



Turun yliopiston maantieteen ja geologian laitos

Leena Laamanen

POHJANLÄHEISEN JA SYVYYSKESKIARVOTETUN
VIRTAUSRAKENTEEEN SEKÄ UOMAN MORFOLOGIAN
ALUEELLIS-AJALLINEN MUUTOS
NOUSEVAN KEVÄTTULVAN AIKANA

Maantieteen pro gradu -tutkielma

Turku 2014

Turun yliopiston laatujajestelmän mukaisesti tämän julkaisun alkuperäisyys on tarkastettu Turnitin OriginalityCheck -järjestelmällä.

TURUN YLIOPISTO

Matemaattis-luonnontieteellinen tiedekunta

Maantieteen ja geologian laitos

LAAMANEN, LEENA: Pohjanläheisen ja syvyyskeskiarvotetun virtausrakenteen sekä uoman morfologian alueellis-ajallinen muutos nousevan kevättulvan aikana

Pro gradu -tutkielma, 94 s., 2 liites.

40 op

Maantiede

Lokakuu 2014

Virtaava vesi muokkaa uomansa muotoa ja rakennetta tehokkaasti, kun taas uoman morfologia muuttaa veden virtausrakennetta. Lumien sulamisesta aiheutuvat kevättulvat kasvattavat virtaavan veden määrää ja virtausnopeutta tehostaen veden voimaa. Tulvien aikana tapahtuvien veden virtausrakenteen ja uoman pohjan morfologian muutosten ymmärtäminen mahdollistaa ympäristön olosuhteiden muutoksia ennakoivan vesirakentamisen ja jokiympäristön käytön.

Tässä tutkimuksessa mitattiin ja analysoitiin jokikaarten pohjanläheisen ja syvyyskeskiarvotetun virtausnopeuden ja -suunnan sekä uoman morfologian päivittäisiä muutoksia kevättulvan nousevassa vaiheessa. Virtausrakenteen ja uoman morfologia mitattiin päivittäin akustisella virtausprofiilimittarilla (eng. *acoustic doppler current profiler*, ADCP). Virtausmittausten sijainti mitattiin VRS-GNSS -satelliittipaikantimen avulla. Päivittäiset pohjanläheiset ja syvyyskeskiarvotetut virtausnopeudet ja -suunnat, pohjanläheinen kulutusvoima ja morfologian muutokset laskettiin alueellisesti tiheistä mittausaineistoista. Pohjanläheistä ja syvyyskeskiarvotettua virtausnopeutta ja -suuntaa sekä kulutusvoimaa ja morfologian muutosta vertailtiin. Näiden muuttujien lisäksi tarkasteltiin myös pohjan aineskuljetuksen määrän muutosta.

Virtausnopeudet muuttuivat ajallisesti seuraten virtaaman vaihteluita. Vedenpinnan noustessa nopean virtauksen ytimen kulkureitti suoristui ja se siirtyi kulkemaan jokikaarten sisäreunan särkän reunan päälle. Pohjanläheisen ja syvyyskeskiarvotetun virtauksen nopeudet muuttuivat päivittäin samanlaisesti, mutta ne erosivat toisistaan alueellisesti. Pohjanläheinen virtausnopeus oli pienempi kuin syvyyskeskiarvotettu virtausnopeus tutkitun jokikaarten ylävirran puolella ja suurempi alavirran puolella. Uoman morfologian suurimmat muutokset tapahtuivat virtaaman kasvavassa vaiheessa, jolloin myös pohjanläheiset kulutusvoimat olivat suurimmillaan.

Asiasanat: Akustinen virtausprofiilimittaus, virtausdynamiikka, morfologian muutos, hydrogeografia, fluviaaligeomorfologia

UNIVERSITY OF TURKU
Faculty of Mathematics and Natural Sciences
Department of Geography and Geology

LAAMANEN, LEENA: Spatio-temporal changes in near-bed and depth-averaged flow structure and bed morphology during a rising stage of a spring flood

Master's Thesis, 94 pp., 2 app.

40 ECTS

Geography

October 2014

While flowing river water effectively alters stream bed form and structure, bed morphology also influences the flow structure. Spring floods caused by snow melt substantially increase the discharge and velocity of flowing water, which is reflected in increased stream power. Understanding the changes in the flow structure and morphology during floods aids anticipating environmental change in river systems and improving hydrologic engineering practices along rivers with large shifts in stream flow.

Changes in near-bed and depth-averaged flow velocity and direction were measured and compared with changes in stream power and bed morphology daily during the rising stage of a spring flood along one meander bend of the Pulmanki River in Northern Finland. Flow structure and bed morphology were measured with an Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP). The locations of flow measurements were measured with VRS-GNSS satellite positioning system. Daily near-bed and depth-averaged flow velocity and direction, near-bed stream power and morphological changes were measured to provide a spatially dense dataset. This allowed near-bed and depth-averaged flow velocity and direction to be compared as near-bed stream power and morphological changes were assessed for correlations. The changes in the bed load transport rate were also studied.

Temporally, changes in flow velocity followed the changes in the discharge. Throughout the rising stage of the flood, the trajectory of the high velocity core straightened as it approached the inner bank and flowed over the point bar edge. While daily changes in near-bed and depth-averaged flow velocity were similar to each other, they differed spatially. Downstream of the point bar, near-bed flow velocity was faster than depth-averaged flow, but this relationship was reversed upstream of the point bar. Morphological changes were greatest while the discharge was increasing, at which point the near bed stream power was also at its peak.

Keywords: Acoustic Doppler Current Profiler, flow dynamics, morphological change, hydrogeography, fluvial geomorphology

Sisällysluettelo

1 Johdanto	7
2 Tutkimuksen tausta ja teoria.....	11
2.1 Virtausdynamiikka.....	11
2.1.1 Avoimen uoman virtaus.....	11
2.1.2 Virtaus meanderikaarteessa	14
2.1.3 Meanderikaarteen virtausrakenteen muutos tulvan aikana	19
2.1.4 Virtaava vesi uoman muokkaajana	21
2.2 Morfologia.....	24
2.2.1 Jokuoman morfologia	24
2.2.2 Meanderikaarteen morfologia.....	25
2.2.3 Meanderikaarteen morfologian muutos tulvan aikana	28
2.3 Fluviaaligeomorfologisten mittausmenetelmien kehitys	29
2.3.1 Meanderikaarteen virtausrakenteen mittaus.....	29
2.4.2 Syvyysmittaus	34
3 Tutkimusalue.....	35
4 Aineistot ja menetelmät.....	38
4.1 Kenttämittaukset	38
4.1.1 Akustinen virtausprofiilimittaus.....	38
4.1.1.1 Vesipatsaan virtausnopeus ja -suunta.....	38
4.1.1.2 Uoman syvyys.....	42
4.1.1.3 Virtaaman vaihtelut.....	42
4.1.1.4 Tarkkuus ja virhelähteet.....	43
4.1.2 Tarkka satelliittipaikannus.....	43
4.1.2.1 Liikkuva mittaus.....	43
4.1.2.2 Staattinen mittaus.....	43
4.1.3 Vedenkorkeus	44
4.1.3.1 Vedensyvyys.....	44
4.1.3.2 Vedenkorkeus.....	45
4.1.3.3 Tarkkuusarviointi	46
4.1.4 Sedimenttinäytteet.....	47
4.1.4.1 Helley-Smith.....	47
4.1.4.2 Virhearviointi.....	47

4.2 Jälkikäsittely ja analysointi.....	48
4.2.1 Aineistojen jälkikäsittely ja yhdistäminen.....	48
4.2.1.1 Akustisten virtausprofiilimittausten jälkikäsittely.....	48
4.2.1.2 VRS-GNSS -pisteiden jälkikäsittely.....	50
4.2.1.3 Teoreettisen vedenpinnan laskeminen	51
4.2.1.4 Sedimenttinäytteiden käsitteleminen ja analysointi	52
4.2.2 Muuttujien laskeminen ja analysointi.....	53
4.2.2.1 Virtausnopeus ja -suunta.....	53
4.2.2.2 Veden syvyys	54
4.2.2.3 Kulutusvoima	55
4.2.2.4 Uoman pohjan muutos.....	56
5 Tulokset.....	57
5.1 Virtausnopeuden muutos	57
5.1.1 Pohjanläheinen virtausnopeus	57
5.1.2 Syvyyskeskiarvotettu virtausnopeus.....	60
5.2 Virtaussuunnan muutos	63
5.3 Pohjanläheisen ja syvyyskeskiarvotetun virtausrakenteen ero	66
5.3.1 Virtausnopeudet	66
5.3.2 Virtaussuunnat.....	69
5.4 Kulutusvoima.....	71
5.5 Uoman morfologian muutos	73
5.6 Pohjakuljetus.....	77
5.7 Uoman muutos suhteessa kulutusvoimiin.....	78
6 Tulosten tarkastelu ja pohdinta	80
6.1 Virtausrakenteen muutos nousevan tulvan aikana	80
6.2 Virtaava vesi uoman morfologian muuttajana.....	81
6.3 Liikkuva ADCP virtausrakenteen mittaamisessa	85
7 Johtopäätökset.....	86
Kiitokset	88
Kirjallisuus	89
Liitteet	95

1 Johdanto

Joen virtausrakenteen ja uoman pohjan muuttumisen ymmärtäminen on tärkeää suunniteltaessa vesirakentamista ja jokiympäristön käyttöä, kunnostettaessa kalojen habitaatteja (Shields & Rigby 2005; Koljonen ym. 2012) ja jokiympäristöä, sekä sopeuduttaessa ilmastonmuutoksen aiheuttamiin olosuhteiden muutoksiin (Lotsari ym. 2010). Fluviaaligeomorfologiassa tutkitaan virtaavan veden ja sen muokkaamien maan pinnanmuotojen välistä vuorovaikutusta ja prosesseja. Siitä saatavia tietoja voidaan hyödyntää mallinnettaessa ja ennakoitaessa jokidynamiikan muuttumista ihmisen aiheuttaman ympäristönmuutoksen osalta, sekä analysoitaessa miten jokidynamiikan muuttuminen vaikuttaa kalahabitaatteihin ja yhdyskuntien infrastruktuuriin.

