kuva 17. Delftin-pullon läpi virtaavasta vedestä kiintoaines sedimentoituu säiliöön. Sedimentoitumista edistää läpivirtauksen hidastuminen laajassa säiliössä ja veden kierto säiliön kautta. Delftin-pulloa käytettäessä mittausaika ei ole samalla tavoin rajoitettu kuin edellä esitetyllä laitteella. Delftin-pullon käyttö ei ole kuitenkaan saavuttanut laajempaa suosiota. Syynä lienee hienomman kiintoaineksen huuhtoutuminen näytteenottimen läpi, jolloin osa joen kiintoainekulkeumasta jää rekisteröimättä.

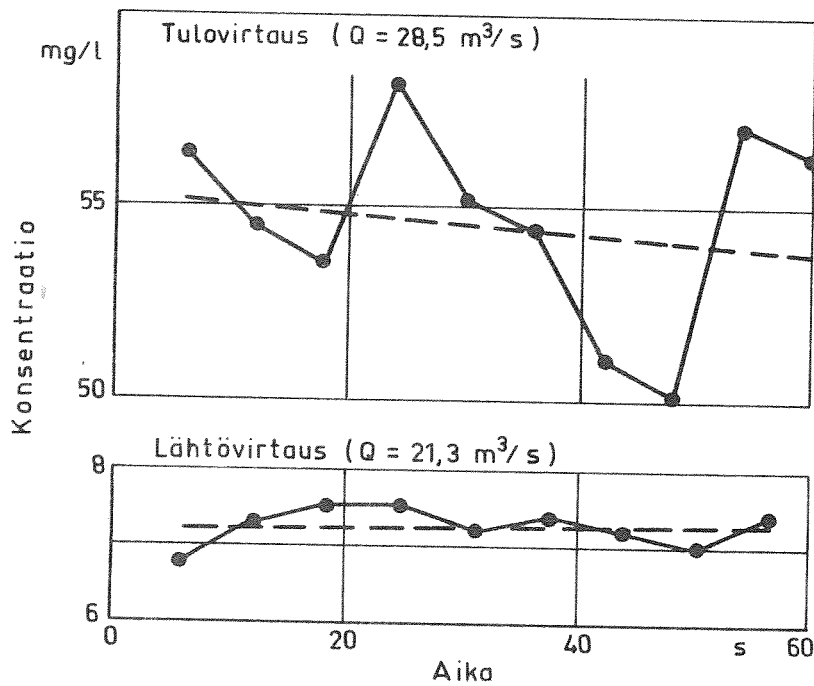


- | | |
|----------------------|------------|
| ① Sisäänvirtausputki | ④ Peräsin |
| ② Säiliö | ⑤ Ripustin |
| ③ Poistoaukko | |

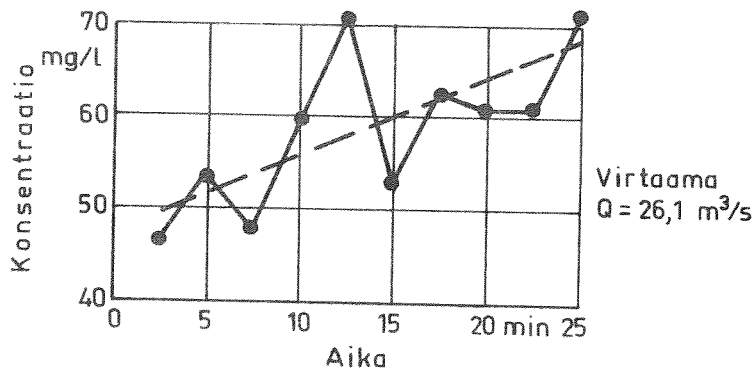
Kuva 17. Delftin-pullo (Diephuir, 1969; Delft Hydraulics Laboratory).

3.2 MITTAUSTARKKUUTEEN VAIKUTTAVIA TEKIJÖITÄ

Suurin virhe joen kiintoainekulkeumaa arvioitaessa aiheutuu joen kiintoainekulkeuman jatkuvasta vaihtelusta (kuvat 18 ja 19). Konsentraatiomaksimit ja -minimit seuraavat toisiaan lyhyin väliajoin; ja riippuen mittauksen ajankohdasta saadaan usein liian suuria tai liian pieniä konsentraation arvoja. Juuri tulva-aikaan, suurimpien konsentraatioiden ja suurimman kulkeuman aikana, joen kiintoaineen konsentraation jaksottainen vaihtelu on hyvin tyypillistä. Mittaustarkkuutta voidaan parantaa lähinnä vain lisäämällä mittauskertoja (Calles, 1977). Konsentraatiovaihtelun seuraamiseen voidaan käyttää jatkuvasti toimivaa optista sameusmittaria. Mittarin avulla saadaan paremmin arvioiduksi riittävä näytteen määrän saman mittauskerran yhteydessä (kuva 20).

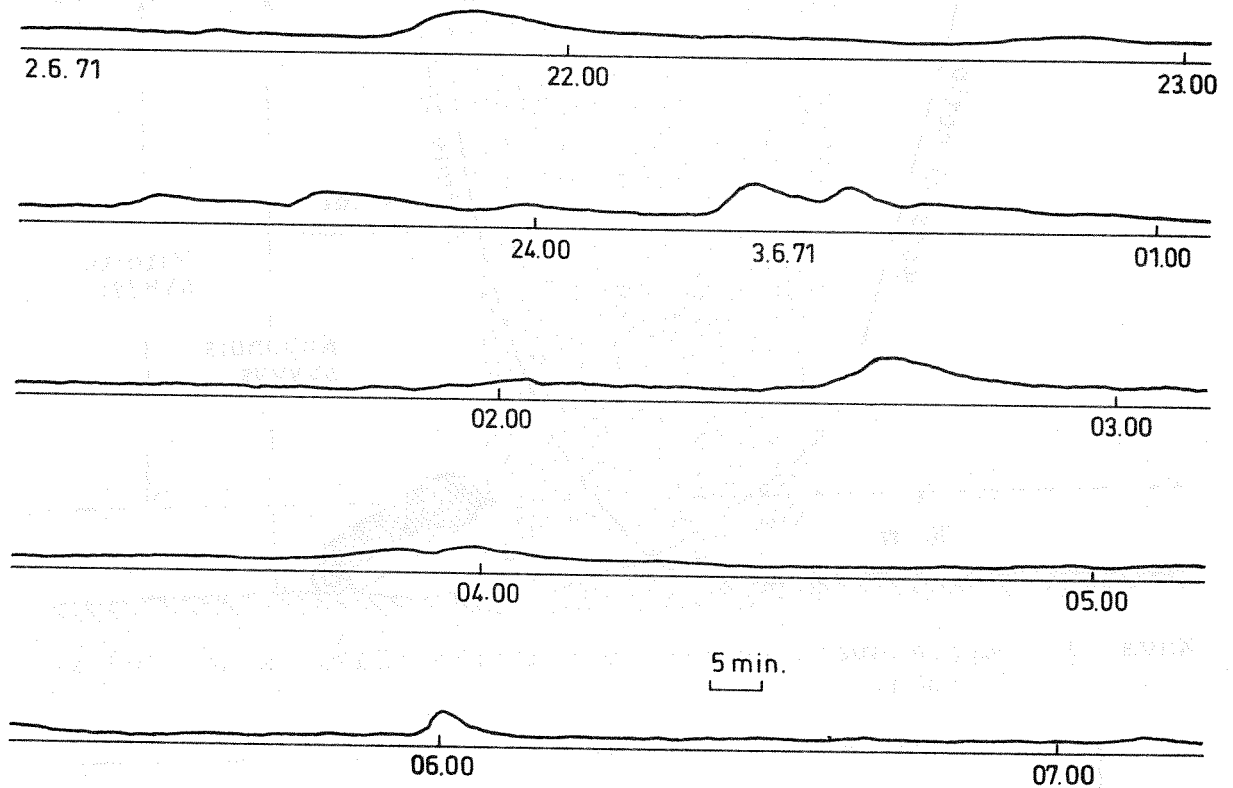


Kuva 18. Joen kiintoainekonsentraation lyhytaikainen vaihtelu ennen järveä ja järven jälkeen. (Qstrem ym., 1971).



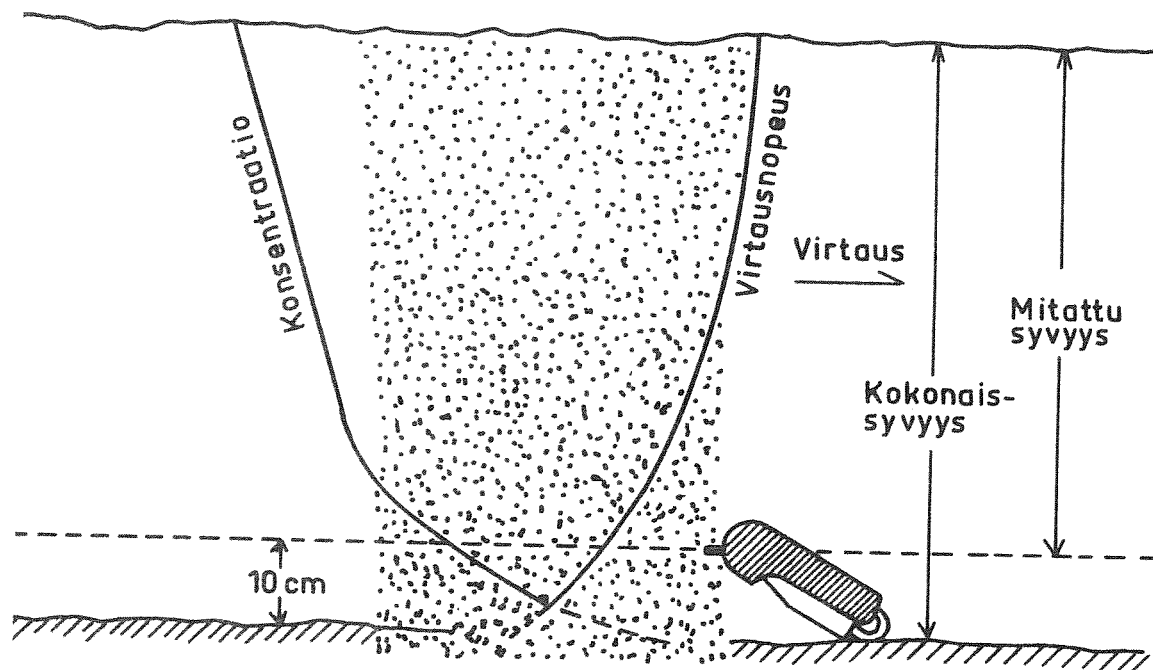
Kuva 19. Joen kiintoainekonsentraation vaihtelu 25 minuutin aikana (Qstrem ym., 1971).

Talvella ja kesällä aliveden aikaan, jolloin kiintoainekonsentraatiot ovat pieniä, konsentraation määrittämisvirhe voi olla suhteellisesti suuri. Kokonaiskulkeuma arvioinnin kannalta näillä virheillä ei ole merkitystä, koska ainekulkeuma keskittyy pääasiassa ylivirtaamakausiin.

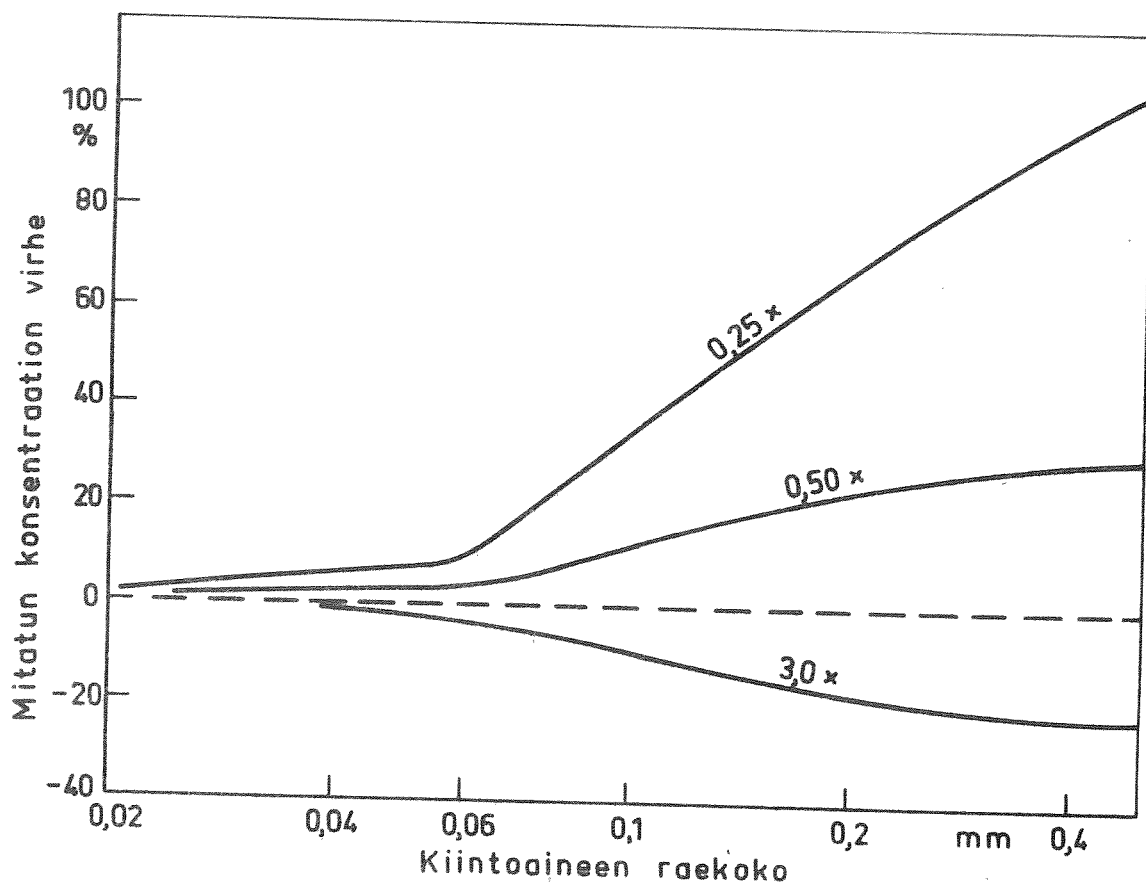


Kuva 20. Joen kiintoainekonsentraatio mitattuna jatkuvasti rekisteräivällä laitteella n. 10 tunnin ajan. Suspendoituneen kiintoaineen maksimikonsentraatioiden kesto n. 4-15 minuuttiin. Vertikaalinen skaala ei ole lineaarinen, koska mittauslaitetta ei ole kalibroitu (Qstrem ym., 1971).

Näytteenottimella ei saada mitatuksi koko mittausvertikaalia vaan näytteenottimen ulottuvuuksista ja pohjanmuodosta riipuen alin 10-20 cm kerros jää mittaamatta (Guy & Norman, 1976). Mittaus ei näin anna todellista mittausvertikaalin keskikonsentraation arvoa. Virhettä suurentaa edelleen se, että suspendoituneen kiintoaineen konsentraatio on suurin juuri pohjan yläpuolella (kuva 21). Mittausvirheen suuruuteen vaikuttaa mm. joen syvyys ja kiintoaineen hiukkaskoko (Nilsson, 1971 ja Chien, 1952). Syvissä joissa virhe jää mitättömäksi. Virhe pienenee myös hiukkaskoon pienetessä suspendoituneen kiintoaineen vertikaalijakauman tasoittuessa. Alle 0.062 mm kokoiset hiukkaset jakaantuvat tasaisesti pinnalta pohjalle saakka. Virtauksen voimistuva turbulenttisuus tasoittaa konsentraatioeroja ja pienentää myös tätä mittausvirhettä. Mittausvirheen suuruus on keskimäärin n. 5 %, kun 20 cm osuus vertikaalista jää mittaamatta. Edellä mainittu arvo on lähinnä maksimiarvoa ja se koskee metrin syvyisen joen mittausta (Nilsson, 1971).