Virtaava vesi kuluttaa, kuljettaa ja kasaa sedimenttiainesta, minkä takia jokien muoto muuttuu jatkuvasti. Muoto riippuu pääasiassa sekä uoman vesimäärästä että sedimenttiaineksen määrästä ja laadusta (Charlton 2008: 117). Paikallisesti uoman muotoa ja sen muutosta ohjaavat eri komponentit kuten uoman leveys, syvyys, kaltevuus ja veden virtausnopeus (Leopold & Wolman 1957). Uoman pohjan topografia vaikuttaa virtauksen rakenteeseen (Dietrich & Smith 1983) ja kulkureittiin (Blanckaert 2010), mikä taas vaikuttaa uoman muotoon. Virtaavan veden vaikutusta uoman pohjaan voidaan tutkia erilaisten virtausvoimien avulla. Pohjan kitka vaikuttaa veden virtaukseen ja veden virtauksen aiheuttama voima vaikuttaa uoman pohjaan ja sen muutoksiin. Virtaavan veden kulutusvoima (eng. *stream power*) on yhteydessä eroosioon ja veden kuljettaman sedimentin määrään.

Uoman pohja ja reunat aiheuttavat kitkaa veden virtausta vastaan, jolloin veden virtausrakenne muuttuu. Uoman pohjan morfologiset ominaisuudet ohjaavat virtausrakennetta, mutta myös virtaus muuttaa uoman morfologiaa. Meandroivan joen virtausrakenne on kiertynyt (eng. *helicoidal*), sillä joen kaartumisen takia nopeasti virtaaviin pintavirtauksiin kohdistuu suurempi keskipakoisvoima kuin hitaampiin pohjavirtauksiin (Leopold & Wolman 1960). Tästä ja veden kaartuvasta liikeradasta johtuen meanderikaarten vedenpinta kallistuu kohti ulkokaarretta, ollen ulkokaarteessa korkeammalla (Leopold & Wolman 1960). Vedenpinnan kallistuminen lisää osaltaan virtausrakenteen kierteisyyttä. Joen virtausnopeudet muuttuvat virtaaman vaihteluiden mukaan. Näin tapahtuu esimerkiksi lumensulamisesta aiheutuvan kevättulvan aikana tai kovan ja pitkäkestoisen rankkasateen jälkeen. Meandroivan joen virtausnopeudet ja niiden alueellinen jakautuminen riippuvat uoman vesimäärästä ja pohjan morfologiasta. Normaalisissa tilanteissa nopean virtauksen ydin (eng. *high velocity core*) virtaa meanderin yläjuoksulla

sisäkaarten puolella ja alajuoksulla ulkokaarten lähellä (Leopold & Wolman 1960). Tulvan aikana vedenpinta nousee ja joki voi peittää sisäkaarten särkän, jolloin nopean virtauksen ydin sijaitsee kaarten sisäreunassa ja se oikaisee koko särkän yli kuluttaen särkän yläosaan kouruja (Dietrich ym. 1979; Kasvi ym. 2013b).

Meanderikaarteiden virtausnopeuden ja -suunnan luonnetta ja vaihteluita on tutkittu paljon jo 1960–1980-luvulla (esim. Leopold & Wolman 1960; Bridge & Jarvis 1976; Bathurst ym. 1979; Dietrich ym. 1979; Dietrich & Smith 1983). Suurin osa virtausmittauksista (Leopold & Wolman 1960; Bridge & Jarvis 1976; Dietrich & Smith 1983) tehtiin siivikolla, joka mittaa veden virtausnopeuden laitteen mekaanisen propellin pyörimiskierrosten avulla tai sähkömagneettisella virtausmittarilla (Bathurst ym. 1979; Thorne & Hey 1979; Dietrich ym. 1979), joka perustui virtaavan veden aiheuttamaan jännitteen muutokseen. Vanhempien virtausmittausten tarkkuudet eivät kuitenkaan ole alueellisesti ja ajallisesti vertailukelvollisia nykyisten mittausten menetelmien kanssa (Kasvi ym. 2013b). Nykyisin meanderikaarteiden virtausrakennetta tutkitaan dopplerin ilmiöön perustuvilla mittausrakenteilla: akustisella virtausmittarilla (esim. Ferguson ym. 2003; Termini & Piraino 2011; David ym. 2013) ja akustisella virtausprofiilimittarilla (esim. Riley & Rhoads 2012; Kasvi ym. 2013b; Lotsari ym. 2014). Laite lähettää vakiotaajuudella signaalia ja vastaanottaa vedessä olevista partikkeleista takaisin heijastuvia signaaleja. Signaalin taajuuden muutoksen ja sen kulkeman matka-ajan perusteella laite laskee veden virtausnopeuden ja suunnan vesipatsaan eri syvyyksillä (Gordon 1996).

Meanderikaarteiden virtauksien alueellisuutta tutkitaan nykyään tarkoilla akustisilla mittausrakenteilla joko luonnollisissa uomissa tai vesikouruissa laboratorioissa. Osa tutkijoista on keskittynyt meanderikaarten virtausolosuhteiden tutkimiseen joen poikkileikkauksissa stabiileissa olosuhteissa (esim. Ferguson ym. 2003; Blanckaert 2011; Termini & Piraino 2011; Ottevanger ym. 2012). Tällöin poikkileikkaukset kattavat koko vesipatsaan syvyyden virtausolosuhteet, mutta niiden interpoloiminen koko uoman alueelle on haastavaa poikkileikkausten suurten välien ja virtausten kolmiulotteisuuden takia. Poikkileikkauksiin kytkeytymätön alueellinen virtaustutkimus on yleistynyt vasta viime vuosina (Dinehart & Burau 2005; Rennie 2008; Rennie & Church 2010; Guerrero & Lamberti 2011; Lotsari ym. 2014), joskin näissä tutkitaan yleisesti syvyysskeskiarvotettua virtausrakennetta. Ajallisesti virtausrakenteen muutosta tutkitaan yleisesti ennen ja jälkeen tulvan (Wright & Kaplinski 2011; Kasvi ym. 2013b), jolloin tulvan aikainen yksityiskohtainen muutos on jäänyt vähälle huomiolle.

Meandroivan uoman alueellisia ja ajallisia muutoksia on tutkittu myös lähinnä poikkileikkauksittain (Bridge & Jarvis 1982; Kiss & Sipos 2007) tai ennen ja jälkeen tulvan (Frothingham & Rhoads 2003; Kasvi ym. 2013a, 2013b; Lotsari ym. 2014). Tulvan aikaisia morfologisia muutoksia on tutkittu vain jokiuomien poikkileikkauksissa (Bridge & Jarvis 1982; Kiss & Sipos 2007). Alueellisesti intensiivisiä tulvan aikana tapahtuvia virtausrakenteen ja morfologian muutostutkimuksia ei ole tehty aiemmin, vaan tutkimukset ovat keskittyneet pienten alueiden tarkkoihin pienipiirteisempiin muutoksiin.

Veden alueellista virtausrakennetta ja syvyyttä on ollut vaikea tutkia kattavasti ja tehokkaasti tarkassa sijainnissa, joskin nykyisin se on mahdollista tarkan sijainnin määrittelevien GPS-laitteiden ansiosta. Kun tarkka GPS-vastaanotin ja akustinen virtausprofiilimittari yhdistetään kauko-ohjattavaan veneeseen, saadaan virtausrakenne ja veden syvyysolosuhteet paikannettua erittäin tarkasti (Flener ym. 2013; Laamanen ym. 2014), mikä on edellytys ajallisten muutosten tutkimisessa. Vaikka virtausten mittaustekniikat ovat kehittyneet paljon, ei jokien virtauksia ole juurikaan tutkittu ajallisesti tiheillä mittaussiväillä tai eri syvyyksillä (Kasvi ym. 2013b).

Tässä tutkimuksessa käytetään uutta alueellisesti ja ajallisesti tarkkaa mittaamenetelmää tulvan nousevan vaiheen virtausrakenteen ja morfologian muutosten analysoimisessa. Näistä ensimmäistä tarkastellaan mittaustekniikan mahdollistamana pohjanläheisen ja syvyyskeskiarvotetun virtauksen osalta.