Kuva 21. Mittausvertikaalin mittaamatta jäävä osuus (Guy & Norman, 1976).



Kuva 22. Mitatun konsentraation virhe, kun näytteen sisäänvirtausnopeus on 0,25, 0,50 ja 3,0 kertaa joen virtausnopeus (Federal Inter - Agency Sedimentation Project, 1941).

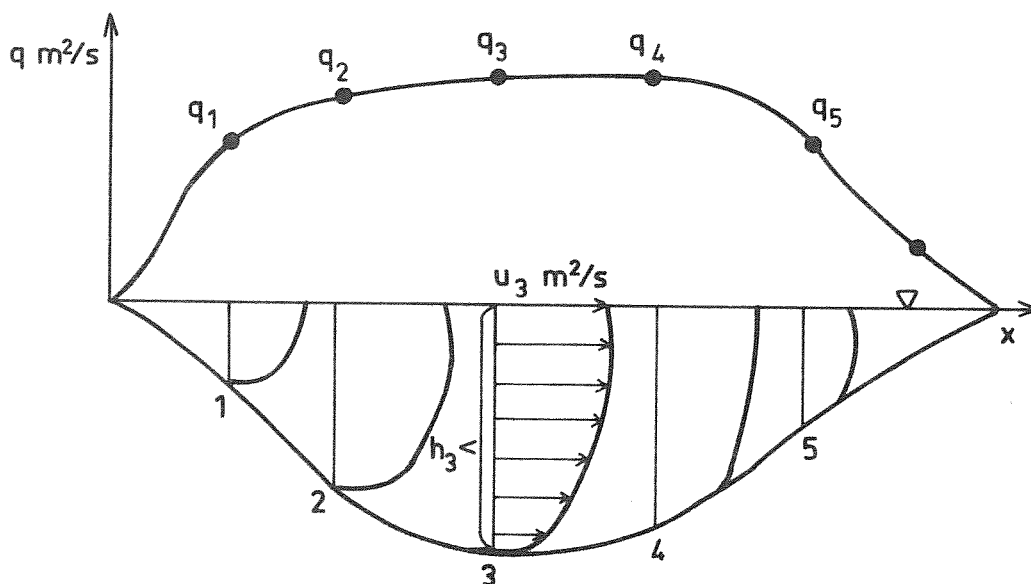
Huonosti kalibroitu näytteenotin, jonka näytteenottonopeus ei vastaa virtausnopeutta aiheuttaa usein huomattavan virheen tuloksiin. Näin on varsinkin silloin, jos suuri osa suspendoituneesta kiintoaineesta on hiekkaa, hiukkaskoko yli 0.062 mm (kuva 22). Näytteenottonopeutta kalibroitaessa on erityisesti kiinnitettävä huomiota ottoputken pään oikeaan muotoiluun. Kalibrointikustannukset muodostavat jopa 1/3 laitteen valmistuskustannuksista (Guy & Norman, 1976).

Itse mittaustekniikassa on monia pikku yksityiskohtia, jotka vaikuttavat joskus ratkaisevasti mittauksen onnistumiseen (Nilsson, 1971 ja Guy & Norman, 1976). Aivan mittauksen alussa on varottava, ettei vesi pääse ryöpsähtämään näytteenottimeen. Laite on laskettava erityisen varovasti ensimmäiset kymmenen senttimetriä, jotta sisäänvirtaus alkaisi tasaisesti. Mittausnopeus ei saa olla liian suuri (sivu 25). Näytteenottoputken tai ilmanpoistoaukkoon juuttuneet roskat on huomattava poistaa ennen mittausta. Talvella nämä aukot jäätyvät helposti tukkoon ja niiden auki pitäminen voi olla erityisen hankalaa. Edelleen talvella ja kesällä alivirtaamien aikana mittauspaikan virtausnopeus voi jäädä niin pieneksi, ettei säiliö täyty kunnolla. Silloin on valittava uusi virtausnopeudeltaan suurempi mittauspaikka. Jos joen pohja on erityisen pehmeä, on varottava, ettei näytteenotin uppoa pohjasedimenttiin ja haukkaa ylimääräistä ainesta pohjalta. Edelleen tasaisen nosto- ja laskunopeuden säilyttäminen koko mittauksen ajan tuottaa usein hankaluuksia. Vinsillä varustettujen laitteiden käyttö on tässä suhteessa helpompaa kuin mittaus pelkällä nostovarrella (tai vaijerilla) varustetulla laitteella.

3.3 SUSPENDOITUNEEN KIINTOAINEKULKEUMAN MITTAUS JOEN POIKKILEIKKAUKSESSA

Joen suspendoituneen kiintoaineen kulkeumaa mitattaessa joudutaan yleensä käyttämään useampia mittausvertikaaleja samassa joen poikkileikkauksessa. Vain pienten ja kapeiden uomien ollessa kyseessä riittää yksi mittausvertikaali. Seuraavassa käsitellään kahta eri menetelmää joen suspendoituneen kiintoainekulkeuman määrittämiseksi.

EDI (equal-discharge-incremente) -menetelmää käytettäessä (Guy & Norman, 1976 ja Australian Water Resources, 1969) joen poikkileikkaus jaetaan yhtä suurten osavirtausten mukaisiin osiin. EDI-menetelmää käytetään lähinnä suurten jokien mittauksissa, joissa virtaus on tasainen ja säännöllisesti jakautunut. EDI-menetelmän avulla pyritään mm. tarvittavien mittausvertikaalien lukumäärää vähentämään verrattuna ETR (equal-transit-rate) -menetelmään, jossa mittausvertikaalit valitaan tasavälein. EDI-menetelmää käytettäessä on ensin selvitettävä virtaaman jakautuma poikkileikkauksessa siivikkoa käyttäen. Riittävän tiheään mitattujen vertikaalien nopeusjakautumien avulla piirretään kuvan (23) mukaisesti virtauksen jakauma yli mitatun poikkileikkauksen.



Kuva 23. Mittausvertikaalit 1-5, joiden virtausnopeuden jakaumat on mitattu siivikolla. Mittausvertikaalin 3 virtaama-arvo joen leveysyksikköä kohti q (m^2/s) saadaan:

$$q_s = \int_0^{h_3} u_3 dh = \bar{u}_3 \cdot h_3$$

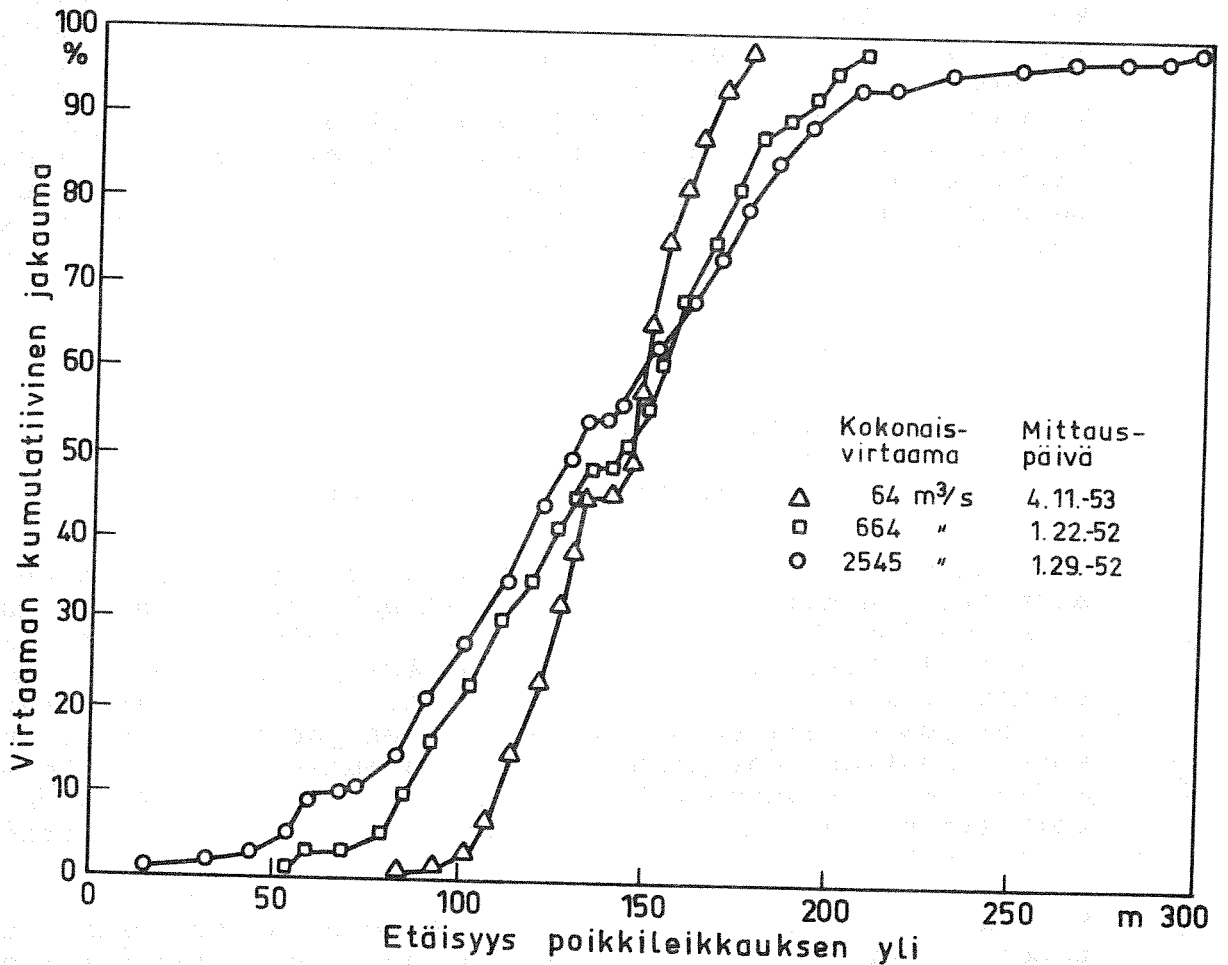
Joen kokonaisvirtaama Q (m^3/s) saadaan vastaavasti integroimalla joen yli (D = joen leveys):

$$Q = \int_0^D q dx = \bar{q} \cdot D$$

Virtaamamittausten avulla piirretään virtaaman kumulatiivinen jakautuma joen poikkileikkauksessa (kuva 24). Kun tiedetään tarvittavien mittausvertikaalien määrä, esimerkiksi neljä, valitaan mittauspisteet jokaisen 25 % suuruisen osavirtauksen keskeltä. Mittauspaikat valitaan kuvasta (24) 12, 38, 62 ja 88 % pisteiden mukaan.

Poikkileikkauksen virtaaman jakauma vaihtelee eri virtaaman arvoilla, joten mittausvertikaalien määrittäystä varten on piirrettävä useampia virtaaman kumulatiivisia jakaumia eri virtaaman arvoilla.

Hiekkapohjaisen joen poikkileikkaus saattaa vaihdella niin paljon, ettei aikaisemmin piirrettyä virtaaman jakaumakäyrää voida käyttää. Pahimmassa tapauksessa poikkileikkauksen muoto voi vaihdella jopa mittauksen aikana. Suomen oloissa tällaiset tilanteet lienevät kuitenkin hyvin harvinaisia. Pikemminkin pohakulkeutumiseen sopivasta kiintoaineesta esim. hiekasta on puute.



Kuva 24. Virtaaman kumulatiivinen jakauma joen poikkileikkauksen yli kolmella eri virtaaman arvolla (Guy & Norman, 1976).

EDI-menetelmää käytettäessä joen kiintoainekulkeuma saadaan kertomalla mittausvertikaalia vastaava osavirtaama ja mitattu keskiarvokonsentraatio ja summaamalla kaikkien mittauspisteiden näin saadut kiintoainekulkeuman arvot.

ETR-menetelmässä Guy & Norman (1976) tasavälein valituista mittausvertikaaleista otetaan näyte käyttämällä täsmälleen samaa lasku- ja nostonopeutta kaikissa mittausvertikaaleissa. Näin saadaan näytteet, joiden tilavuudet ovat suoraan verrannollisia mittausvertikaalin keskivirtaamaan. Näytteet voidaan yhdistää kiintoaineen konsentraation määrittystä varten. Saatu tulos edustaa poikkileikkauksen läpi kulkevan veden keskiarvokonsentraatiota.

Mittausnopeus on ETR-menetelmää käytettäessä valittava siten, ettei se missään mittauspisteessä ylitä arvoa $0,4 \times$ (mittausvertikaalin virtauksen keskinopeus) ja toisaalta riittävän nopeaksi, ettei näytteenottimen säiliö täyty kesken mittauksista. Mittausnopeuden määrää näin yleensä syvin mittausvertikaali tai tarkemmin se mittausvertikaali, jonka syvyyden ja virtausnopeuden tulo on suurin. Nopeimman virtauksen paikallistamiseksi riittää yleensä, kun "tunnustellaan käsin" virtaan

lasketulla näytteenottimella virran voimakkuutta.

ETR-menetelmää käytetään erityisesti sellaisilla mittauspaikoilla, joiden virtaaman jakauma ei pysy vakiona. ETR-menetelmän etuna EDI-menetelmään verrattuna on se, ettei virtaaman jakaumaa tarvitse mitata edeltä käsin. Päinvastoin ETR-mittauksen yhteydessä voidaan virtaama laskea mittauksien perusteella, koska säiliön täyttönopeus on sama tai lähes sama kuin virtausnopeus ja saatu näytemäärä on siten verrannollinen mittausvertikaalin virtauksen keskinopeuteen. Mittausvertikaalin keskinopeus V_m lasketaan seuraavasti (Guy & Norman, 1976):

$$V_m = \frac{V/T_t}{A_n}$$

V = näytteen tilavuus

T_t = näytteenottoaika

A_n = näytteenottoputken aukon pinta-ala

Virtauksen keskinopeuden ja mittausvertikaalia vastaavan pinta-alan tulo on näitä vastaava osavirtaaman arvo. Osavirtaamien summa on joen kokonaisvirtaama. Saatu tulos ei luonnollisesti ole kovin tarkka, mutta laskemisen arvoinen. ETR-menetelmän etuihin voidaan lukea myös se, ettei näytteitä tarvitse analysoida erikseen vaan ne voidaan yhdistää kiintoaineen konsentraation määrittämiseksi. Suuremmissa joissa, leveys 100-200 m, mittausvertikaalien tulisi olla n. 10-20 m päässä toisistaan. Pienten jokien osalta riittävä vertikaalitiheys ei aiheuttane suurempia hankaluuksia.

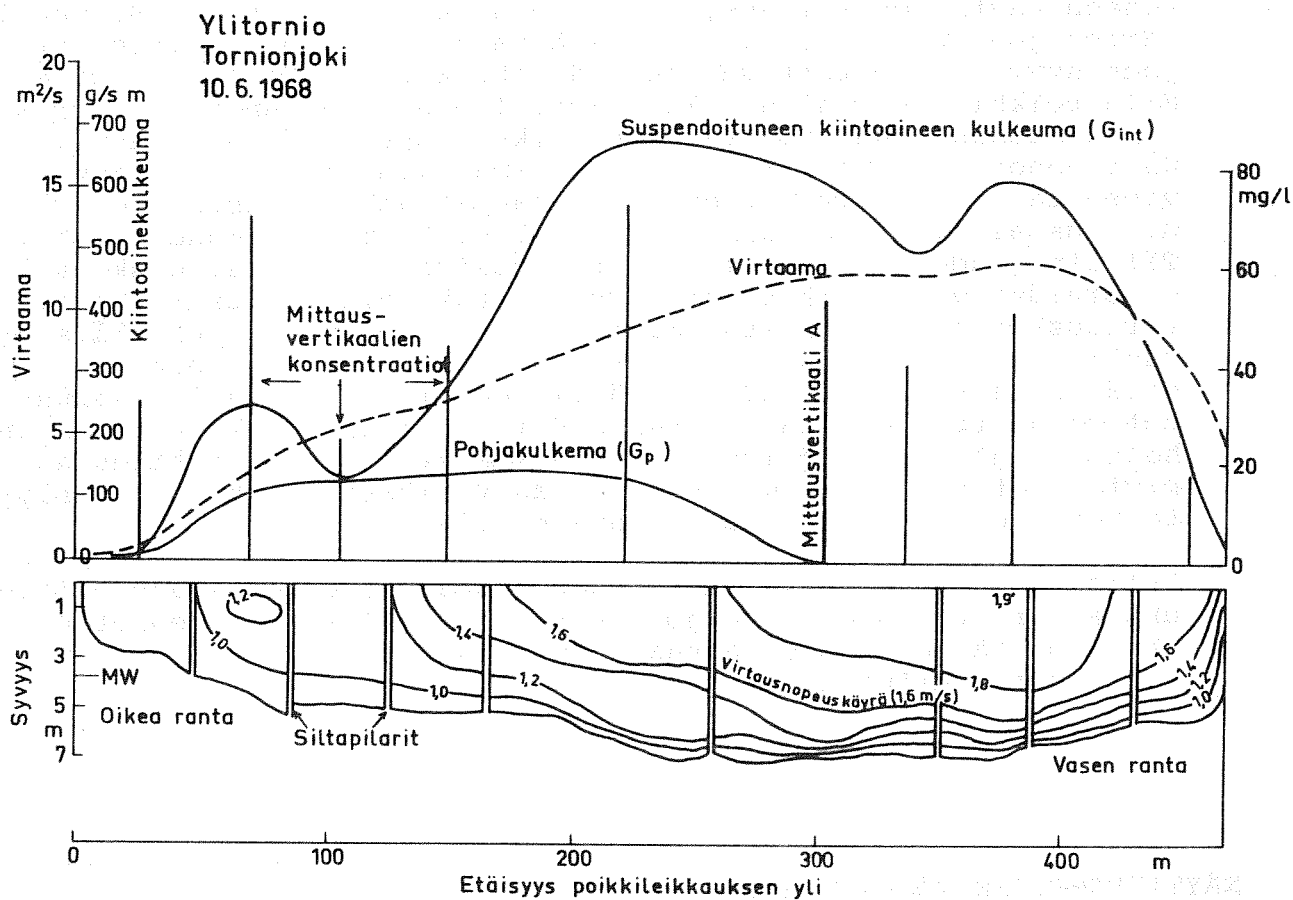
Sekä ETR- ja EDI-menetelmät ovat jokseenkin työläitä mittaus-tapoja jatkuvia rutiinimittauksia ajatellen. Tähän tarkoitukseen valitaan poikkileikkauksesta mittausvertikaali, joka mahdollisimman hyvin edustaa koko jokea. Tämän mittausvertikaalin konsentraatioiden ja tarkempien mittausten konsentraatioiden välille lasketaan riippuvuusyhtälö esimerkiksi regressio-analyysiä käyttäen. Kuvassa (25) on esimerkki tästä menettelystä. Riippuvuus on tarkistettava ajoittain ja myös eri suurruisten virtaamien aikana.

3.4 MITTAUSPAIKAN VALINTA

Hyvän kiintoainekulkeuman mittauspaikan tulee täyttää seuraavat vaatimukset (Qstrem ym., 1971 ja Nilsson, 1971):

- joen uoma on säännöllinen ja joen penkat mieluummin jyrkät
- mittauspaikalla tai sen yläpuolella ei esiinny joen uoman eroosiota
- mahdollisimman pienet virtausnopeuden ja konsentraation erot joen poikkisuunnassa
- virtausnopeuden vertikaalijakautuma on logaritminen
- mittauspaikan lähellä olisi hyvä olla pysyvä virtaamanmittauspiste

Sellaista paikkaa on syytä välttää, jonka yläpuolella jokeen yhtyy huomattava sivu-uoma. Pääuoman ja sivu-uoman vedet saattavat kulkeutua kauaskin alavirtaan sekoittumatta kunnolla. Koski tai muu hyvin sekoittuva jokiosuus mittauspaikan



	VIRTAAMA		SUSPENDOITUNEEN KIINTOAINEEEN KULKEUMA		POHJAKULKEUMA	
	Q m^3/s	G_A kg/s	G_{int} kg/s	G_A/G_{int}	G_P kg/s	G_P/G_{int}
8.8.1967	650	5,0	5,15	0,97	~ 1	0,20
10.6.1968	3600	189	182	1,04	~ 3,0	0,15
29.5.1969	1350	10,7	10,6	1,01	~ 1,3	0,12

Kuva 25. Joen suspendoituneen kiintoainekulkeuman mittaus yhden mittausvertikaalin (A) avulla verrattuna useamman mittausvertikaalin avulla saatuun tulokseen (T_{int}). Tornionjoki, Ylitornio (Hjorth, 1972).

yläpuolella on omiaan tasoittamaan konsentraatioeroja. Eräät tutkijat jopa suosittelivat mahdollisimman turbulenttisen jokiosuuden käyttöä mittauspaikkana juuri riittävän sekoittumisen vuoksi (Lane & Borland, 1951). Pyörteisyys voi kuitenkin aiheuttaa suuriakin eroja peräkkäisten mittausten välillä. Mittauspaikan veden sekoittuneisuus voidaan arvioida esimerkiksi laskemalla sopivaa väriainetta jokeen mittauspaikan yläpuolella ja seuraamalla väriaineen sekoittumista.

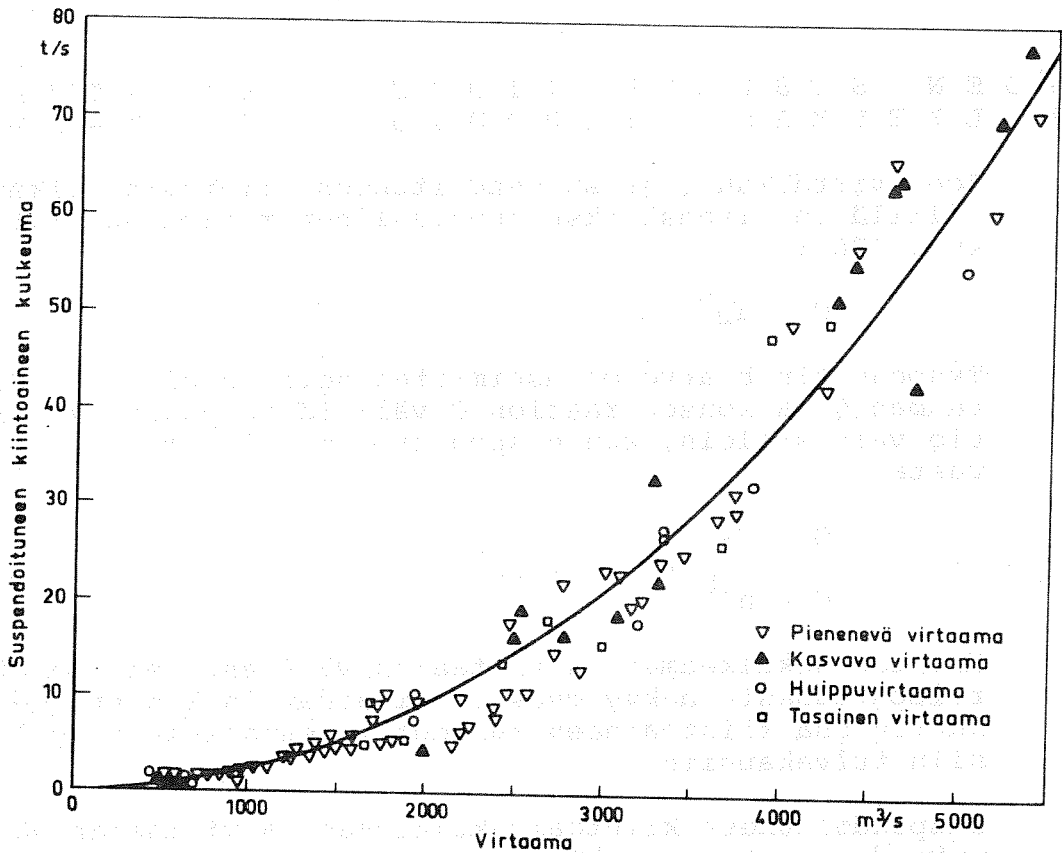
Mittaukset on useimmiten suoritettava veneestä käsin, jos halutaan valita sekoittumis- ja virtausolosuhteiltaan paras paikka. Veneen käyttö on kuitenkin aikaa vievää ja työlästä. Mittausta varten joen poikki on viritettävä vaijeri. Ennen näytteenottoa joen syvyys on mitattava yleensä joka kerta uudelleen. Oikealla poikkileikkauslinjalla pysyttelemine oh hankalaa virtaavassa vedessä, huolimatta joen poikki vedetystä vaijerista. Näytteenottimen käsittely, usein ilman vinssiä, on raskasta veneestä käsin. Työn, henkilökunnan jaraahan säästämiseksi mittauspaikaksi valitaankin yleensä silta mikäli mahdollista. Tällöin joudutaan tinkimään mittauspaikan laadusta, koska sillapilareiden ympärillä pyörteisyys ja takaisinvirtaus rikkovat virtauskentän, mutta itse mittaus käy nopeasti ja turvallisesti vähällä vaivalla. Sillat ovat yleensä sen verran korkeita, että mittaukseen on käytettävä vaijerilla ja vinssillä varustettua näytteenotinta. Vinssin kiinnitys sillan kaiteeseen on helposti järjestettävissä. Korkeilta silloilta mitattaessa näytteenotin joutuu helposti virran viemäksi, minkä takia näytteenotin on hyvä varustaa lisäpainoilla.

Sillalta suoritettavan mittauksen etuna on, ettei syvyysmittauksia tarvitse suorittaa joka kerta. Edelleen näytteenotto käy myös jäiden lähdön aikaan, jolloin kiintoainekonsentraatiot ovat suurimmillaan.

3.5 NÄYTTEENOTTOKERTOJEN TIHEYS

Talvella ja kesän alivirtaamien aikana näytteenottokertoja voi olla hyvinkin harvaksen, viikon tai kahden viikon välein (Nilsson, 1971). Näihin aikoihin suspendoituneen kiintoaineen konsentraatiot ovat pieniä ja pysyvät koko ajan saman suuruisina. Kevätylivirtaaman aikana näytteitä tulisi ottaa vähintään kerran päivässä. Tosin virtaaman ja konsentraation välille voidaan piirtää riippuvuuskäyrä (kuva 26), jolta väliin jäävien päivien konsentraatioarvot voidaan arvioida. Tämä keino ei kuitenkaan ole aina luotettava ja sen käyttö ei ole kovin selkeää, kuten myöhemmin kappaleessa (4) käy ilmi. Virtaaman ja konsentraation riippuvuuteen vaikuttaa myös tulvahuippujen lukumäärä ja se onko virtaamahavainto tehty tulvan nousu- tai laskuvaiheessa. Syksyn ylivirtaamien aikana pätee sama kuin

keväällä, että konsentraation mittauksia tulisi suorittaa päivittäin.



Kuva 26. Suspendoituneen kiintoaineen kulkeuman ja virtaaman riippuvuuskäyrä, Missouri (Straub, 1936).

3.6 KONSENTRAATION MÄÄRITYS

Näytteen kiintoainepitoisuuden määrittäminen (Nilsson, 1971) aloitetaan suodattamalla näyte 0,05 μ suodatinpaperia käyttäen. Suodatus lopetetaan niin, että suodatinpaperin pinnalle jää ohut vesikalvo, jolloin kiintoainehiukkaset eivät imeydy liiaksi suodatinpaperin huokosiin. Kiintoaines huuhdellaan suodatinpaperilta upokkaaseen. Näyte kuivataan upokkaassa vuorokauden 105°C lämmössä. Ennen punnitusta näytettä pidetään muutama tunti eksikaattorissa. Punnituksessa upokas asetetaan vaakaan näytteen kanssa ja ilman näytettä. Painojen erotus on näytteen määrä. Tämän jälkeen näytettä hehkutetaan pari tuntia 550°C ja näytettä käytetään eksikaattorissa sekä suoritetaan punnitus. Näytteen painon vähennys on orgaanisen kiintoaineen määrä.

Näytteestä suodatetusta vedestä voidaan määrittää liuennon aineen pitoisuus haihduttamalla se 105°C.

Haihduttamisen ja hehkutuksen yhteydessä bikarbonaattien hajoaminen karbonaateiksi ja edelleen oksideiksi aiheuttaa virhettä tuloksiin. Haihdutus- ja hehkutuslämpötilat on valittu siten, että virhe jäisi mahdollisimman pieneksi.

(Nilsson, 1971). Kuitenkin suuri osa hehkutuksen aikana tapahtuvasta painon vähennyksestä johtuu karbonaattien hajoamisesta hiilidioksidiksi ja metallioksideiksi. Nilsson (1971) on oletanut painonvähennyksen pysyvän suhteellisesti vakiona, jolloin tulokset olisivat vielä vertailukelpoisia.

4. JOEN SUSPENDOITUNEEN KIINTOAINEEEN KULKEUMAN RIIPPUVUUS VIRTAAMASTA

Joen virtaaman Q ja suspendoituneen kiintoainekulkeuman G välillä on yleensä eksponentiaalinen riippuvuus (Nilsson, 1971), kuva (26):

$$G = aQ^b$$

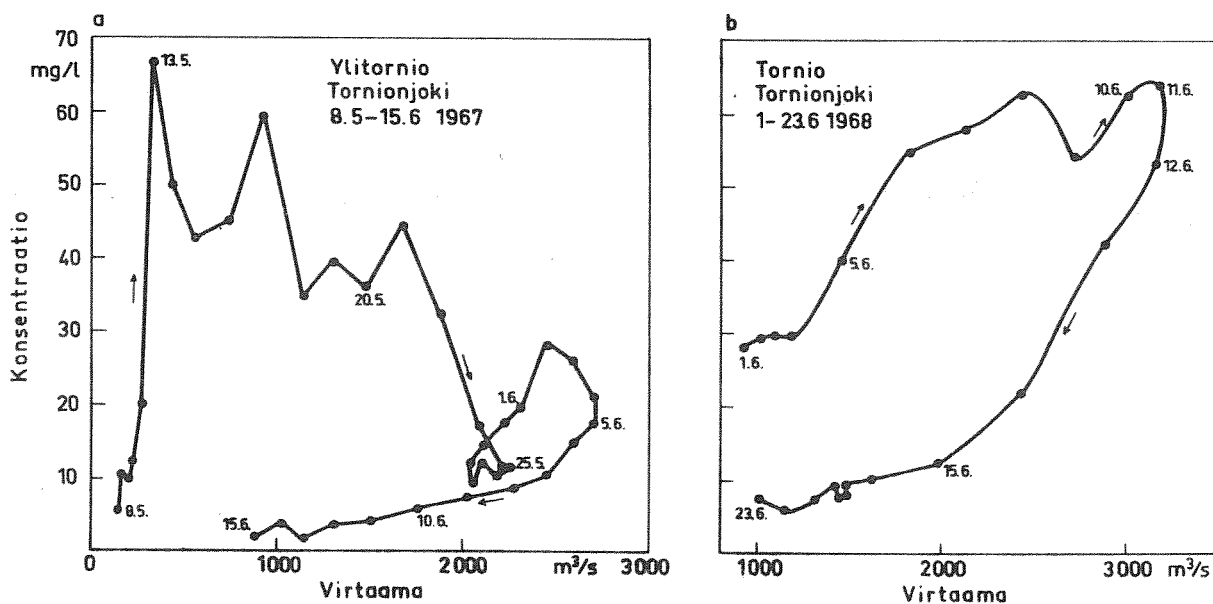
Eksponentin b arvo on useimmiten noin kahden paikkeilla. Virtaaman Q ja konsentraation C välillä on positiivinen korrelaatio vain silloin, kun eksponentti $b > 1$. Tämä näkyy seuraavasta:

$$G = CQ$$

$$G = aQ^b \Rightarrow C = aQ^{b-1}$$

Kiintoainekulkeuman ja virtaaman välisestä eksponentiaalisesta riippuvuudesta näkyy myös se aikaisemmin todettu seikka, että suurin osa kiintoaineen kulkeutumisesta keskittyy lyhytaikaisiin tulvakausiin.