Tutkimuksen päätavoite on selvittää alueellisesti ja ajallisesti erittäin tarkasti meanderikaarten pohjanläheisten ja syvyyskeskiarvotettujen virtausnopeuksien ja -suuntien, virtausvoimien sekä uoman morfologian muutokset tulvan nousevassa vaiheessa yhdeksän päivän mittausjakson aikana. Tutkimuksen tutkimuskysymykset ovat:

- 1. Miten pohjanläheisen ja syvyyskeskiarvotetun virtauksen nopeus ja suunta muuttuvat tulvan aikana?*
- 2. Miten uoman pohjan morfologia muuttuu intensiivisen mittausjakson aikana?*
- 3. Vaikuttavatko virtausvoimat suoraan uoman morfologian muutokseen?*

Näihin vastataan yksityiskohtaisempien tavoitteiden avulla (Kuva 1).

Päätavoite

Tutkia **ainutlaatuisella mittaus- ja analysointimenetelmällä** meanderikaarteen pohjanläheisten ja syvyyskeskiarvotettujen **virtausnopeuksien ja -suuntien, virtausvoimien sekä uoman morfologian alueellisia ja ajallisia muutoksia erittäin tarkasti ja tiheästi** nousevan tulvan aikana.

Tutkimuskysymykset

1. Miten pohjanläheisen ja syvyyskeskiarvotetun virtauksen nopeus ja suunta muuttuvat tulvan aikana?
2. Miten uoman morfologia muuttuu intensiivisen mittausjakson aikana?
3. Vaikuttavatko virtausvoimat suoraan uoman morfologian muutokseen?

Yksityiskohtaiset tavoitteet

- 1a. Pohjanläheisten ja syvyyskeskiarvotettujen virtausnopeuksien ja -suuntien mittaaminen.
- 1b. Virtausnopeuksien ja -suuntien muutosten analysoiminen päivien välillä.
- 1c. Pohjanläheisten ja syvyyskeskiarvotettujen rakenteiden muutosten vertaileminen.
- 2a. Uoman pohjan morfologian mittaaminen alueellisesti tarkasti ja ajallisesti tiheästi päivittäin.
- 2b. Uoman morfologian päivittäis- ja kokonaisuutoksen mallintaminen.
- 2c. Uoman pohjakuljetuksen määrän ja raekoon mittaaminen.
- 3a. Pohjanläheisten virtausten kulutusvoimien laskeminen.
- 3b. Selvittää pohjakuljetuksen määrän muuttuminen tutkimusjakson aikana.
- 3c. Kulutusvoimien ja uoman morfologian muutosten vertaileminen.

Menetelmät

- KENTTÄMITTAUKSET** (luku 4.1)
tarkka sijainti (**VRS-GNSS**), virtausnopeus ja -suunta sekä veden syvyys (kauko-ohjattava **ADCP**), vedenpinnan kaltevuus (Levelogger), pohjakuljetus (Helley-Smith)
- JÄLKIKÄSITTELY JA ANALYSOINTI** (luku 4.2)
alueellisesti erittäin tarkat virtausnopeudet ja -suunnat, **ajallisesti tiheät** korkeusmallien muutokset, pohjanläheisten virtausvoimien **alueellinen muutos**, pohjakuljetuksen **ajallinen muuttuminen**

Tulokset

- 1a. Pohjanläheisten ja syvyyskeskiarvotettujen virtausnopeuksien ja -suuntien muutokset luvut 5.1 ja 5.2)
- 1b. Pohjanläheisten ja syvyyskeskiarvotettujen virtausrakenteiden erot (luku 5.3)
- 2a. Uoman morfologian alueellinen muutos mittauspäivien välillä (luku 5.5)
- 2b. Pohjakuljetuksen määrän ajallinen muuttuminen (luku 5.6)
- 3a. Pohjanläheisten virtausten kulutusvoimat ja niiden muutos (luku 5.4)
- 3b. Kulutusvoimien vaikutus uoman morfologian muutokseen (luku 5.7)

Kuva 1. Tutkimuksen päätavoitteet, tutkimuskysymykset, yksityiskohtaiset tavoitteet, mittaus- ja analysointimenetelmät sekä tulokset.

2 Tutkimuksen tausta ja teoria

2.1 Virtausdynamiikka

2.1.1 Avoimen uoman virtaus

Avoimessa jokiuomassa virtaavan veden liikkumiseen vaikuttaa kaksi voimaa: painovoima ja kitka (Knighton 1998: 98) ja uoman fysikaaliset ominaisuudet. Vesi virtaa alavirtaan painovoiman ja uoman kaltevuuden vaikutuksesta, mutta virtausta hidastaa uoman pohjan sekä reunojen materiaalin aiheuttama kitkavoima (Knighton 1998: 96). Virtaavan veden kyky kuluttaa ja kuljettaa materiaalia mukanaan riippuu näiden kahden voiman välisestä suhteesta.

Veden virtaus avoimessa uomassa voidaan luokitella yleisesti neljään eri tyyppiin (Taulukko 1).

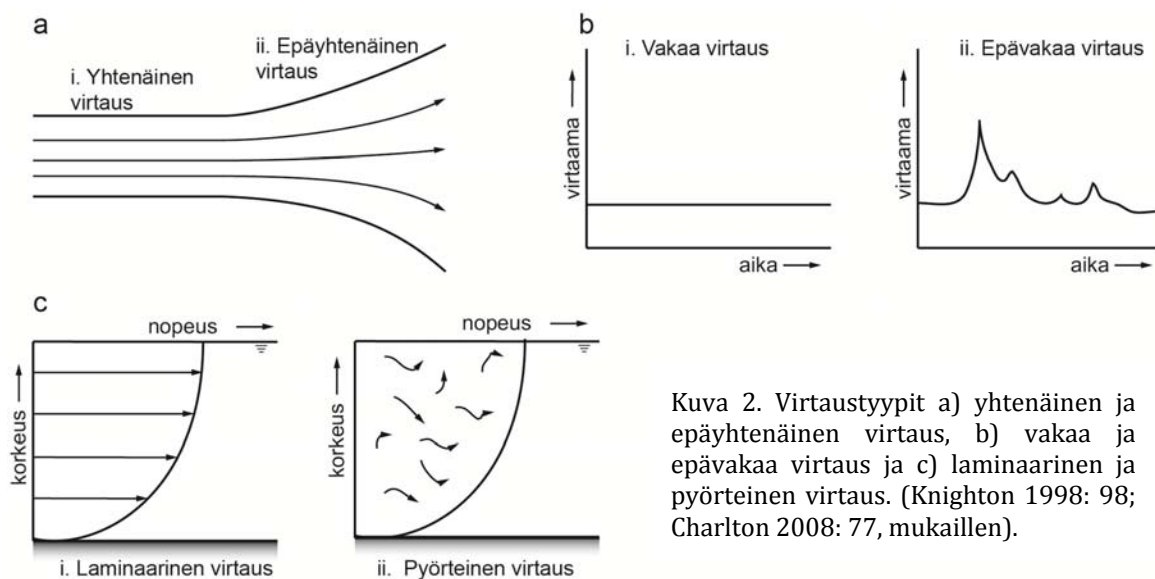
Taulukko 1. Avoimen uoman virtaustyyppit (Knighton 1998: 97, mukailen)

Virtaustyyppi	Virtauksen ominaisuus
Yhtenäinen/epäyhtenäinen	Paikassa tasainen/muuttuva nopeus
Vakaa/epävakaa	Ajassa tasainen/muuttuva nopeus
Laminaarinen/pyörteinen	Rinnakkaisesti yhdensuuntainen/sisäisesti sekoittuva virtaus
Verkasvirtaus/kiitovirtaus	Virtaus voi edetä vastavirtaan/ei voi edetä vastavirtaan

Virtausluokittelun ensimmäiset ominaisuudet ovat paikan ja ajan suhteen pysyvyys tai muuttuvuus. Virtaus on yhtenäinen (eng. *uniform*) tai epäyhtenäinen (eng. *non-uniform*) riippuen muuttuuko virtausnopeus tietyssä paikassa (Kuva 2a). Yhtenäinen, paikassa muuttumaton virtaus on mahdollista vain, kun painovoima ja kitka ovat tasapainossa (Knighton 1998: 96). Epäyhtenäinen virtaus voi muuttua asteittain (Kuva 2aii) tai nopeasti uoman leveyden tai syvyyden muuttuessa (Charlton 2008: 77).

Vakaa (eng. *steady*) virtaus ei muutu tietyssä paikassa ajan suhteen, kun taas epävakaa (eng. *unsteady*) virtaus muuttuu ajan suhteen (Kuva 2b, Knighton 1998: 96). Esimerkki epävakaasta virtauksesta on kevättulvan aiheuttama uoman vesimäärän ja virtausnopeuksien, eli virtaaman kasvaminen. Suurin osa virtausteoriasta perustuu oletukseen että virtaus on yhtenäinen (Charlton 2008: 77) ja yksinkertaiset matemaattiset mallit oletukseen, että virtaus on yhtenäinen ja vakaa (Knighton 1998: 96). Nämä olosuhteet eivät kuitenkaan

toteudu luonnon joissa vaan avoimen uoman virtausolosuhteet ovat yleensä sekä ajassa että paikassa muuttuvia.



Kuva 2. Virtaustyyppit a) yhtenäinen ja epäyhtenäinen virtaus, b) vakaa ja epävakaava virtaus ja c) laminaarinen ja pyörteinen virtaus. (Knighton 1998: 98; Charlton 2008: 77, mukaillen).

Virtauksen etenemistä kuvataan kahdella luokitteluparilla laminaarinen–pyörteinen (Kuva 2c) sekä rauhallinen–nopea. Laminaarisessa (eng. *laminar*) virtauksessa vesi virtaa tiettyä liikerataa, jossa vesikerrokset eivät sekoitu keskenään. Uoman pohja hidastaa alimman vesikerroksen liikettä, jolloin ylemmät vesikerrokset liikkuvat nopeammin kuin alemmat. Suurilla virtausnopeuksilla virtaus muuttuu pyörteiseksi (eng. *turbulent*), jolloin veden virtauksen liikerata on epätasainen ja vesikerrokset sekoittuvat mihin suuntaan tahansa (Charlton 2008: 81). Laminaarinen ja turbulenti virtaus määritellään usein Reynoldsin luvun (eng. *Reynolds number*) avulla. Yksikötön luku määritellään virtauksen inertiaivoimien (virtausnopeuden, hydraulisen säteen ja tiheyden) ja molekulaarisen viskositeetin välisenä suhteena (Knighton 1998: 97). Virtaus on laminaarinen, jos Reynoldsin luku on alle 500 ja turbulenti jos se on yli 2500. Näiden lukujen välissä on vaihettumisalue, jossa virtaus on epävakaava, muttei täysin laminaarinen tai turbulenti. Luonnon joissa myös uoman suunnan muutos ja luonnolliset esteet aiheuttavat turbulenssia ja pyörteisyyttä. Tällöin esteen läheiset vesikerrokset eroavat (eng. *flow separation*) muiden vesikerroksien liikeradasta, jolloin esteen alavirran puolelle syntyy takaisinvirtauspyörre (eng. *recirculation eddy*), tai tutummin akanvirta (Charlton 2008: 81).

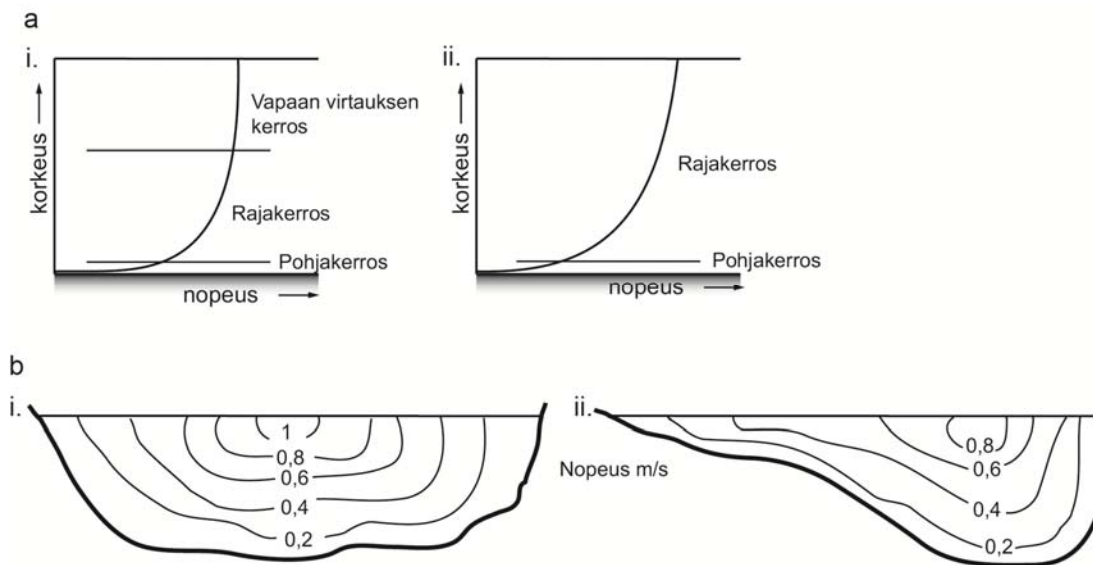
Verkasvirtaus (eng. *subcritical*) ja kiitovirtaus (eng. *supercritical*) määritellään Frouden luvun, eli inertian (kappaleen kyky vastustaa liiketilän muutosta) ja putoamiskiihtyvyyden välisenä suhteena. Virtaus on verkkas, kun painovoima vaikuttaa virtaukseen enemmän kuin inertia. Kiitovirtauksessa veden inertiaivoimat vaikuttavat enemmän kuin painovoima, jolloin vesi virtaa nopeasti ja tehokkaasti uomassa. Kiitovirtaus on tosin melko harvinainen, sillä

se vaatii jyrkähkön kaltevuuden. Virtaus voi muuttua verkkavirtauksesta kiitovirtaukseen esimerkiksi äkisti jyrkkenevän uoman kaltevuuden takia (Charlton 2008: 80). Tällöin virtausnopeus kasvaa ja syvyys pienenee kaltevuuden muutoskohdassa, aiheuttaen hydraulisen pudotuksen (eng. *hydraulic drop*). Kiitovirtauksen muuttuessa takaisin verkkavirtaukseen aiheuttaa hydraulisen nousun (eng. *hydraulic jump*), jossa kaltevuuden pientymisen takia nopeus pienenee ja syvyys kasvaa (Charlton 2008: 81).

Virtauksen ominaisuuksista nopeus on herkin ja epävakain, koska se riippuu monesta eri tekijästä (Knighton 1998: 99). Nopeus vaihtelee neljässä eri ulottuvuudessa (Knighton 1998: 100–101; Charlton 2008: 71–76):

- 1) Etäisyytenä uoman pohjasta, jossa pohjan läheisimmässä kerroksessa virtausnopeus on nolla, mutta kasvaa pystysuoran etäisyyden kasvaessa. Virtausnopeus kasvaa rajakerroksessa, jossa uoman pohjan kitka vaikuttaa virtauksen kulkuun. Tämän kerroksen yläpuolella pohjan kitka ei enää vaikuta, jolloin vesi virtaa vapaasti (Kuva 3ai). Matalassa vedessä pohjan kitka vaikuttaa koko profiilin virtaukseen (Kuva 3aai).
- 2) Uoman poikkileikkauksessa, jossa uoman reunat hidastavat veden virtausta. Tällöin virtausnopeus kasvaa poikkileikkauksen keskipistettä kohti (Kuva 3bi). Poikkileikkauksen nopeimman virtauksen jakautuminen riippuu uoman muodosta ja suuntauksesta, jolloin esimerkiksi joen kaarteissa poikkileikkauksen virtausnopeudet jakautuvat epäsymmetrisesti (Kuva 3bii).
- 3) Alavirran suuntaan, kun jokiuoman pohjan sedimentin karkeus ja uoman vastus pienenee alajuoksulla sekä virtaavan veden hydraulinen tehokkuus kasvaa. Tämän takia virtausnopeus ei pienene ja se voi kasvaa hieman suhteessa yläjuoksun olosuhteisiin.
- 4) Ajassa, johtuen pyörteisyyden aiheuttamasta nopeasta vaihtelusta. Hetkittäisten vaihteluiden lisäksi virtausnopeus muuttuu eri aikaväleillä päivien, viikkojen, kuukausien ja vuosien välillä virtaaman vaihteluiden mukana.

Edellä kuvatut virtausnopeuden vaihtelut riippuvat mittakaavasta. Vaihtelut tapahtuvat sekä yhdessä pisteessä (1), osa-alueella (2) että koko jokiuomaverkoston alueella (3). Hydrologisten prosessien mittakaavatasojen välillä ei ole yleismaailmallista yhteyttä, vaan mittakaavatasoja tulee tarkastella kokonaisuuksina tai osa-alueina (Blöschl 2001). Mittakaavatarkastelu toimii molempiin suuntiin: yhden pisteen virtausominaisuudet sisältyvät koko jokiuoman virtausolosuhteisiin ja koko jokiuoman virtausolosuhteiden osana on yhden pisteeseen olosuhteet.



Kuva 3. Virtausnopeuden jakautuminen a) etäisyytenä pohjasta i) syvässä poikkileikkauksessa pohja ei vaikuta pinnan virtaukseen ii) matalassa profiilissa pohjan kitka vaikuttaa virtaukseen veden pintaan asti, b) uoman poikkileikkauksessa i) ideaaliuomassa ii) luonnollisen jokiuoman jokikaarteessa (Knighton 1998; Charlton 2008, mukailien)

Alueellisen mittakaavan lisäksi virtaus muuttuu myös ajallisesti (4). Valuma-alueen vesimäärän lisääntyessä uoman vesimäärä ja virtaama kasvaa. Jokiuomilla on niiden valuma-alueen ominaisuuksiin liittyvä tyypillinen hydrologinen vasteaika, joka vaikuttaa virtaaman ajallisiin muutoksiin. Kaikilla joilla on myös niille tyypilliset vuodenaikaiset virtausolosuhteet, jotka kuvastavat sadannan ja haihdunnan vuodenaikaisvaihtelua (Charlton 2008: 27). Vuodenaikaisvaihtelut riippuvat pääosin sijainnista ja ilmasto-olosuhteista. Näiden vuotuisten vaihteluiden lisäksi ajalliseen vaihteluun vaikuttavat meteorologiset ilmiöt, kuten sadekuurot (Charlton 2008: 26). Suomessa virtausolosuhteiden ajallisia muutoksia aiheuttaa pääasiassa keväinen lumien sulaminen (Kaatra ym. 2006). Laakeilla rannikkoalueilla virtausolosuhteita muuttavat myös runsaat sateet ja Keski-Suomessa peräkkäiset sateiset vuodet, kun järvien vedenvarastoimiskyky ylittyy. Pohjois-Suomessa lumien sulamisvedet ovat pääasiallinen virtausolosuhteita muuttava tekijä.