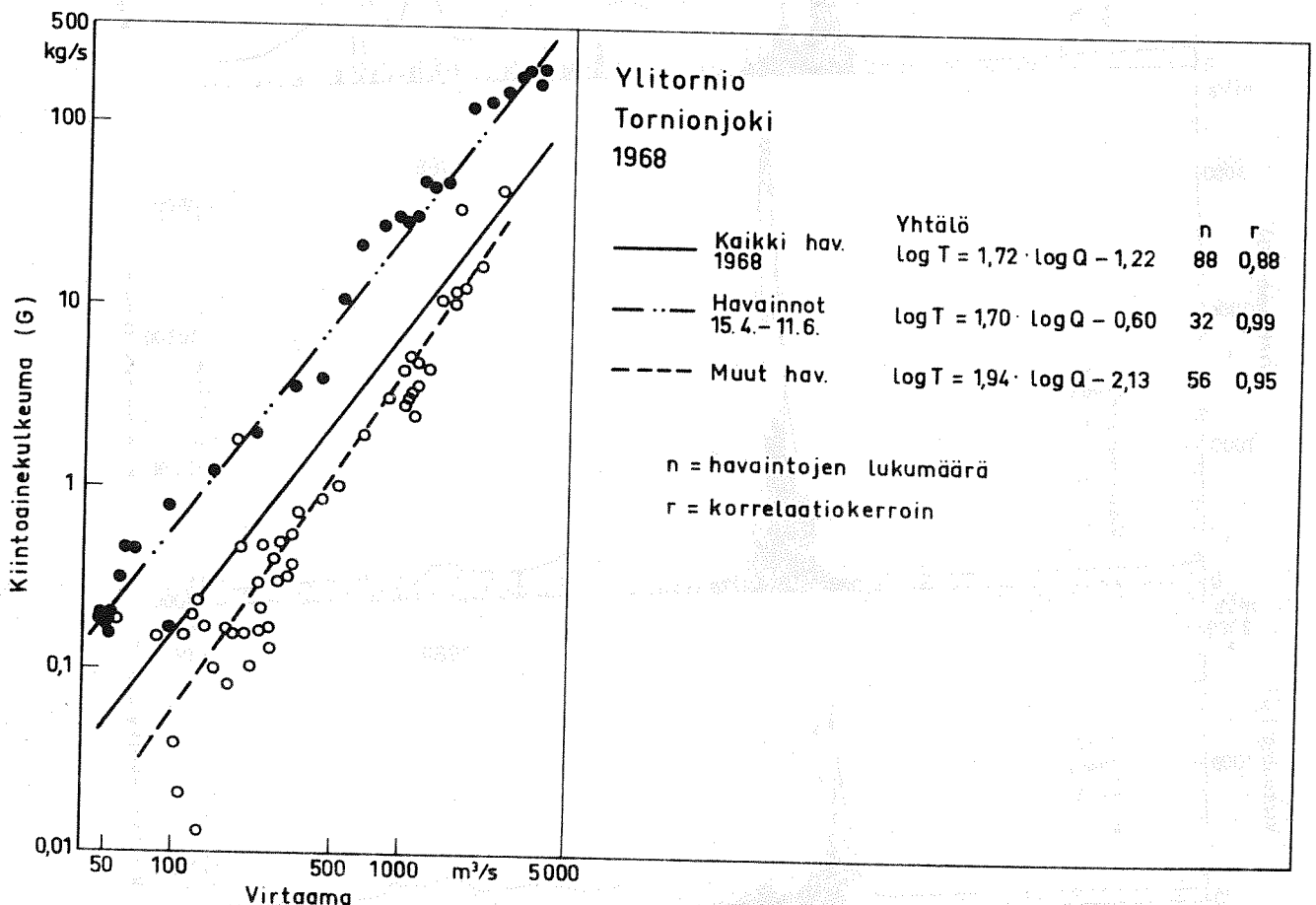
Suspendoituneen kiintoainekulkeuman ja virtaaman välisen riippuvuuden laskeminen käy parhaiten pienimmän neliösumman menetelmän avulla. Riippuvuutta laskettaessa on hyvä ottaa huomioon seuraavia seikkoja tuloksen parantamiseksi. Varsinkin kevättulvan aikana vastaa samaa virtaaman arvoa ennen tulvahuippua selvästi suurempi konsentraation arvo kuin tulvahuipun jälkeen. Kuvassa (27) on esitetty virtaama-konsentraatio-arvojen kehitys Tornionjoen kahdella havaintopaikalla kevättulvan aikana.



Kuva 27. Virtaaman ja suspendoituneen kiintoaineen konsentraation riippuvuus, Tornionjoki (Hjorth, 1972).

Syinä riippuvuuden vaihteluun voidaan esittää mm. seuraavia seikkoja. Kevättulvan alkaessa veden virtausnopeus kasvaa ja pohjalle kerääntynyt aines lähtee liikkeelle. Joen pohjan ja rantojen puhdistuttua helposti irtoavasta kiintoaineesta konsentraatioarvot pienenevät. Samoin ensimmäisen virtaamahuipun jälkeisten huippujen konsentraatiot jäävät samasta syystä pienemmiksi (kuva 29). Virtaaman ja kiintoainekulkeuman riippuvuus on usein laskettu erikseen tulvan nousuvaiheelle ja tulvahuipun jälkeiselle ajalle. Nousuvaiheeseen luetaan havainnot, jolloin virtaama Q_d on ollut suurempi kuin edellisen päivän virtaama Q_{d-1} . Laskuvaiheeseen tai toisaalta normaalijaksoon, luetaan ne kiintoainekuljetushavainnot, joille pätee $Q_d \leq Q_{d-1}$. Lisäksi usein ensimmäisen tulvan jälkeiset virtaamahuiput luetaan myös normaalijaksoon kuuluviksi (Hjorth, 1972).

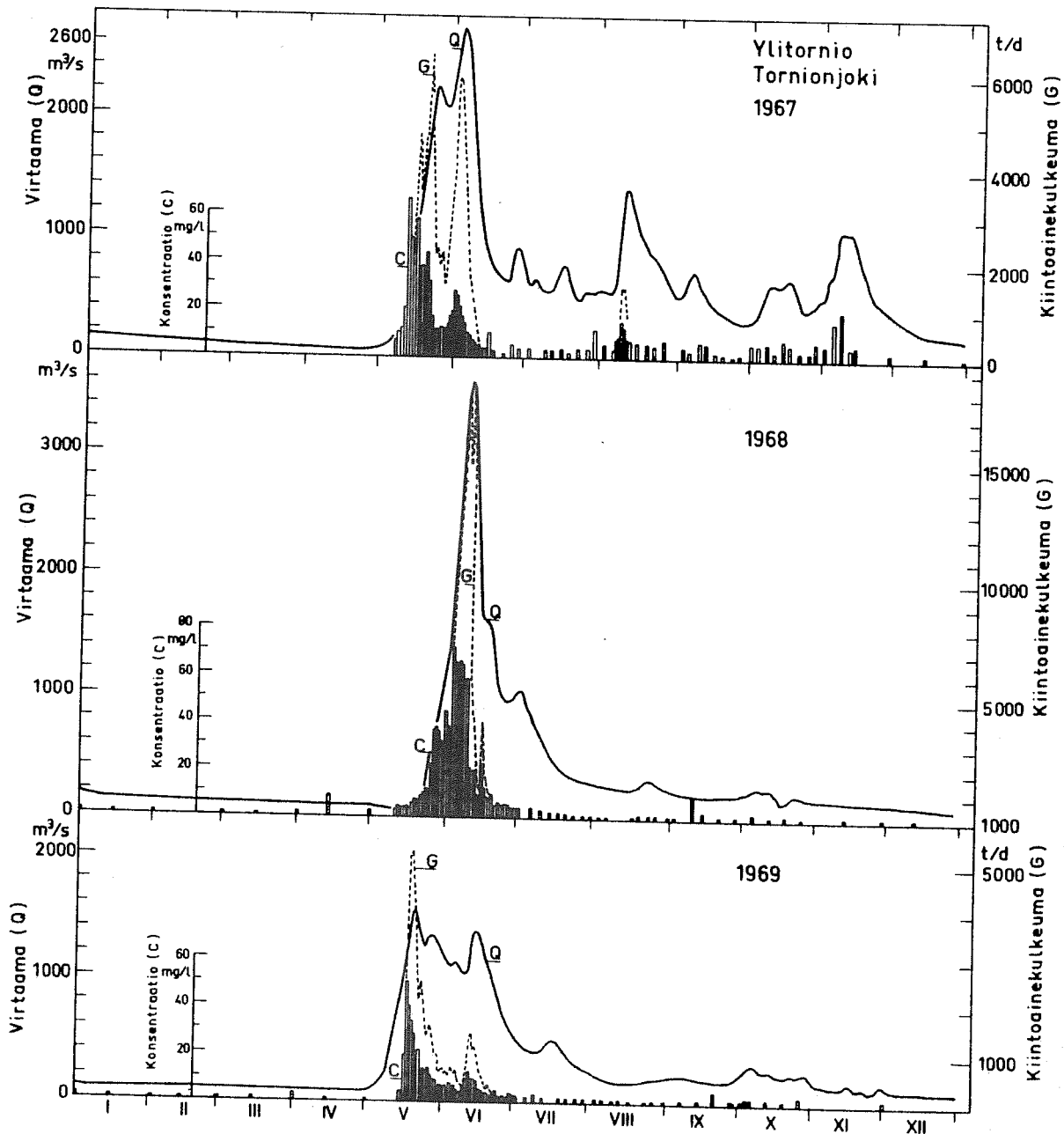
Esimerkkeinä siitä, kuinka paljon havaintojen jakaminen tulva-ajan havaintoihin ja muihin havaintoihin parantaa virtaaman ja kiintoainekuljetuksen välistä riippuvuutta näkyy kuvasta (28). Tulva-aikana tiettyä virtaama-arvoa vastaa selvästi suurempi suspendoituneen kiintoainekulkeuman arvo kuin muulloin. Edelleen havaintojen erottaminen kahteen osaan on parantanut pienimmän neliösumman menetelmällä lasketun riippuvuusyhtälön korrelaatiota 0.88 aina 0.99 ja 0.95.



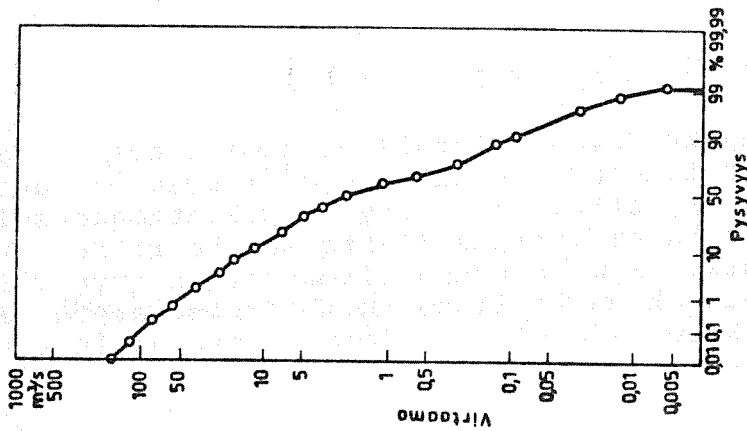
Kuva 28. Virtaaman ja suspendoituneen kiintoainekulkeuman riippuvuus (Hjorth, 1972).

Jos havaintoja on riittävästi kaikilta vuodenaajoilta, voidaan virtaaman ja kiintoainekulkeuman välistä riippuvuutta parantaa edelleen laskemalla eri vuodenaajoille oma virtaaman ja kiintoainekulkeuman välinen riippuvuusyhtälö. Näin koska maaperän eroosioherkkyys vaihtelee vuodenaikojen mukana. Kesällä ja talvella maaperä on parhaiten suojattu eroosiota vastaan: kesällä kasvillisuuden ja talvella lumen ja roudan ansiosta.

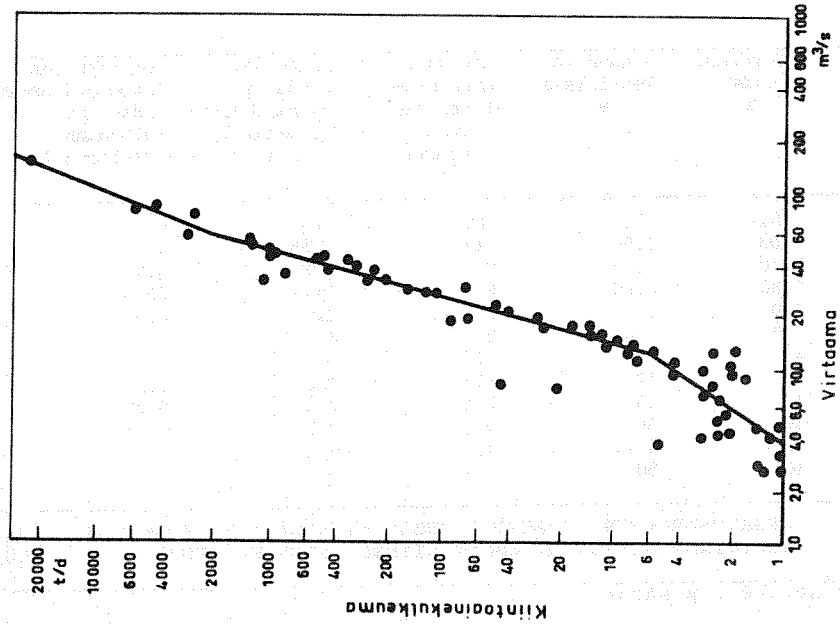
Seuraavaksi esitellään eräs virtaaman ja kiintoainekulkeuman riippuvuusyhtälön käyttösovellutus (Jones, ym., 1972). Kun halutaan laskea joelle pitemmän jakson - esimerkiksi vuoden - aikainen kiintoainekulkeuma, suoritetaan se yleensä käyttämällä hyväksi virtaaman pysyvyyskäyrää (kuva 30) ja virtaaman ja kiintoainekulkeuman riippuvuusyhtälöä (kuva 31). Taulukossa (2) on esitetty käytetty menetelmä, jolla vuoden keskimääräinen kiintoainekulkeuma saadaan lasketuksi.



Kuva 29. Virtaama (Q) ja suspendoituneen epäorgaanisen kiintoaineen konsentraatio (C) ja kulkeuma (G) vuosina 1967-1969, Tornionjoki, Ylitornio (Hjorth, 1972).



Kuva 50. Virtaaman pysyvyyskäyrä, Clear Creek, Paskenta, (Jones ym., 1972). Virtaaman pysyvyyskäyrän laadinnan ohjeet löytyvät mm. julkaisusta: Hyvärinen & Gürer (1976), Virtaama-aineiston tilastoanalyysi. Vesientutkimuslaitoksen julkaisuja 15. Vesihallitus. 1976 (julkaisusta löytyvät myös useiden vesistöalueiden valmiit pysyvyyskäyrät).



Kuva 31. Suspensioituneen kiintoainekulkeuman ja virtaaman riippuvuus, Clear Creek, French Gulch (Jones ym., 1972).

Taulukko 2. Esimerkki suspendoituneen kiintoainekulkeuman vuosikeskiarvon laskemisesta, Clear Creek, French Gulch (Jones ym., 1972).

Kumulatiivinen aika %	Aikavälin pituus %	Aikavälin keskipiste %	Aikavälin keskipistettä vastaava virtaama m ³ /s	Virtaamaa vastaava sedimenttikulkeuma t/d	Päivittäisen suspendoituneen sedimentin kulkeuman keskiarvo 1) t
0.02	0.02	0.01	167	30000	6.00
0.10	0.08	0.06	119	12000	9.60
0.20	0.10	0.15	93	6400	6.40
1.0	0.80	0.60	65	2500	20.00
3.0	2.0	2.0	38	400	8.00
5.0	2.0	4.0	25	85	1.70
9.0	4	7	17	21	0.84
15	6	12	11	5.2	0.31
25	10	20	7.1	2.5	0.25
35	10	30	4.5	1.3	0.13
45	10	40	3.1	0	0
55	10	50	2.0	0	0

KESKIMÄÄRÄINEN SUSPENDOITUNEEN KIINTOAINEEEN KULKEUMA 53,23 t/d
 VUOTUINEN SUSPENDOITUNEEN KIINTOAINEEEN KULKEUMA 19000 t

1) sarake 6 = sarake 2 x sarake 5

Sarakkeessa yksi on kumulatiivinen aika prosentteina. Sarakkeessa kaksi on kunkin aikavälin pituus (%) ja sarakkeessa kolme on aikavälin keskipisteet, joita vastaavat virtaaman arvot on merkitty sarakkeeseen neljä. Sarakkeessa viisi olevat arvot saadaan kuvasta (31). Kertomalla sarakkeen viisi arvo sarakkeen kaksi arvolla saadaan tämän suuruisen kiintoainekulkeuman osuus keskimääräisestä päivittäisestä kiintoainekulkeumasta. Sarakkeen kuusi summa on keskimääräinen kiintoainekulkeuma vuorokaudessa, joka kerrottuna vuoden vuorokausien lukumäärällä on vuoden suspendoituneen kiintoaineen kokonaiskulkeuma.

5. POHJAKULKEUMAN MITTAUS

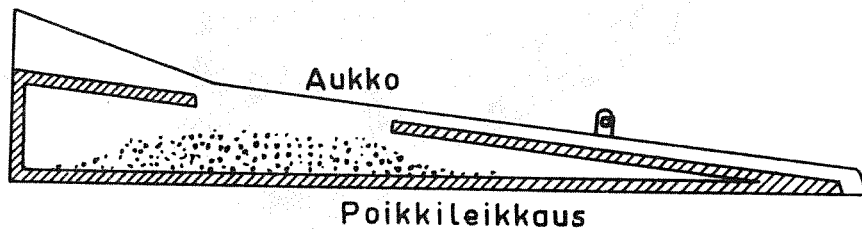
Kiintoaineen pohjakulkeuman mittaus on huomattavasti hankalampaa kuin suspendoituneen kiintoaineen kulkeuman mittaus. Lähiinnä kyse on siitä, ettei ole pystytty rakentamaan sellaista näytteenotinta, joka ei mittauksilanteessa häiritse normaalia pohjakulkeutumista. Samoin pohjakulkeutumisen tyypillinen jaksottainen vaihtelu (kuva 3) lisää tulosten epävarmuutta. Pohjakulkeuman mittauksen pitäisi olla lähes jatkuvaa luotettavien tulosten saamiseksi.

5.1 POHJAKULKEUMAN MITTAUKSEEN KÄYTETTÄVÄT LAITTEET

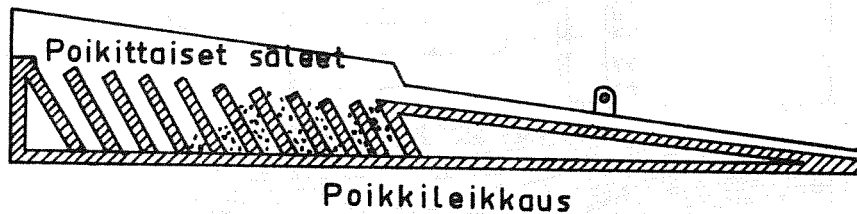
Varhaisimmat pohjakulkeuman mittaukseen käytetyt laitteet ovat olleet laatikkomaisia edestä ja/tai yläosasta avoimia verkko- tai metalliseinäisiä laitteita, jotka on laskettu pohjalle keräämään pohjaa pitkin liikkuvaa kiintoainesta. Toiset mallit on varustettu sulkijalaitteella, jolloin mittausaika saadaan tarkasti määritetyksi. Pohjaa pitkin kulkeutuvan aineksen kerääntymistä edistää virtauksen hidastuminen näytteenottimessa.

Näiden ns. basket sampler ja box sampler -tyyppisten näytteenottimien keräystehokkuus on alle 50 % (Hubbell, 1964).

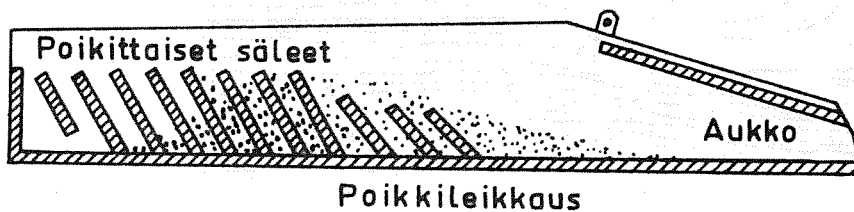
Hieman parempia tehokkuudeltaan ovat ns. pan sampler tai tray sampler -näytteenottimet (kuvat 32-34). Näytteenottimen etuosan yli pyörivät hiukkaset putoavat näytteenottimen



Kuva 32. Losiebsky'n pohjakulkeuman näytteenotin, tehokkuus 38 % (Federal Inter-Agency River Basin Committee, 1940).

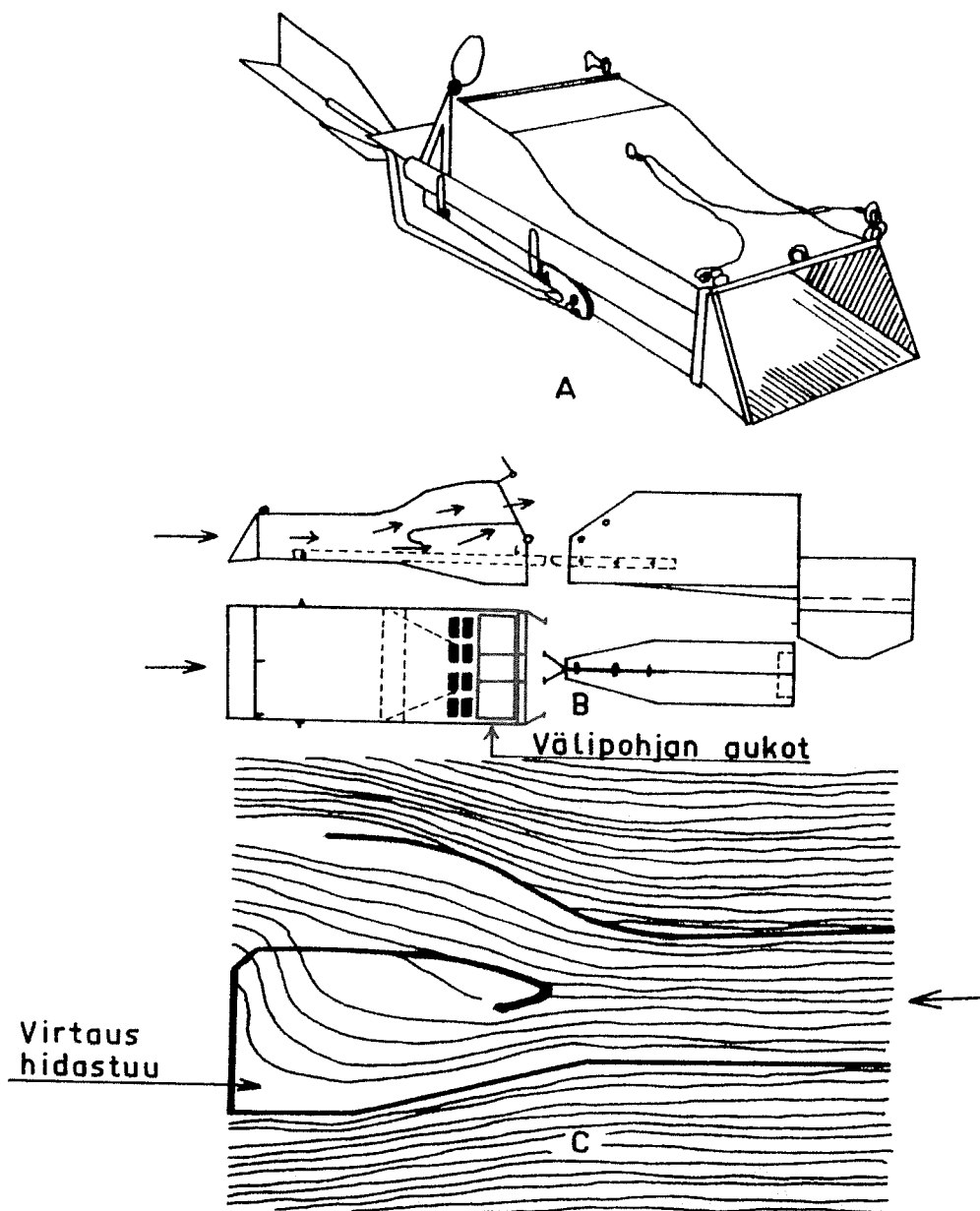


Kuva 33. Polyakov'n pohjakulkeuman näytteenotin, tehokkuus 46 % (Federal Inter-Agency River Basin Committee, 1940).



Kuva 34. SRIH-näytteenotin pohjakulkeuman mittaukseen, tehokkuus 75 % (Federal Inter-Agency River Basin Committee, 1940).

sisälle. Tämä laite kerää erityisesti vain pohjakulkeumaan kuuluvaa kiintoainesta. Poikittaiset pienet laitteen keräysoassa estävät pyörteiden syntymistä ja edistävät hiukkasten kerääntymistä. Usein näytteenottimen etuosan päälle ja sen eteen kerääntyvä kiintoaines alentaa laitteen tehokkuutta. Tämän estämiseksi on kehitetty malli, jonka etuosassa on aukko (kuva 35). Laitteen eteen kasaantuva kiintoaines kulkeutuu nyt aukon kautta keräysoosaan. Tällä laitteella on saavutettu jopa 75 % keräystehokkuus (Hubbell, 1964). Kuvissa (32-34) esitettyjen näytteenottimien tehokkuus on paras, kun virtausnopeus on 0.8-1.0 m/s. Tehokkuus heikkenee huomattavasti, kun virtausnopeus ylittää 1.3 m/s (Hubbell, 1964).



Kuva 35. Pohjakulkeuman mittaukseen käytetty VUV-näytteenotin. Virtauksen kulku näytteenottimen läpi. Näytteenottimen tehokkuus n. 70 % (Novak, 1957).

Polyakov (1932) ja Einstein (1948) suosittelivatkin tämän tyyppisten näytteenottimien käyttöä vain hitaasti virtaavissa joissa, joiden pohjakulkeuma on melko pieni.

Kaikkien edellä esitettyjen näytteenottimien heikkous on se, että ne muuttavat virtausolosuhteita pohjalla. Virtaus hidastuu jo ennen näytteenottimen keräysosan aukkoa, mistä seuraa, että osa kiintoaineesta jää pohjalle näytteenottimen eteen ja osa kiertää näytteenottimen sivuitse joutumatta keräysastiaan. Tämän virtauksen hidastumisen estämiseksi on kehitetty näytteenotin, jossa laitteen takaosa on laajennettu siten, että näytteenottimen sisälle syntyy alipaine virtauksen kulkiessa

laitteen läpi (kuva 35). Alipaineen avulla saadaan sisään-tulovirtauksen ja ympäristön virtauksen nopeudet samaksi. Näin menetellen näytteenottimen tehokkuus saadaan nousemaan n. 70 prosenttiin (Novak, 1957).

Huolimatta pohjakulkeuman mittaamiseen tarkoitettujen lait-teiden runsaasta kehittämisestä niiden käyttö joen kiintoaineen kokonaiskulkeumaa ja myös pelkästään pohjakulkeumaa arvioi-taessa on jäänyt melko vähäiseksi. Usein katsotaan, että riittävään ja melkein pä parempaan tarkkuuteen päästään käyt-tämällä joen hydraulisiin oloihin ja sedimentin hiukkaskoon jakaumaan perustuvia laskukaavoja. Tätä varten joen pohjalta on otettava sedimenttinäyte pohja-aineksen hiukkaskoon jakau-man määrittämiseksi.

5.2 RADIOAKTIIVISEN MERKKIAINEEN KÄYTTÖ

Varten otettava keino joen pohjakulkeumaa määritettäessä on radioaktiivisen merkkiaineen käyttö (Nordin & Richardson, 1971). Merkkiaineen tulee olla fysikaalisilta ominaisuuksil-taan (hiukkaskoko, tiheys) samanlaista kuin joen pohjasedi-mentti. Edelleen käytetyn radioaktiivisen merkkiaineen osuus pitää olla pieni verrattuna pohjakuljetuksen suuruuteen.