2.1.2 Virtaus meanderikaarteessa

Jokiuoman kaartuessa veden liikerata kaareutuu ja virtauksen rakenne muuttuu (Kuva 4). Kaarevan liikeradan lisäksi myös uoman pohjan muodot vaikuttavat virtauksen muuttumiseen (Dietrich ym. 1979; Blanckaert 2010). Menderikaarten tarkempi virtausrakenne koostuu kolmesta pääominaisuudesta (Knighton 1998: 217):

1. Vedenpinnan kallistuminen kohti ulkokaarretta

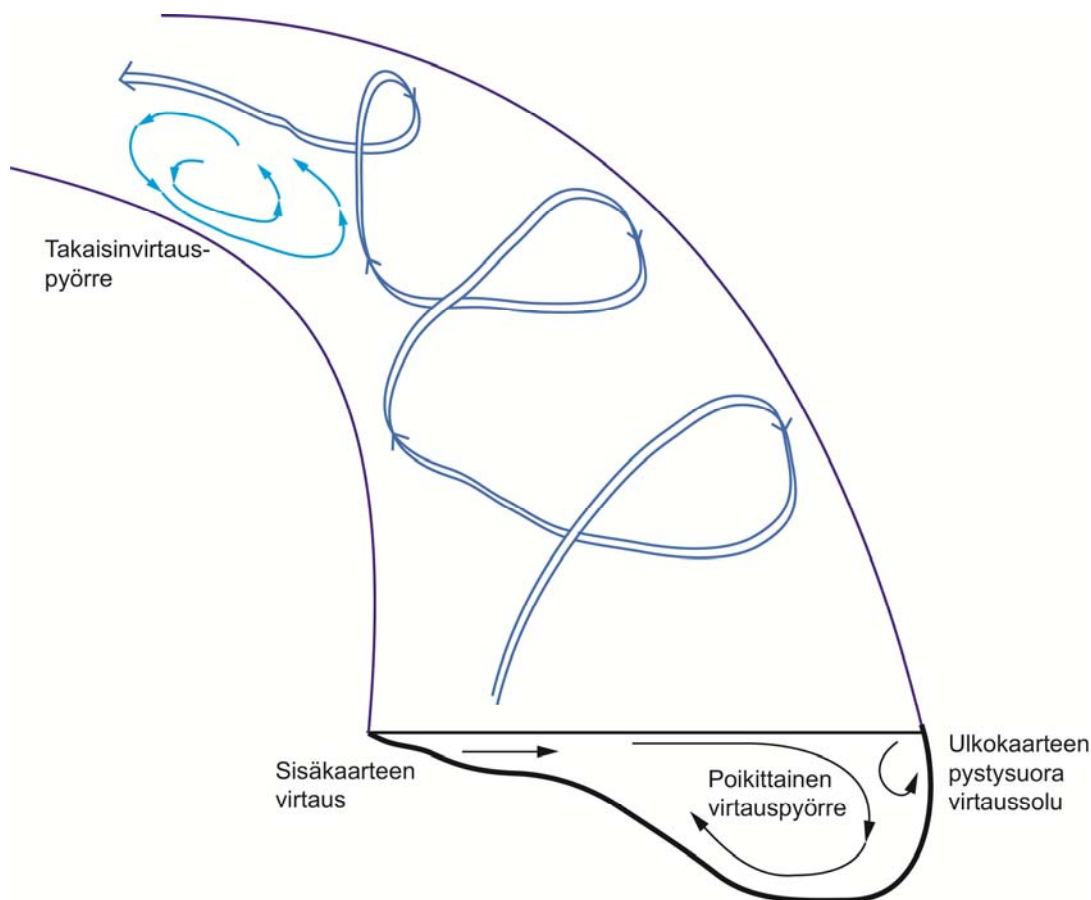
2. Poikittainen virtaus, jossa vesi virtaa pinnalla kohti ulkokaarretta ja pohjalla kohti sisäkaarretta.
3. Nopean virtauksen ydin, joka sijaitsee meanderin yläjuoksulla sisäkaarteessa ja kaarteeseen alajuoksulla ulkokaarteeseen puolella.

Jokiuoman kaartuessa vedenpinta kallistuu veden liikeradan kaartumisen ja veteen kohdistuvien keskipakoisvoimien vaikutuksesta (Leopold & Wolman 1960). Veden liikeradan kaartumisen takia nopeasti virtaaviin pintavirtauksiin kohdistuva keskipakoisvoima (eng. *centrifugal acceleration*) on suurempi kuin liikkeen keskihakuisvoima (eng. *centripetal acceleration*), jolloin virtaus suuntautuu kohti ulkokaarretta. Tämän ja kaartuvan liikeradan takia meanderikaarteeseen vedenpinta kallistuu ollen ulkokaarteessa korkeammalla (Leopold & Wolman 1960; Dietrich & Smith 1983; Dietrich ym. 1979). Vedenpinnan kaltevuuden takia veden painegradientti kallistuu kohti ulkokaarretta (Dietrich ym. 1979), jolloin veden virtausrakenne muuttuu.

Meanderikaarteeseen virtausrakenne kiertyy veden liikeradan kaareutumisen ja vedenpinnan kallistumisen takia. Poikittainen painegradientti pakottaa pohjavirtaukset virtaamaan kohti sisäkaarretta (Dietrich ym. 1979), kun taas suuren keskipakoisvoiman vaikutuksesta pintavirtaukset suuntautuvat kohti ulkokaarretta (Leopold & Wolman 1960). Tämä kiertyminen esiintyy spiraalimaisena (eng. *helix*), jonka komponentit voidaan jakaa primaarivirtaukseen (eng. *primary flow*), eli uoman suuntaiseen ja sekundaariseen (eng. *secondary flow*), eli poikittaiseen virtaukseen. Vaikka meanderikaarteeseen virtausrakenne on kiertynyt, ei yksikään vesipartikkeli kulje uoman poikki (Leopold & Wolman 1960) vaan veden virtauksen nettosuunta on aina alavirtaan päin. Kiertyneisyys pienenee nopeasti uoman levetessä meanderikaarteeseen jälkeen (Frothingham & Rhoads 2003).

Primaarivirtauksen alueellista jakautumista kuvataan yleisesti uoman suuntaisen virtausnopeuden jakautumisella meanderikaarteeseen eri osissa. Matalalla virtaamalla nopean virtauksen ydin kulkee uoman ulkoreunan syvimmän alueen (eng. *thalweg*) kohdalla (Bridge & Jarvis 1976) tai meanderin yläjuoksulla lähellä sisäkaarretta ja alajuoksulle virratessa se siirtyy ulkokaarteeseen puolelle (Leopold & Wolman 1960; Hooke 1975; Dietrich ym. 1979; Bridge & Jarvis 1982; Frothingham & Rhoads 2003), kun kaarteeseen sisäreunan madaltuminen pakottaa sen siirtymään kohti ulkoreunaa (Dietrich & Smith 1983). Nopean virtauksen ytimen syvyys myös vaihtelee sen ollessa yleensä pinnalla, mutta olosuhteista riippuen myös pinnan alla (Ferguson ym. 2003; Frothingham & Rhoads 2003). Meanderikaarteeseen suurimmat virtausnopeudet ovat yleensä kaarteeseen kärjen (eng. *apex/axis*) alavirran puolella ulkokaarteessa (Leopold & Wolman 1960; Frothingham & Rhoads

2003) ja virtausnopeudet pienentyvät tehokkaasti nopean virtauksen ytimen ulkopuolella (Dietrich ym. 1979) uoman kaareutuvuudesta ja morfologiasta riippuen (Frothingham & Rhoads 2003). Virtausnopeudet hidastuvat myös kaarteeseen alajuoksulla uoman leventyessä (Frothingham & Rhoads 2003).



Kuva 4. Meanderikaarteeseen pinta- ja pohjavirtauksen yleistetty virtaussuunta, poikittaisen virtausrakenteen ja kaarteeseen jälkeinen takaisinvirtauspyörre.

Meanderikaarteeseen virtausrakennetta voidaan tarkastella syvyyskeskiarvotettuna virtauksena, joka paljastaa veden liikeradan yleisen kulun (Frothingham & Rhoads 2003; Blanckaert 2010). Syvyyskeskiarvotettu virtaus on koko vesipatsaan virtausnopeuksien tai -suuntien keskiarvo ja se koostuu sekä uoman suuntaisesta että poikittaisesta virtauksesta. Tällöin veden virtaus määräytyy uoman suuntaisen ja poikittaisen virtausrakenteen summana. Syvyyskeskiarvotetun virtauksen sen avulla selvitetään virtausnopeuksien jakautumista monimutkaisissa olosuhteissa ja sitä käytetään syvyyskeskiarvotetuissa numeerisissa malleissa (Blanckaert 2010). Syvyyskeskiarvotetut virtaukset suuntautuvat meanderin yläjuoksulla hieman kohti ulkokaarretta ja kärjen alavirran puolella hienoisesti kohti sisäkaarretta (Dietrich & Smith 1983; Thompson 1986; Ferguson ym. 2003; Frothingham & Rhoads 2003), joskin suunta voi olla myös täysin uoman suuntainen meanderista riippuen (Frothingham & Rhoads 2003). Heidän tutkimissaan

meanderikaarteissa virtausnopeus on suurin ulkokaarten syvänteessä. Myös Blanckaertin (2010) vesikourututkimuksessa syvyyskeskiarvotettu virtausnopeus oli suurimmillaan ulkokaarten syvänteen kohdalla, vaikka uomansuuntainen virtausnopeus oli suurin yläjuoksulla sisäkaarteessa ja kärjen alajuoksun puolella uoman keskiosassa tai sisäkaarteessa.