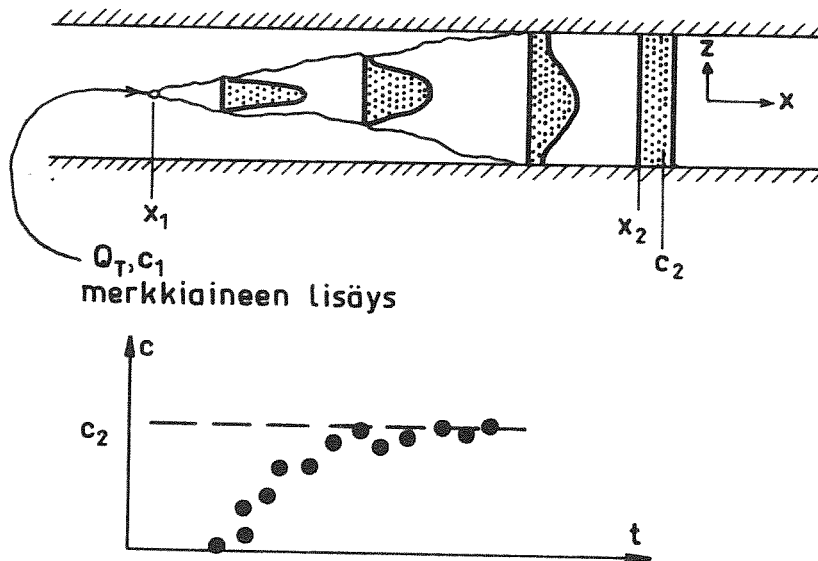
Jokiin ja jokiosuuksiin, joiden pohja on tasainen ja pohja-kulkeuma suuri, sopii menetelmä, jossa radioaktiivista merkki-ainetta lisätään jatkuvasti tasaisella nopeudella joen poh-jalle. Kuvasta (36) käy ilmi menetelmän tekniikka. Pistees-sä x_1 merkkiainetta lisätään nopeudella Q_T (g/s). Seurataan merkkiaineen sekoittumista tasaisesti koko joen leveydeltä, piste x_2 , määritetään tasapainokonsentraatio c_2 pisteessä x_2 ottamalla useita peräkkäisiä näytteitä lyhyin väliajoin. Pohjakulkeuma Q_S saadaan nyt lasketuksi seuraavan kaavan avulla:

$$Q_T c_1 = (Q_T + Q_S) c_2$$

Konsentraatio ilmoitetaan kaavassa merkkiaineen painon ja koko lisätyn ainemäärän tai näytemäärän painon suhteen. Jos $c_1 = 1$ ja Q_T on hyvin pieni verrattuna Q_S saadaan Q_S laske-tuksi kaavasta:

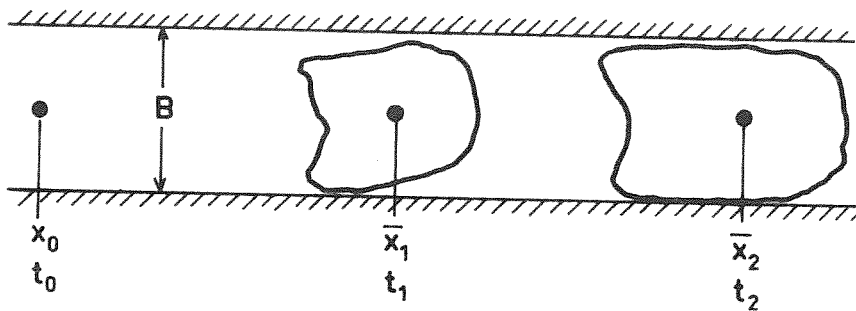
$$Q_S \approx Q_T / c_2$$

Täsmälleen samanlaista määritysmenetelmää käytetään myös vir-taaman määrittämiseen. Silloin virtaaman Q yksikkö on m^3/s ja konsentraation c yksikkö on g/m^3 .



Kuva 36. Pohjakulkeuman mittaus käyttäen radioaktiivista merkkiainetta, jota lisätään jatkuvasti. (a) Mittauspisteen x_2 määrittäminen. (b) Mittauspisteen x_2 tasapainokonsentraation c_2 määrittäminen (Nordin & Richardson 1971).

Toisena pohjakulkeuman mittausmenetelmänä käsitellään tapausta, jossa radioaktiivinen merkkiaine lisätään kerta-annoksena joen pohjalle. Menetelmä on kuvan (37) mukainen. Merkkiaine lisätään hetkellä t_0 pisteeseen x_0 joen pohjalle.



Kuva 37. Pohjakulkeuman määrittäminen radioaktiivisen merkkiaineen avulla. Merkkiaineen lisäys tehtiin kerta-annoksena (Nordin & Richardson, 1971).

Radioaktiivinen aine leviää alavirtaan pohjakulkeutumisen mukana ja hetkellä t_1 pohjalla kulkeutuvan merkkiainelevyn keskipiste on pisteessä \bar{x}_1 ja samoin hetkellä t_2 keskipiste on pisteessä \bar{x}_2 . Merkkiaineen etenemisnopeus V lasketaan kaavasta:

$$V = \frac{\bar{x}_2 - \bar{x}_1}{t_2 - t_1}$$

ja pohjakulkeuman Q_S suuruus saadaan seuraavasti:

$$Q_s = V d \gamma_s (1-\lambda) D$$

d = pohjakulkeutumiseen kuuluvan kerroksen syvyys
(= kerros, missä radioaktiivista merkkiainetta löytyy)

γ_s = pohjasedimentin ominaispaino

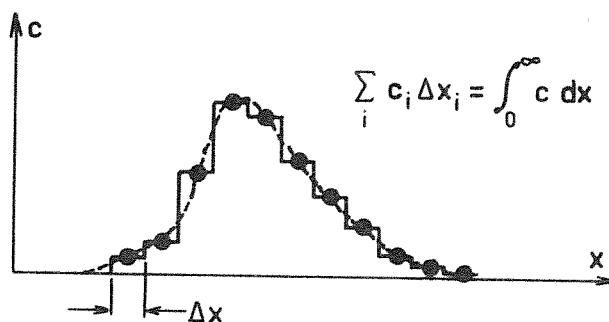
λ_s = pohjan huokoisuus

D = joen leveys

Levinneen merkkiainealueen keskipiste lasketaan seuraavasti:

$$\bar{x} = \frac{\int_0^{\infty} c x dx}{\int_0^{\infty} c dx}$$

Kuvassa (38) on esitetty integraalin numeerinen laskumenetelmä konsentraatiohavainnoista.



Kuva 38. Numeerinen integrointi (Nordin & Richardson, 1971).

Radioaktiivisten merkkiaineiden sijasta voidaan käyttää myös fluorisoivia merkkiaineita. Tarkempia tietoja radioaktiivisten merkkiaineiden käytöstä ovat antaneet Sayre ja Hubbell (1965) sekä fluorisoivien aineiden käytöstä Nordin ja Rathbein (1970).

5.3 ERIKOISTAPAUKSIA POHJAKULKEUMAN MÄÄRITTÄMISEKSI

Joen pohjakulkeuma voidaan sopivissa oloissa mitata kätevästi suspendoituneen kiintoainekulkeuman näytteenottimilla. Näin silloin, kun joessa on koskiosuus, missä myös pohjakulkeutumisena kulkeutunut kiintoaines sekoittuu veteen. Koskessa mitatun ja yläpuolella olevalla normaalilla jokiosuudella mitatun suspendoituneen kiintoainekulkeuman erotus on nyt joen pohjakulkeuman arvo. Jos varsinkin pienen joen ollessa kyseessä, joesta puuttuu riittävän turbulenttinen osuus,

on tällainen muutamissa tapauksissa rakennettu jokeen esimerkiksi sillan rakentamisen yhteydessä asettamalla joen pohjalle pystyyn virtausta vastaan metallilevyjä.

Seuraamalla jokeen rakennetun patoaltaan täyttymistä voidaan pohjakulkeuman osuus kokonaiskulkeumasta arvioida. Pohjakulkeuman osuuden arvioimiseksi on määritettävä sedimentoituneen aineksen hiukkaskoon jakauma. Kun tiedetään sedimentoituneen kiintoaineen määrä, tämän aineksen kokojakauma ja pohjakulkeuman sekä suspendoituneen kiintoainekulkeuman hiukkaskoot, voidaan sedimentoitunut ainemäärä jakaa pohjakulkeumaan ja suspendoituneen kiintoaineen kulkeumaan.

YHTEENVETO

Selvityksessä on käsitelty pääasiassa erilaisia joen kiintoainekulkeuman suoria mittaamenetelmiä sekä pohjakulkeutumisen että suspendoituneen kiintoaineen kulkeutumisen osalta. Edelleen on esitetty muutamia laskennallisia menetelmiä näiden molempien kuljetusmuotojen ja kokonaiskuljetuksen arvioimiseksi.

Suurin osa joen kiintoaineen kulkeutumisesta tapahtuu kevään ja syksyn ylivirtaamien aikana. Silloin sekä joen kyky kuljettaa kiintoainetta että kiintoaineen tarjonta ovat suurimmillaan. Edelliseen on syynä tavallista suuremmat virtaamat ja virtausnopeudet, jälkimmäinen johtuu maanpintaa suojaavan pintakasvillisuuden vähyydestä.

Joen kiintoaineen kulkeutuminen jaetaan kahteen osaan: Pohjakulkeutumiseen, jonka muodostaa pohjaa pitkin kulkeutuvat kiintoainehiukkaset ja suspendoituneen kiintoaineen kulkeutumiseen, johon luetaan suurimman osan matkasta suspendoituneena liikkuvat kiintoainehiukkaset. Suspendoituneen kiintoaineen kulkeuma on yleensä ylivoimaisesti suurempi näistä kahdesta kuljetusmuodosta; n. 90 % koko kiintoainekulkeumasta.

Tornion- ja Kalixjoessa tehdyissä mittauksissa epäorgaanisen kiintoaineen osuus vuotuisesta kiintoainekulkeumasta on havaittu olleen 10-30 %. Kevään ylivirtaamien aikana epäorgaanisen kiintoaineen osuus on noussut jopa 50 %. Joen vuotuisesta ainekulkeumasta on suurimman osan muodostanut liuenneen aineen kulkeuma, jonka osuus oli 60-80 %.

Suspendoituneen kiintoaineen kulkeuman mittaus suoritetaan näytteenottimella, jonka virtaviivaisen kuoren sisällä olevaan säiliöön näyte kerääntyy virtausnopeudella laitteen etuosassa olevan näytteenottoputken kautta. Säiliössä oleva ilma poistuu laitteen sivulta (tai edestä) taaksepäin aukeavasta aukosta. Näytteenotin lasketaan ja nostetaan pinnasta pohjaan tasaisella nopeudella, jolloin näytettä kerääntyy eri kerroksista säiliöön määrät, jotka ovat verrannollisia ko. kerroksen virtausnopeuteen. Näytteestä voidaan siten määrittää mittausvertikaalin kohdalta virranneen veden konsentraatio. Joen koko poikkileikkauksen läpi virranneen veden keskiarvokonsentraation määrittämiseksi mitataan useampia vertikaaleja joen yli. Mittauspaikan tulisi olla sekä virtausoloiltaan että poikkileikkaukseltaan säännöllinen.

Pohjakulkeumaa mitataan yleensä pohjalle laskettavilla laatikkomaisilla näytteenottimilla, joita on kehitetty useita erilaisia malleja. Pohjaa pitkin kulkeutuva kiintoaines jää näytteenottimeen virtauksen hidastuessa laitteen sisällä.

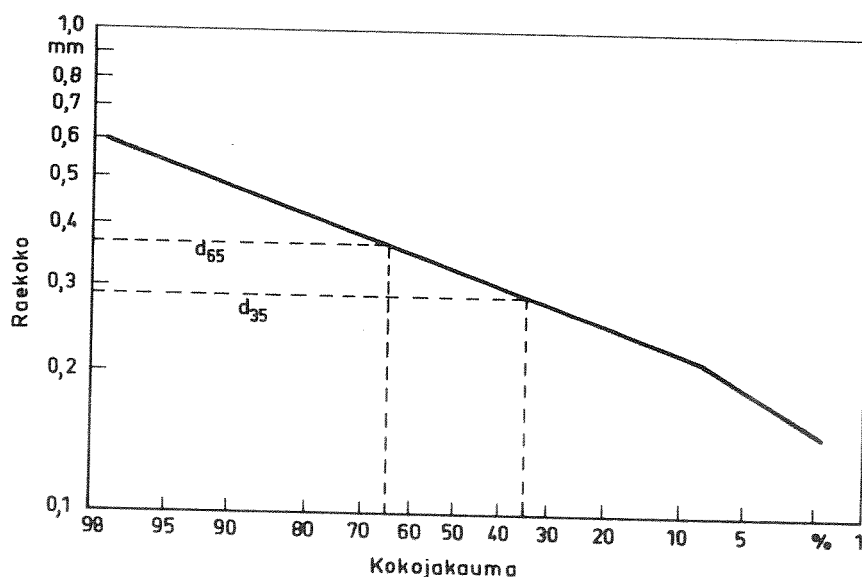
Epäorgaanisen kiintoaineen pohjakulkeuman sekä suspendoituneessa muodossa tapahtuvan kiintoaineen kulkeuman arvioimiseksi on kehitetty useita kokeellisia laskumenetelmiä lähinnä USA:ssa ja Keski-Euroopassa. Näiden menetelmien soveltuvuus Suomen jokeen ja vesistöalueiden olosuhteisiin olisi kuitenkin tarkistettava ennen menetelmien käyttöönottoa.

LIITE: Esimerkki Einsteinin joen epäorgaanisen kiintoaineen kokonaiskulkeuman laskemiseksi (Graf, 1971).

Tiedot esimerkissä käytettävästä jokiosuudesta:

joen leveys	$D = 91,5 \text{ m}$
joen kaltevuus	$S = 0,0007$
veden viskositeetti	$\nu = 0,93 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$
pohjasedimentin ja veden tiheyden suhde	$\rho_s/\rho = 2,65$

Viiden pohjanäytteen perusteella on laskettu pohjamateriaan kokojakauma (kuva 39) ja edelleen pohjamateria on jaettu sopiviin luokkiin hiukkaskoon ja laskeutumisnopeuden mukaan (taulukko 3).



Kuva 39. Pohjasedimentin kokojakauma. (Graf, 1971).

Taulukko 3. Pohjamateriaan jako kokoluokkiin hiukkaskoon ja laskeutumisnopeuden mukaan (Graf, 1971).

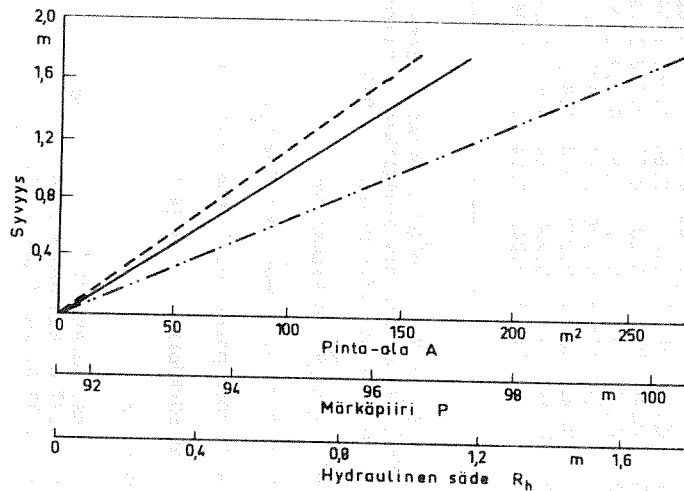
Raekoon luokat, mm	Keskimääräinen raekoko		Laskeutumisnopeus mm/sec
	mm	%	
$\bar{d} > 0.589$	-	2.4	
$0.589 > \bar{d} > 0.417$	0.495	17.8	6.25
$0.417 > \bar{d} > 0.295$	0.351	40.2	4.51
$0.295 > \bar{d} > 0.208$	0.248	32.0	3.23
$0.208 > \bar{d} > 0.147$	0.175	5.8	2.04
$0.147 > \bar{d}$	-	1.8	

$\bar{d}_{35} = 0.29 \text{ mm}$
 $\bar{d}_{65} = 0.35 \text{ mm}$

Kiintoaineen kokonaiskulkeuma lasketaan erikseen jokaisessa kokoluokassa.

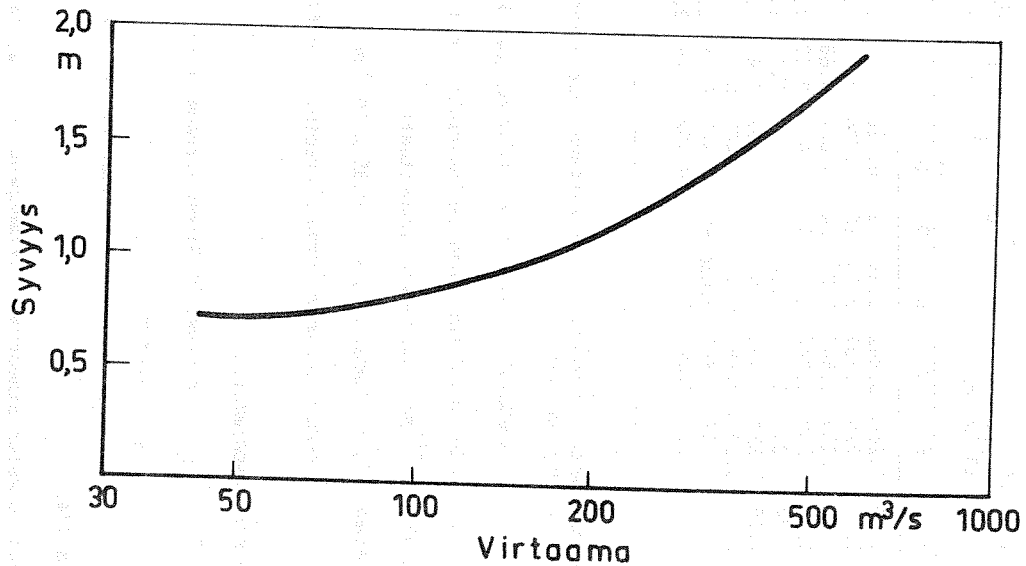
Seuraavaksi, ennen varsinaisten kiintoainekulkeuman laskujen aloittamista, lasketaan etukäteen kaikki tarvittavat hydrauliset suureet.

Kuvasta (40) ilmenevät tiedot joen poikkileikkauksesta eri joen vedenpinnan korkeusarvoilla. Märkäpiirin P ja hydraulisen säteen R_h määritelmät löytyvät kuvasta (7).



Kuva 40. Joen poikkileikkauksen kuvaus vedenkorkeuden mukaan (Graf, 1971).

Edelleen tarvitaan tiedot vedenkorkeuden ja virtaaman riippuvuudesta (kuva L3).



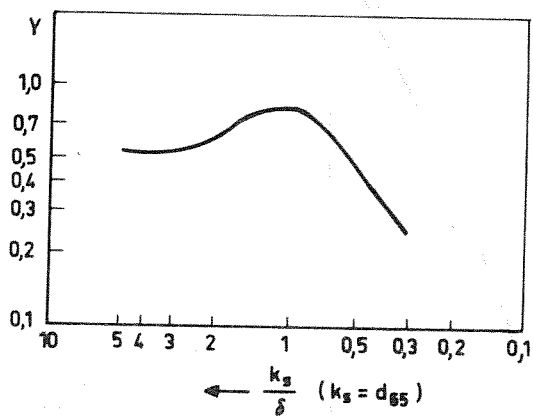
Kuva 41. Vedenkorkeuden ja virtaaman välinen riippuvuus (Graf, 1971).

Taulukossa (4) jatketaan Einsteinin kaavassa tarvittavien hydraulisten suureiden laskemista.

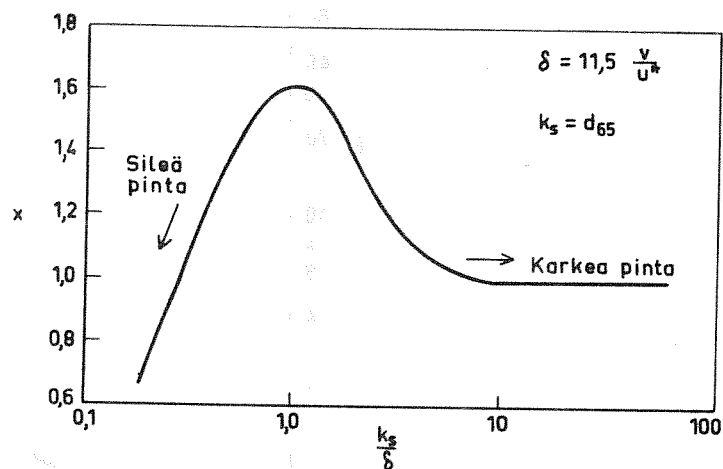
Taulukko 4. Joen kiintoainekulkeuman laskemiseksi tarvittavat hydrauliset suureet (Graf, 1971).

R'_h	u^*	δ	k_s/δ	χ	Δ	\bar{u}	ψ'	\bar{u}/u^{*11}	\bar{u}^{*11}	R'_h	R_h	u^*	H	A	P	Q	X	Y	β_x	$(\beta/\beta_x)^2$	P_E
m	m/s	10^{-3} m			10^{-3} m/s	m/s	10^{-1} m/s			m	m	$10 \times$ m/s	m	m^2	m	m^3/s	10^{-3} m				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
0.2	0.0370	0.291	1.20	1.60	0.219	0.862	5.49	12	0.718	0.75	0.95	0.807	0.97	96.8	94.23	83.44	0.404	0.82	1.29	0.632	11.81
0.4	0.0524	0.205	1.71	1.55	0.226	1.307	2.74	18	0.726	0.77	1.13	0.880	1.16	116	94.76	151.6	0.285	0.71	1.13	0.823	11.96
0.6	0.0641	0.168	2.08	1.35	0.259	1.642	1.83	24	0.684	0.68	1.28	0.937	1.31	131	95.18	215.1	0.234	0.60	0.981	1.09	11.94
0.8	0.0741	0.145	2.41	1.30	0.269	1.944	1.37	31	0.627	0.57	1.37	0.969	1.40	140	95.44	272.2	0.207	0.57	0.912	1.26	11.97
1.0	0.0828	0.130	2.69	1.24	0.282	2.208	1.10	38	0.581	0.49	1.49	1.01	1.52	152	95.78	335.6	0.217	0.55	0.912	1.26	12.01
1.2	0.0907	0.118	2.97	1.19	0.294	2.451	0.915	46	0.532	0.41	1.61	1.05	1.65	165	96.14	404.4	0.226	0.54	0.911	1.27	12.05
1.4	0.0980	0.110	3.18	1.17	0.299	2.652	0.784	58	0.462	0.31	1.71	1.08	1.75	175	96.42	469.4	0.230	0.54	0.911	1.27	12.09
1.6	0.1048	0.102	3.43	1.14	0.307	2.896	0.686	68	0.425	0.26	1.86	1.13	1.90	190	96.84	55.02	0.236	0.54	0.911	1.27	12.15
1.8	0.1111	0.097	3.61	1.12	0.313	3.097	0.610	77	0.402	0.24	2.04	1.18	2.09	209	97.38	647.3	0.241	0.54	0.912	1.26	12.22

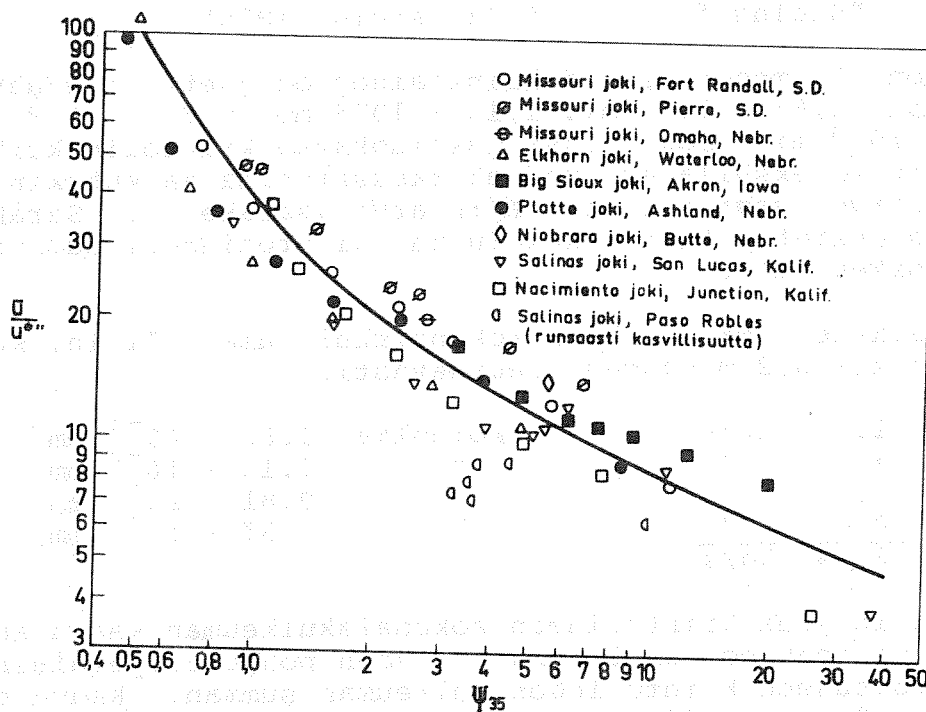
- (1) R'_h on hydraulinen säde raekoon suhteen. Arvot kattavat virtaaman vaihteellun ($Q_{\max} = 6100 \text{ m}^3/\text{s}$) kuvat (40) ja (41).
- (2) $u^* = \sqrt{gR'_h S}$ on kitkanopeus raekoon suhteen; $S = 0.0007$ on joen kaltevuus
- (3) $\delta = \frac{11.6 \nu}{u^*}$ on pohjan yläpuolella olevan ohuen laminaarisen virtauskerroksen paksuus. $\nu = 0.93 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ on veden viskositeetti
- (4) $k_s = d_{65}$ on karkeusparametri, taulukko (3), $k_s = 0.35 \times 10^{-3} \text{ m}$
- (5) χ on logaritmisen virtausnopeuden jakauman korjauskertoimen. $\chi = f(k_s/\delta)$, kuva (43).
- (6) $\Delta = k_s/\chi$ on korjattu karkeusparametri
- (7) $\bar{u} = u^* \times 5.75 \log(12.27 R'_h/\Delta)$ on keskimääräinen virtausnopeus.
- (8) $\psi' = \frac{d_{35} - \rho}{\rho} \frac{d_{35}}{R'_h S}$ $d_{35} = 0.29 \text{ mm}$ $\rho_S/\rho = 2.65$
 $\psi =$ "virtauksen intensiteetti" (s. 12).
- (9) $\bar{u}/u^{*11} = f(\psi')$ kuvasta (44).
- (10) u^{*11} on pohjan epätasaisuuksien aiheuttama kitkanopeus (vrt. s. 14).
- (11) R''_h on laskettu kaavasta $u^{*11} = \sqrt{gR''_h S}$
- (12) $R'_h = R''_h + R''_h$, jolloin oletetaan etteivät joen penkat tai kasvillisuus aiheuta lisäkitkaa virtaukselle. Tarkemmin asiaa on käsitellyt Einstein (1950).
- (13) $u^* = \sqrt{gR'_h S}$ on kitkanopeus.
- (14) H on syvyys, leveät joet $H \approx R'_h$.
- (15) A on joen poikkileikkauksen pinta-ala, kuva (40).
- (16) P on märkäpiiri, kuva (40).
- (17) $Q = \bar{u} A$
- (18) X on ns. karakteristinen etäisyys
 $X = 0.77 \Delta$, kun $\Delta/\delta > 1.80$
 $X = 1.39 \delta$, kun $\Delta/\delta < 1.80$.
- (19) Y on painekorjauskertoimen; $Y = f(k_s/\delta)$, kuva (42).
- (20) $\beta_x = \log(10.6 X/\Delta)$
- (21) $(\beta/\beta_x)^2$, jossa $\beta = \log 10.6$
- (22) $P_E = \frac{1}{0.434} \log \left(\frac{30.2 H}{\Delta} \right)$, P_E on Einsteinin kuljetusparametri



Kuva 42. Painekorjauskerroin Y (Einstein, 1950).

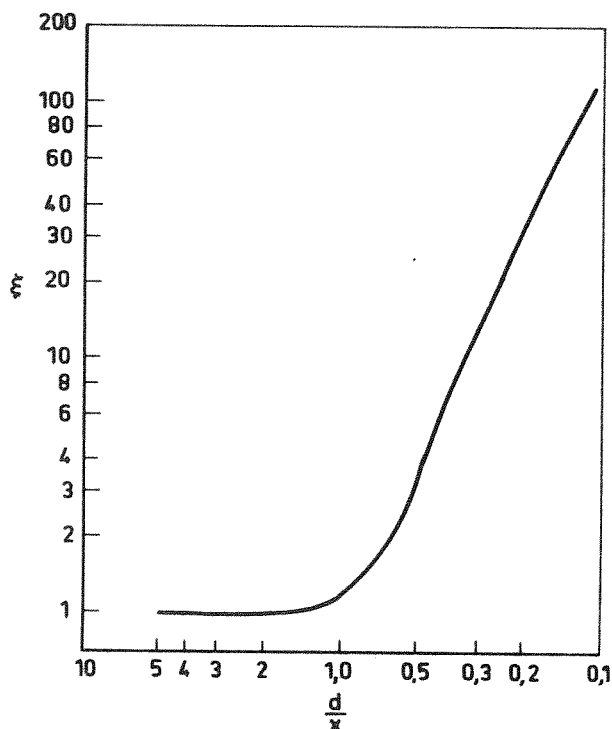


Kuva 43. Logaritmissen nopeusjakauman korjauskerroin X (Einstein, 1950).



Kuva 44. Pohjan epätasaisuuksien aiheuttama virtausvastus (Einstein et al., 1952).

Taulukossa (5) on esitetty joen kiintoainekulkeuman laskeminen Einsteinin kaavan mukaan.



Kuva 45. "Hiding factor", ξ (Einstein, 1950).

Taulukon (5) menettelyssä kiintoaines on jaettu neljään kokoluokkaan: $1,62 \cdot 10^{-3}$ mm, $1,15 \cdot 10^{-3}$ mm, $0,81 \cdot 10^{-3}$ mm ja $0,57 \cdot 10^{-3}$ mm. Jokaisessa kokoluokassa kiintoainekulkeuma on laskettu yhdeksällä eri vedenkorkeusarvolla ja kutakin vedenkorkeusarvoa vastaa tietty R_h :n arvo (sarake 3). Sarakkeessa (18) on esitetty tietyn kokoluokan kiintoainekulkeuma tietyllä vedenkorkeudella.

Joen kaikkien kokoluokkien kokonaiskulkeuma silloin, kun R_h on esimerkiksi 0,2 m saadaan seuraavasti:

1.3	kg/s	kokoluokka	$1.62 \cdot 10^{-3}$	mm
3.7	"	"	$1.15 \cdot 10^{-3}$	mm
1.9	"	"	$0.81 \cdot 10^{-3}$	mm
0.04	"	"	$0.57 \cdot 10^{-3}$	mm
<hr/>				
6.94	kg/s			

Einsteinin joen kiintoaineen kokonaiskulkeuman kaava antaa tuloksena joen pohjakulkeuman ja joen pohjalta peräisin olevan suspendoituneen kiintoaineen kulkeuman summan. Kaava ei huomioi ns. "wash-load" -kulkeumaa, jonka kiintoainehiukkaset eivät laskeudu pohjalle eivätkä näin ole edustettuina pohjänäytteissä.