Meanderikaarten uomansuuntaista virtausta kohtisuoraan oleva poikittainen virtaus vaikuttaa nopean virtauksen ytimen sijaintiin (Termini & Piraino 2011), mutta se vaikuttaa myös virtausvastukseen, sedimentin kuljettamiseen ja pohjan eroosioon (Keller 1972; Bathurst ym. 1979; Thorne & Hey 1979). Matalalla virtaamalla virtausnopeudet ovat hitaita, jolloin keskipakovoima ei vaikuta niihin paljoa, jolloin voimakasta poikittaista virtausrakennetta ei synny (Bathurst ym. 1979). Uoman poikittainen virtaus voidaan jakaa kolmeen tyypilliseen osaan (Kuva 4): (1) poikittainen virtauspyörre, jossa pintavirtaukset virtaavat kohti ulkokaarretta ja pohjanläheiset virtaukset kohti sisäkaarretta; (2) ulkokaarten pystysuora virtaussolu, joka on vastakkainen poikittaiselle virtauspyörteelle; (3) sisäkaarten virtaus on vastoin poikittaista virtauspyörrettä (Dietrich & Smith 1983).

Poikittaiset virtauskomponentit ovat pohjan läheisessä virtauksessa pääosin kohti meanderin sisäkaarretta ja pinnalla kohti ulkokaarretta (esim. Leopold & Wolman 1960; Thorne & Hey 1979; Bridge & Jarvis 1982; Thorne ym. 1985; Termini & Piraino 2011). Tämän lisäksi vesi virtaa pystysuoraan ylöspäin sisäkaarteessa ja alaspäin ulkokaarteessa synnyttäen täyden virtauskierron (Leopold & Wolman 1960; Bathurst ym. 1979; Thorne ym. 1985). Frothinghamin ja Rhoadsin (2003) tutkimuksessa meanderikaarten yläosassa koko poikittainen virtauskenttä oli kohti ulkokaarretta, ja alaosassa kohti sisäkaarretta, lukuun ottamatta ulkoreunojen erillisiä virtaussoluja. Heidän tutkimuksessaan perinteinen poikittainen virtauspyörre esiintyi vain meanderin kärjen syvänteen yhteydessä. Poikittainen virtauspyörre kääntyy päinvastaiseksi kaarteiden jälkeen kahden meanderin yhdysosassa (eng. *inflexion point*), jolloin se virtaa jälleen seuraavassa kaarteessa pinnalla kohti ulkokaarretta ja pohjalla sisäkaarteeseen päin (Thorne & Hey 1979).

Ulkokaarteessa on tyypillisesti erillinen pystysuora virtaussolu (Thorne ym. 1985; Blanckaert 2011), jossa vesi vajoaa alaspäin ja eroaa virrasta lähellä pohjaa (Thompson 1986; Frothingham & Rhoads 2003). Ulkokaarten virtaussolu johtuu primaari- ja poikittaisten virtausten ja ulkokaarten reunan vuorovaikutuksesta ja sen voimakkuus vaikuttaa veden virtausvoimien jakautumiseen (Thorne ym. 1985). Dietrichin ja Smithin (1983) mukaan tämä pystysuora virtaussolu syntyy, kun nopean virtauksen ydin on painunut vedenpinnan alle. Ulkokaarten virtauspyörteen vahvuus riippuu ulkokaarten reunan jyrkkyydestä ja karkeudesta, niiden kasvamisen voimistaessa sitä

(Blanckaert 2011) ja se hajoaa syvyyden pienentyessä alavirtaan päin mentäessä (Thompson 1986).

Meanderin sisäkaarteessa voi esiintyä myös koko syvyydeltään ulkokaarteeseen päin suuntautunut virtaus (Dietrich & Smith 1983; Thorne ym. 1985; Frothingham & Rhoads 2003). Tämä johtuu veden madaltumisesta sisäkaarten särkeä päällä, jolloin poikittaisen virtauspyörteen pohjavirtaukset eivät pääse kulkemaan särkeä päälle (Knighton 1998: 218).

Kierteisen virtausrakenteen ja nopean virtauksen ytimen siirtymisen lisäksi meanderikaarteille on ominaista virtauksen eroaminen, jossa virtauksen reitti muuttuu uomien epätasaisuuden, kuten jyrkän kaarten, takia (Charlton 2008: 81). Tällöin uomien pohjan kitka vaikuttaa vain ohueen pohjakerrokseen, mutta sen päällä vesi virtaa vapaana. Liikemäärän muutoksen takia vapaan virtauksen alue muuttuu epävakaaksi. Leederin ja Bridgesin (1975) mukaan virtauksen eroaminen riippuu meanderikaarteissa leveyden ja kaarevuussäteiden akselin pituuden välisestä suhteesta sekä inertiaivoimista: Jyrkempi kaarevuus ja suurempi inertiaivoima todennäköistä virtauksen eroamista. Se tapahtuu särkeä reunassa heti meanderin kärjen alapuolella (Kasvi ym. 2013b) tai sisäkaarteissa kaarevuuden kasvaessa (Blanckaert 2010).

Virtauksen eroamisesta johtuva takaisinvirtauspyörre (Kuva 4) on tyypillinen piirre meanderikaarteissa (Ferguson ym. 2003). Niiden muodostumisesta ei ole tutkittu paljoa, mutta Blanckaertin (2010) mukaan paikallisesti kalteva vedenpinta ja hidas virtausnopeus ovat välttämättömiä niiden synnylle. Takaisinvirtauspyörre on alueita, joissa vesi virtaa horisontaalisesti vastakkaiseen suuntaan kuin uomien suuntainen päävirtaus. Ne ovat yleinen rakenne jyrkästi kaartuvissa meandereissa ja niitä voi syntyä sekä ulko- että sisäkaarteeseen (Ferguson ym. 2003; Blanckaert 2010; Blanckaert 2011). Virtauksen eroamisen jälkeen pyörre alkaa virrata kohti sisä- tai ulkokaarta, uomien reunan suuntaisesti kohti ylävirtaa ja pyörteen toisessa reunassa kohti ulko- tai sisäreunaa (Ferguson ym. 2003; Blanckaert 2010; Blanckaert 2011). Sisäkaarteissa niitä on havaittu olevan sekä ennen että jälkeen särkeä kärjen (Frothingham & Rhoads 2003; Kasvi ym. 2013b). Meanderikaarten sisäkaarteeseen särkeä kärjen alavirran puolelle voi muodostua myös hitaan tai ”kuolleen” virtauksen alue (Ferguson ym. 2003; Frothingham & Rhoads 2003; Blanckaert 2010; Blanckaert 2011), jossa virtauksen voima pienenee hitaan virtauksen ja kasvavan syvyyden (McGowen & Garner 1970; Dietrich & Smith 1983) tai levenemisen (Frothingham & Rhoads 2003) takia.

2.1.3 Meanderikaarten virtausrakenteen muutos tulvan aikana

Meanderikaarteiden virtausnopeus ja -suunta muuttuvat alueellisesti ja ajallisesti virtaaman muutosten, kaarteiden jyrkkyyden ja uoman morfologian mukaan (Knighton 1998: 219). Suurimmat ajalliset muutokset virtausrakenteessa tapahtuu tulvan tai muiden ääriolosuhteiden, kuten voimakkaan sadekuuron aikana. Jokiympäristössä tulva voidaan määrittellä kahdella eri tavalla viittaamalla sen peittämän alueen ominaisuuksiin: uoman reunojen yli tulvivana tai aktiivisen uoman täyttävänä (Michaud & Pilon 1999). Ensin mainittu aiheuttaa usein taloudellisia vahinkoja, kun vesi tunkeutuu alueille, joilla ei tavallisesti ole vettä. Tässä tutkimuksessa käsitellään aktiivisen uoman täyttävää tulvaa, jossa joka vuosi lumien sulamisesta aiheutuva kevättulva täyttää uoman ja peittää meanderikaarteiden sisäkaarteiden särkät.

Meanderikaarten virtausrakenne riippuu virtausvaiheesta (eng. *flow stage*), jolloin virran vastus uoman eri kohdissa (Bridge & Jarvis 1976) ja sisäkaarten särkän vaikutus virtaavaan veteen muuttuu (Dietrich & Smith 1983; Kasvi ym. 2013b). Virtausrakenteen muutosta eri vedenkorkeuksilla ja virtaamalla on tutkittu yleisesti meanderikaarten eri osien poikkileikkauksissa (Bridge & Jarvis 1976; Bathurst ym. 1979; Frothingham & Rhoads 2003), mutta virtausrakenteen kokonaisvaltainen alueellinen tutkiminen on jäänyt vähälle huomiolle.