Taulukko 5. Joen kokonaiskulkeuman määrittäminen Einsteinin kaavan mukaan (Einstein, 1950).

d $10^{-3} m$	ib_2 10^2	R'_h $m^{1/3}$	ψ	d/x	ξ	ψ^*	ϕ^*	i_{gs} $kg/s \cdot m$	i_{G_s} kg/s	Σi_{G_s} kg/s	A_{E-3} $\times 10^3$	Z	I_1	$-I_2$	$P_E I_1 + I_2 + 1$	$i_{st}^{G_{st}}$ $kg/s \cdot m$	$i_{st}^{G_{st}}$ kg/s	$\Sigma i_{st}^{G_{st}}$ kg/s
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
0.495	17.8	0.2	9.37	1.23	1.06	5.15	0.59	0.0123	1.159	1.159	1.021	4.22	0.052	0.47	1.14	0.014	1.3	1.3
		0.4	4.68	1.74	1.00	2.73	2.20	0.0460	4.359	4.359	0.853	2.98	0.105	0.75	1.51	0.069	6.6	6.6
		0.6	3.12	2.12	1.00	2.04	3.25	0.0679	6.463	6.463	0.756	2.44	0.150	0.99	1.80	0.122	11.6	11.6
		0.8	2.34	2.39	1.00	1.68	4.14	0.0865	8.256	8.256	0.707	2.11	0.130	1.23	2.04	0.177	16.9	16.9
		1.0	1.87	2.28	1.00	1.30	5.78	0.121	11.570	11.570	0.651	1.89	0.240	1.58	2.30	0.278	26.6	26.6
		1.2	1.56	2.19	1.00	1.07	7.50	0.157	15.065	15.065	0.603	1.72	0.295	1.82	2.74	0.429	41.2	41.2
		1.4	1.34	2.15	1.00	0.919	8.47	0.177	17.066	17.066	0.566	1.59	0.345	2.17	3.00	0.531	51.2	51.2
		1.6	1.17	2.10	1.00	0.802	10.30	0.215	20.850	20.850	0.521	1.49	0.420	2.50	3.60	0.776	75.1	75.1
		1.8	1.04	2.05	1.00	0.707	11.70	0.245	23.809	23.809	0.474	1.41	0.470	2.78	3.96	0.969	94.4	94.4
		0.351	40.2	0.2	6.64	0.869	1.30	4.47	0.92	0.0259	2.441	3.600	0.724	3.05	0.105	0.73	1.51	0.0391
0.4	3.32			1.23	1.06	2.06	3.40	0.0958	9.078	13.437	0.605	2.15	0.195	1.28	1.93	0.185	17.5	24.1
0.6	2.21			1.50	1.00	1.45	5.40	0.152	14.477	20.940	0.536	1.76	0.270	1.75	2.47	0.376	35.8	47.4
0.8	1.66			1.70	1.00	1.19	7.00	0.197	18.821	27.077	0.501	1.52	0.370	2.38	3.05	0.601	57.4	74.1
1.0	1.33			1.62	1.00	0.922	8.40	0.237	22.671	34.241	0.462	1.36	0.520	3.20	4.05	0.957	91.7	118.3
1.2	1.11			1.55	1.00	0.761	10.60	0.299	28.717	43.782	0.425	1.24	0.690	3.80	5.52	1.647	158.3	199.6
1.4	0.949			1.53	1.00	0.651	12.20	0.344	33.140	50.206	0.401	1.15	0.89	4.70	7.06	2.427	234.0	285.2
1.6	0.830			1.49	1.00	0.570	14.50	0.409	39.559	60.409	0.369	1.08	1.10	5.60	8.77	3.581	346.8	421.9
1.8	0.738			1.46	1.01	0.502	16.40	0.462	44.999	68.808	0.366	1.01	1.45	6.70	12.0	5.554	540.8	635.2
0.248	32.0			0.2	4.69	0.614	2.00	4.86	0.80	0.0107	1.308	4.608	0.511	2.18	0.183	1.24	1.92	0.021
		0.4	2.35	0.870	1.30	1.58	5.10	0.0679	6.434	19.871	0.428	1.54	0.37	2.42	3.01	0.204	19.3	43.4
		0.6	1.56	1.06	1.12	1.14	7.50	0.0999	9.508	30.448	0.379	1.26	0.68	3.70	5.42	0.541	51.5	98.9
		0.8	1.17	1.20	1.06	0.891	8.48	0.113	10.785	37.862	0.354	1.09	1.10	5.50	8.67	0.979	93.4	167.7
		1.0	0.939	1.14	1.08	0.703	11.15	0.149	14.223	48.464	0.326	0.975	1.60	7.60	12.6	1.873	179.4	297.7
		1.2	0.782	1.10	1.09	0.585	14.30	0.191	18.315	62.097	0.301	0.890	2.31	9.50	19.3	3.683	354.1	553.7
		1.4	0.670	1.08	1.11	0.510	15.70	0.209	20.171	70.377	0.283	0.824	2.95	12.20	24.5	5.118	493.5	778.7
		1.6	0.586	1.05	1.13	0.454	17.60	0.235	22.709	83.118	0.261	0.770	4.00	15.20	38.0	8.921	863.9	1285.8
		1.8	0.521	1.03	1.14	0.404	20.30	0.266	25.942	94.750	0.237	0.727	5.80	18.30	53.6	14.273	1389.9	2025.1
		0.175	5.8	0.2	3.31	0.433	5.90	10.12	0.082	0.0001	0.011	4.619	0.361	1.38	0.50	3.20	3.71	0.0004
0.4	1.66			0.614	2.00	1.94	4.95	0.0071	0.672	20.543	0.302	0.973	1.73	7.70	14.0	0.099	9.4	52.8
0.6	1.10			0.748	1.54	1.11	7.8	0.0112	1.066	31.514	0.267	0.796	4.10	13.20	36.8	0.412	39.2	138.1
0.8	0.828			0.845	1.35	0.803	9.71	0.0139	1.327	39.189	0.250	0.688	6.90	19.00	64.6	0.898	85.7	253.4
1.0	0.663			0.806	1.41	0.648	12.17	0.0174	1.667	50.131	0.230	0.616	11.0	28.00	105	1.829	175.2	472.9
1.2	0.552			0.774	1.48	0.560	14.20	0.0203	1.952	64.049	0.212	0.562	17.2	37.20	171	3.473	333.9	887.6
1.4	0.473			0.761	1.50	0.487	17.51	0.0251	2.420	72.797	0.200	0.520	21.0	48.00	207	5.193	500.7	1279.4
1.6	0.414			0.742	1.55	0.440	18.15	0.0260	2.518	85.636	0.184	0.487	27.8	58.00	281	7.300	706.9	1992.8
1.8	0.368			0.726	1.59	0.398	20.10	0.0288	2.805	97.555	0.167	0.459	35.0	73.00	356	10.244	997.6	3022.7

- (1) d on raekoko, taulukko (3).
- (2) i_p raekoon osuus pohja-aineksestä, taulukko (3).
- (3) R'_h hydraulinen säde raekoon suhteen, taulukko (4).
- (4) $\psi = \frac{\rho_s - \rho}{\rho} \frac{d}{R'_h \cdot S}$, ψ on leikkausjännityksen intensiteettiä kuvaava luku
 $\rho_s/\rho = 2.65$ on sedimentin ja veden tiheyden suhde
 $S = 0,0007$ on joen kaltevuus
- (5) $\frac{d}{x}$, x :n arvot löytyvät taulukosta (4).
- (6) ξ ("hiding factor"); $\xi = f(d/x)$, kuva (45).
- (7) $\psi^* = \xi Y (\beta^2/\rho_x^2)$ ψ , tarvittavat arvot löytyvät taulukoista (4) ja (5).
- (8) ϕ = pohjakulkeutumien intensiteettiä kuvaava luku
 $\phi^* = f(\psi^*)$, kuva (9).
- (9) $i_{gs} = i_p \phi^* \rho_s g^{1/2} d^{3/2} (\rho_s/\rho - 1)^{1/2}$
on pohjakulkeuman suuruus leveys- ja aikayksikköä kohti tietyssä raekokoluokassa
- (10) $i_{G_s} = (i_{gs})P$ on tietyn raekoon pohjakulkeuma koko poikkileikkauksen läpi. P = märkeä niiri taulukosta (4).
- (11) Σi_{G_s} on kaikkien raekokojen yhdistetty raekokulkeuma tietyllä vedenkorkeudella (R'_h luskat).
- (12) $A_E = a/H$, a on liikkuvan pohjakerroksen paksuus, yleensä $a \sim 2d$
- (13) $Z = \frac{v_{ss}}{0.4 u^*}$ on suspensiojakauman eksponentti vrt. s. 46
 v_{ss} on laskeutumisnopeus taulukosta (3).
- (14) I_1 :n arvot saadaan kuvasta (12).
- (15) I_2 :n arvot lueaan kuvasta (13).
- (16) P_E taulukosta (4) (vrt. s. 50).
- (17) $i_{st}^{G_{st}}$ on kokonaiskulkeuma (pohjakulkeuma ja suspendoitunut kiintoainekulkeuma) leveys- ja aikayksikköä kohti tietyssä kokoluokassa
 $i_{st}^{G_{st}} = i_{gs} (P_E I_1 + I_2 + 1)$ vrt. s (23).
- (18) $i_{st}^{G_{st}} = (i_{st}^{G_{st}})P$ on kokonaiskulkeuma poikkileikkauksen läpi raekokoluokassa. P = märkeä niiri.
- (19) $\Sigma i_{st}^{G_{st}}$ on kokonaiskulkeuma (kaikki kokoluokat) tietyllä vedenkorkeudella.

KIRJALLISUUS

- A.S.C.E. Task Commitee, 1963. Sediment Transportation Mechanics: pension of Sediment, Proc. Am. Soc. Civil Engrs., vol 89, no. HY5. (Ref. Hendersson, 1966).
- Australian Water Resources, 1969. Sediment Sampling in Australia, Hydrological Series 3. Canberra.
- Calles, B., 1977. Elvegårdselv och dess delta. En studie av fluvial transport och topografiska förändringar. UNGI Rapport 45. Uppsala.
- Chien, N., 1952. The efficiency of depth-integrating suspended-sediment sampling. Transactions, American Geophysical Union, vol. 33, no. 5.
- Colby, B.R., 1968. Fluvial sediments - a summary of source, transportation, and measurement of sediment discharge: U.S. Geol. Survey Bull. 1181-A.
- Ehrenberger, 1931. Direkte Geschiebemessungen an der Donau bei Wein und deren bisherige Ergebnisse: Vienna, Die Wasserwirtschaft, Issue 34. (Ref. Hubbell B.W.)
- Einstein, H.A., 1948. Determination of rates of bed-load movement: Washington, U.S. Bur. Reclamation, Federal Inter-Agency Sedimentation Conf. Proc.
- Einstein, H.A., 1950. The Bed-Load Funktion for Sediment Transportation in Open Channel Flows, U.S.Dept. Agric., Soil Conserv. Serv., T.B.no. 1026.
- Einstein, H.A. & Barbarossa, N.L., 1952. River Channel Roughness, Trans. Am. Soc. Civil Engrs., vol. 117.
- Federal Inter-Agency River Basin Commitee, 1940. Equipment used for sampling bed load and bed material, in A study of methods used in measurement and analysis of sediment loads in streams: Rept 2. (Ref. Hubbel, 1964)
- Federal Inter-Agency Sedimentation Project of the Inter-Agency Commitee on Water Resources 1941, Laboratory investigation of suspended-sediment samplers - Inter-Agency Report 5. Iowa Univ. (Ref. Guy & Norman, 1976).
- Gessler, J., 1971. Beginning and Ceasing of Sediment Motion. River Mechanics, col.1. Edited Shen, H.W. Colorado State University. U.S.A.
- Graf, H.W., 1971. Hydraulics of Sediment Transport McGraw-Hill, London.
- Guy, H.P. & Norman, V.W., 1976. Field methods for measurement of fluvial sediment. Techniques of Water-Resources Investigations of the United States Geological Survey.

- Henderson, F.M., 1966. Open Channel Flow. MacMillan Series in Civil Engineering. New York.
- Hjorth, S., 1972. Torne och Kalix älvar. Del 2 Materialtransport 1967-69. UNGI Rapport 17. Uppsala.
- Hubbell, D.W., 1964. Apparatus and Techniques for Measuring Bedload. Geological Survey Water - Supply Paper 1748.
- Inter-Agency Committee for Water Resources, 1963. A study of Methods used in Measurement and Analysis of Sediment Loads in Streams, Rept. No. 14, Minneapolis, Minnesota.
- Jarocki, W., 1963. "A study of Sediment", translated from Polish (1957), Nat. Sci. Found. and U.S. Dept. of Int., Washington, D.C. (Ref. Graf 1971).
- Jones, B.L., Hawley, N.L. & Crippen, J.R., 1972. Sediment Transport in the Western Tributaries of the Sacramento River, California. Geological Survey Water - Supply Paper 1998 - y.
- Kalinske, A.A., 1947. Movement of Sediment as Bed-Load in Rivers, Trans. Am. Geophys. Union, vol. 28, no.4.
- Lane, E.W., 1953. Program Report on Studies on the Design of Stable Channels of the Bureau of Reclamation, Proc. Am. Soc. Civil Engrs. vol. 79.
- Lane, E.W. & Borland, W.M., 1951. Measurement of bed-load sediment. Transactions American Geophysical Union. Vol. 32. No. 1.
- Nilsson, B., 1969. Development of a depth-integrating water sampler. UNGI Rapport 2. Uppsala.
- Nilsson, B., 1971. Sedimenttransport in svenska vattendrag. Ett IHD-projekt. Del. Metodik. UNGI rapport 4. Uppsala. universitetet.
- Nordin, C.F. & Mc Quivey, R.S., 1971. Suspended Load. River Mechanics. Edited Shen H.W. Fort Collins, Colorado.
- Nordin, C.F., Jr., Rathbeen, R.E., 1970. Field studies of sediment movement using fluorescent tracers: World Meteorol. Organization Symposium on Hydro-metry, Koblenz.
- Nordin, C.F. & Richardson, E.V., 1971. Instrumentation and Measuring Techniques. River Mechanics vol I. Edited Shen, H.W. Colorado State University, U. S.A.
- Novak, P., 1957. Bed load meters - Development of a new type and determination of their efficiency with the aid of scale models: Internat.

- Assoc. Hydraulic Research. 7th gen. mtg., Lisbon, 1957. Trans. v. 1. (Ref. Hubbel, 1964).
- Polyakov, B.V., 1932. Noviy tip apparata dlya izmereniya donnikh nanosev (New type of sampler for measurement of sandy bottom silt): Leningrad, Sci. Research Inst. Hydrotechnics, Trans., v. 7. Translation, Soil. Conserv. Service (Ref. Hubbel, 1964).
- Sayre, W.W., & Hubbel, D. W., 1965. Transport and dispersion of labeled bed material, North Loup River, Nebraska: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 433-C.
- Shields, A., 1936. Anwendung der Achlichkeitsmechanik und der Turbulenzforschung auf die Geschiebebewegung. Mitteilungen der Preuss. Versuchsamt für Wasserbau und Schiffbau, Berlin, no. 26. (Ref. Henderson, 1966).
- Staub, L.C., 1936. Transportation of Sediment in Suspension, Civil Eng. (Am. Soc. Civil Engrs.) vol. 6, no. 3. (Ref. Graf, 1971).
- Sundberg, Å., 1964. Euphrates Dam. sedimentation GIU, Uppsala. Stencilerad rapport.
- Yalin, M.S., 1972. Mechanics of sediment transport. Pergamon Press Oxford.
- Østrem, G., Ziegler, T., Ekman, S.R., Olsen, H., Andersson, J. E. ja Lunden, B., 1971. Slamtransportstudier i norska glaciärälvarna 1970. Forskningsrapport 12. Stockholms Universitet.