Virtaaman kasvaessa virtausnopeus kasvaa ja vedenpinta alkaa nousta meanderin sisäkaarten särkän päälle (Kuva 5). Keskivirtaamalla uoman sisäkaarten särkän reuna peittyy veden alle, jolloin virtaus oikaisee osittain särkän päältä ja sen kulkurata suoristuu hieman (Bathurst ym. 1979). Tällöin uoman suuntainen virtaus on nopea ja virtauksen kulkurata tarpeeksi kaareva, jotta voimakas keskipakovoima aiheuttaa poikittaisen virtausrakenteen (Bathurst ym. 1979). Särkän päällisessä ohuessa vesipatsaassa vesi virtaa ulkokaarteeseen päin koko syvyydeltä (Dietrich & Smith 1983; Thorne ym. 1985). Frothinghamin ja Rhoadsin (2003) mukaan virtaaman noustessa meanderikaarten virtausrakenteen kierteisyys vahvistuu, vaikkakaan he eivät tutkineet huippuvirtaaman olosuhteita. Bathurstin ym. (1979) mukaan poikittainen virtaus on voimakkain keskivirtaamalla ja heikoimmillaan sekä matalalla että huippuvirtaamalla.



Kuva 5. Meanderikaarteen virtausrakenne muuttuu vedenkorkeuden kasvaessa. Kuvien vaalea nuoli kuvaa virtaussuuntaa sisäkaarteen särkän suhteen. a) Normaali tilanne, jossa vesi virtaa sisäkaarteen särkän ulkoreunalla. b) Vedenkorkeuden noustessa virtaus oikaisee särkän ylitse. Kuvaan on merkitty veden osittain peittämän särkän reuna kesän keskiveden korkeudella.

Virtaaman kasvaessa huippuunsa vedenpinta nousee korkeimmilleen ja peittää sisäkaarteen särkän. Tällöin virtauksen kulkurata oikenee ja nopean virtauksen ydin virtaa lähellä sisäkaarretta yläjuoksulla ja ulkokaarteen lähellä alajuoksun puolella (Bridge & Jarvis 1976; Dietrich ym. 1979; Frothingham & Rhoads 2003) tai oikaisee kokonaan särkän yli (Kasvi ym. 2013b). Korkealla virtaamalla uoman suuntainen virtaus on hallitseva, koska kaarteen virtausrakenne suoristuu (Bathurst ym. 1979). Tällöin sekä uomansuuntaiset virtausnopeudet että kaarevuussäde ovat suuria, mutta keskipakoisvoimat ovat suhteellisen pieniä, jolloin voimakasta poikittaista virtausta ei pysty muodostumaan (Bathurst ym. 1979). Veden madaltuminen särkän päällä ohjaa kaarteen yläosassa sisäreunan pohjanläheiset virtaukset virtaamaan kohti ulkokaarretta, minkä vastapainoksi pohjanläheiset virtaukset virtaavat kohti sisäkaarretta uoman ulkoreunassa ja särkän alaosassa (Dietrich & Smith 1983). Vesisyvyyden pienentyminen voi myös ohjata kaarteen yläosassa koko vesipatsaan virtauksen suuntautumaan ulkokaarteeseen (Dietrich & Smith 1983). Bridgen ja Jarvisin (1976) mukaan huippuvirtaamalla meanderin kärjen virtausrakenteessa on poikittainen virtaussolu, vaikka virtaus kiihtyy uoman ulkoreunassa alavirran suuntaan ja hidastuu lähellä sisäreunaa. Frothinghamin ja Rhoadsin (2003) ja Kasvin ym. (2013b) tutkimuksissa suurella virtaamalla veden syveneminen aiheutti särkän alapuolelle hitaasti virtaavan takaisinvirtauspyörteen.

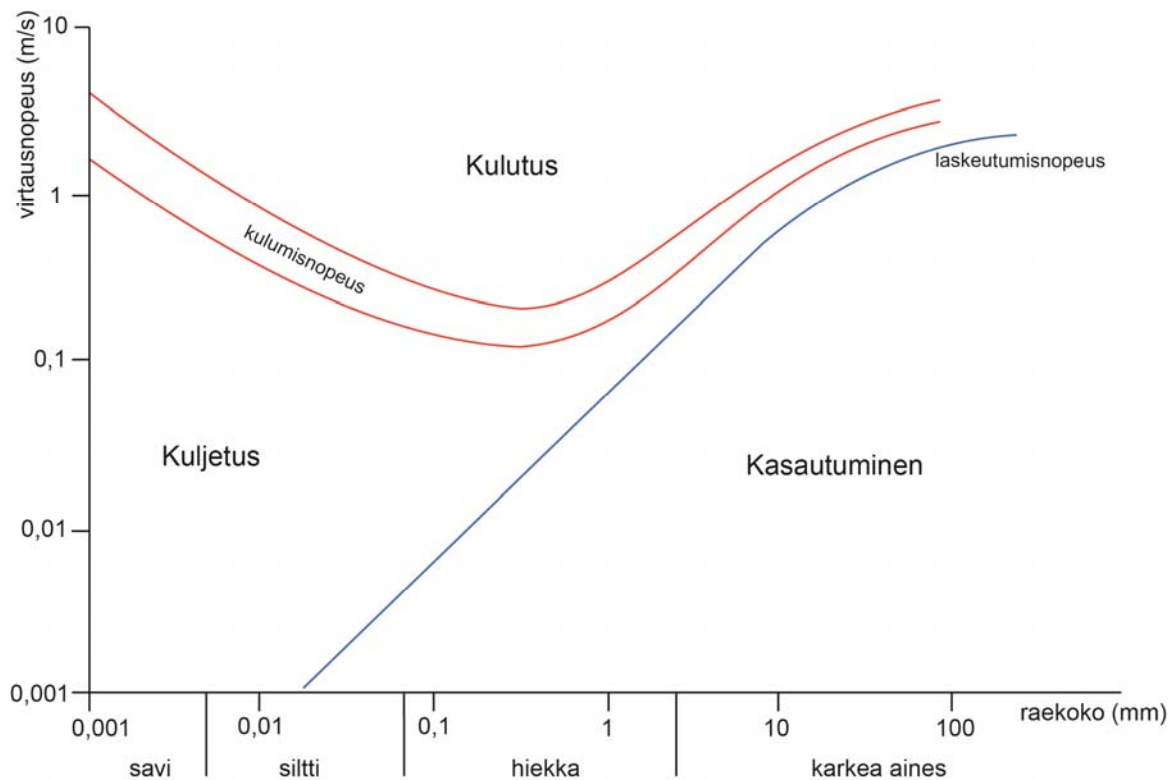
Virtaaman laskiessa tulvan jälkeen nopean virtauksen ydin liikkuu ulkokaarteeseen päin ja oikaisee uoman ylempänä yläjuoksulla kuin tulvan aikana (Kasvi ym. 2013b). Frothinghamin ja Rhoadsin (2003) mukaan virtaaman pienentyminen voi tehostaa sisäkaarteen hitaan virtauksen aluetta. Virtaaman laskiessa poikittainen virtaus heikkenee (Hooke 1975; Ferguson ym. 2003), vaikkakin Bathurstin ym. (1979) mukaan poikittainen virtaus on voimakkain keskivirtaamalla ja heikoimmillaan sekä matalalla että

huippuvirtaamalla. Virtaaman vähäinen laskeminen pienentää merkittävästi myös virtausnopeuksia sisäkaarten särkeän reunalla (Kasvi ym. 2013a).

2.1.4 Virtaava vesi uoman muokkaajana

Virtaava vesi vaikuttaa jokiuoman muotoon muokkaamalla uoman pohjan ja reunojen sedimenttiainesta (Knighton 1998: 96). Veden ja uoman välinen vuorovaikutus vaihtelee eri mittakaavoilla alueellisesti ja ajallisesti yhden partikkelin liikkeestä koko jokiuoman suuriin muutoksiin. Joki kuljettaa suuria määriä sedimenttiainesta tulvan aikana (Knighton 1998: 164).

Sedimentti kulkeutuu pohjakuljetuksena, suspensiossa tai liuenneena. Aineksen kyky irrota pohjasta riippuu sen raekoosta ja veden virtausnopeudesta (Hjulström 1935). Aines liikkuu, kun virtauksen voima on suurempi kuin ainesta paikoillaan pitävät voimat (Charlton 2008: 98). Jokaisella aineskoollla on ominainen keskiarvoinen virtausnopeus jolla ne kuluvat, kulkeutuvat ja kasaantuvat. Tätä suhdetta voidaan kuvata Hjulströmin kaavion avulla (Kuva 6). Raekooltaan 0,2–0,7 mm oleva sedimenttiaines kuluu helpoiten, kun taas sitä pienempien partikkelien koheesivoimat vastustavat kulutusta enemmän. Hjulströmin kaavion avulla voidaan määritellä kullekin raekokoluokalle kulumisnopeus, jolla ne alkavat irrota pohjasta. Hjulströmin kaaviota käytettäessä tulee huomioida, että virtausnopeus on keskinopeus, ei tietyn vesikerroksen nopeus. Hjulström (1935) itse oletti keskinopeuden olevan 40 % suurempi kuin pohjanläheinen virtausnopeus.



Kuva 6. Hjulströmin kaavio. Sedimentin kulutus, kuljetus ja kasautuminen veden keskiarvoisen virtausnopeuden ja raekoon välisenä suhteena (Hjulström 1935, mukailten). Kulumisnopeus on se virtausnopeus, jolla tietyn suuruinen partikkeli irtoaa pohjasta. Se esitetään yleensä nopeuksien välisenä alueena, sillä vaihtelevat virtausolosuhteet, kuten turbulenssi, monimutkaistavat irtoamista. Virtausnopeuden pienentyessä vesi ei enää kykene kuljettamaan tietyn kokoista sedimenttiä mukanaan, vaan se laskeutuu pohjaan ja kasautuu. Huomaa, että mitta-asteikot ovat logaritmisia.

Pohjakuljetuksen määrä kasvaa merkittävästi tulvan nousevassa vaiheessa (Reid ym. 1985), joten voidaan olettaa, että näin tapahtuu myös virtaaman kasvaessa. Todellisuudessa pohjakuljetuksen määrä ei kuitenkaan ole tasainen. Pohjakuljetuksen alueellisuuteen vaikuttavat monet paikalliset tekijät, kuten veden virtausvoima ja uoman raekoon muuttuminen.

Jokiuoman täytyy mukautua virtaavan veden lukuisiin muutoksiin aiheuttaviin virtausvoimiin säilyttääkseen muotonsa (Knighton 1998: 96). Veden virtauksen aiheuttama voima vaikuttaa uoman pohjaan ja sen muutoksiin, kun taas pohjan kitka vaikuttaa veden virtaukseen. Tulvan aikana joen virtausvoimat ovat suurimmillaan, koska vedenpinnan noustessa uoman vesimäärä kasvaa. Virtausvoimat voidaan jakaa kahteen suureeseen: leikkausjännitykseen (eng. *shear stress*) ja kulutusvoimaan (eng. *stream power*), jotka ovat muutoin samanlaiset, mutta kulutusvoima ottaa huomioon myös virtausnopeuden. Koska tässä tutkimuksessa arvioidaan virtaavan pohjanläheisen virtauksen vaikutusta uoman morfologiaan, virtausvoimana käytetään kulutusvoimaa.

Leikkausjännitys kuvaa veden syvyyden ja kaltevuuden aiheuttaman ja uomaan kohdistuvan jännityksen määrää (Charlton 2008: 69). Veden virratessa pohjan

yli se kohdistaa siihen yhdensuuntaisen jännityksen, joka aiheuttaa sedimentin liikkumisen ja uoman morfologian muuttumisen. Pohjan leikkausjännitys määritellään seuraavasti:

$$\tau = \rho g D S \quad (1)$$

,jossa ρ on veden ominaistiheys 1000 kg/m^3 , g on maan vetovoiman aiheuttama putoamiskiihtyvyys $9,81 \text{ m/s}^2$, D on veden syvyys m ja S on vedenpinnan kaltevuus (Charlton 2008: 70).

Kulutusvoima kuvaa energiaa, joka häviää vesimassasta uoman pohjassa (Yang 1977) ja se kytkeytyy vahvasti sedimentin kuljetukseen, joen kykyyn kuluttaa uomaa, uoman vakauteen ja herkkyyteen tulvien aikana, tulvatasangon muodostumiseen ja uoman muotoon ja muuttumiseen (Bagnold 1966; Nanson & Hickin 1986; Brookes 1987; Alabyan & Chalov 1998; Larsen ym. 2007). Kokonaiskulutusvoima (eng. *total stream power*) on uoman kulutusvoima pituusyksikköä kohden ja se kuvaa energiahäviötä uoman pituuden suhteen (Knighton 1999). Energiahäviö voidaan kuvata myös ominaiskulutusvoimana (eng. *specific stream power*), joka kuvaa kulutusvoimaa pinta-alan suhteen (Reinfelds ym. 2004). Ominaiskulutusvoiman, jatkossa kulutusvoima, yksikkö on W/m^2 ja se voidaan laskea monella eri tavalla, mutta yleisimmin se määritellään vedenpinnan kaltevuuden, veden syvyyden ja virtausnopeuden avulla seuraavasti:

$$\omega = \rho g D S v \quad (2)$$

,jossa ρ on veden ominaistiheys 1000 kg/m^3 , g on maan vetovoiman aiheuttama putoamiskiihtyvyys $9,81 \text{ m/s}^2$, D on veden syvyys m , S on vedenpinnan kaltevuus ja v on veden virtausnopeus m/s (Bagnold 1966).

Kulutusvoimat eivät ole tasaisia koko uomassa, sillä ne riippuvat pääosin uoman morfologiasta ja vedenpinnan kaltevuudesta. Kulutusvoiman suuruusvaihteluiden jakautuminen uomassa indikoi pohjakuljetuksen, kulutuksen ja kasautumisen alueellista jakautumista (Bridge & Jarvis 1982; Dietrich & Smith 1984). Suurten kulutusvoimien kesto vaikuttaa merkittävästi myös eroosioon (Larsen ym. 2007). Ajallisesti kulutusvoimien voimakkuuksien muutokset seuraavat virtaaman vaihteluita, niiden ollessa suurimpia huippuvirtaaman aikana (Kasvi ym. 2013b; Lotsari ym. 2014). Virtaaman kasvamisen aikana meanderikaarten vedenpinta nousee, virtausnopeus kasvaa ja nopean virtauksen ydin siirtyy. Nämä johtavat kulutusvoiman alueelliseen jakautumiseen. Sen suurimmat arvot seuraavat yleensä nopean virtauksen ytimen aluetta, koska se riippuu myös virtausnopeudesta. Huippuvirtaaman aikana nopean virtauksen ytimen siirtyessä ja veden syventyessä suurimmat

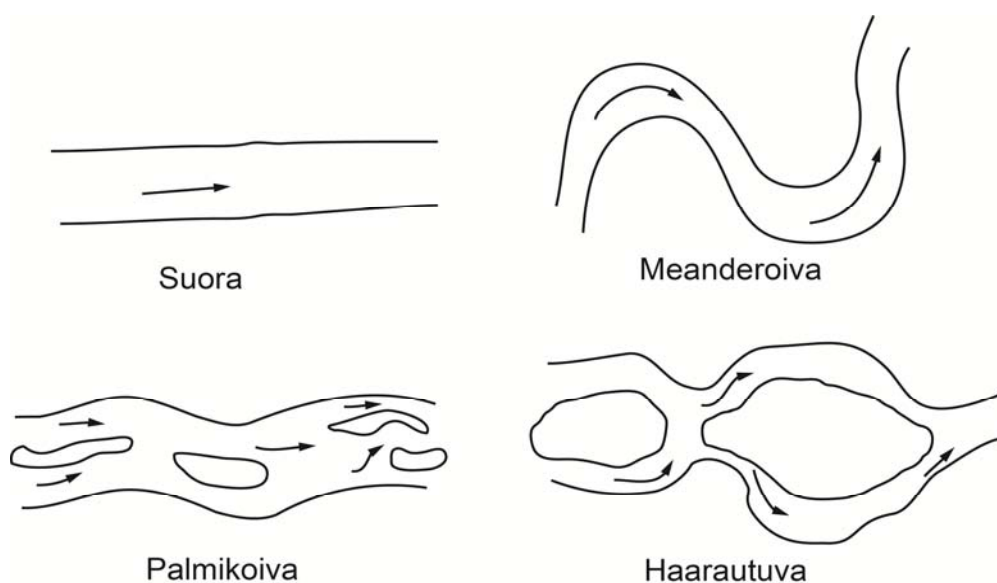
kulutusvoimat ovat yläjuoksulla sisäkaarten lähellä sekä ulkokaarteessa alajuoksun puolella (Lotsari ym. 2014). Huippuvirtaamalla meanderikaarten alaosan sisäkaarteessa kulutusvoima pienenee (McGowen & Garner 1970; Dietrich & Smith 1983; Kasvi ym. 2013b). Virtaaman laskiessa myös kulutusvoimat pienenevät (Lotsari ym. 2014) ja suurimpien kulutusvoimien alue siirtyy ulkokaarteeseen päin seuraten nopean virtauksen ydintä (Kasvi ym. 2013b).

2.2 Morfologia

2.2.1 Jokuoman morfologia

Jokuoman muoto riippuu pääasiassa sekä uoman vesimäärästä että sedimenttiaineksen määrästä ja laadusta (Charlton 2008: 117). Näiden lisäksi sen muotoon vaikuttavat monet paikalliset muuttujat kuten uoman leveys, syvyys, kaltevuus ja veden virtausnopeus (Leopold & Wolman 1957). Uoman pohjan topografia vaikuttaa virtauksen rakenteeseen (Dietrich & Smith 1983) ja kulkureittiin (Blanckaert 2010), jotka taas vaikuttavat uoman muotoon. Vesi kuluttaa, kuljettaa ja kasaa sedimenttiä, jolloin jokuoman muoto muuttuu jatkuvasti – mittakaavan riippuessa joen ominaisuuksista.

Sedimenttiset jokuomat jaotellaan eri luokkiin muodon mukaan (Kuva 7). Leopold ja Wolman (1957) ovat luokitelleet jokuomat kolmeen eri luokkaan: suorat, mutkittelevat (eng. *meandering*, jatkossa meanderoiva) ja palmikoivat (eng. *braided*). Luonnossa ei kuitenkaan tavata pitkiä suorja jokuomia, vaan kaikki jokuomat mutkittelevat (Leopold & Wolman 1957). Näiden luokkien lisäksi on haarautuvia (eng. *anabranching*) jokia, jotka voidaan lukea kuuluviksi palmikoivien jokien pääluokkaan (Schumm 1981; Schumm 1985).



Kuva 7. Jokuomien luokittelu muodon mukaan (Schumm 1985, mukailten).

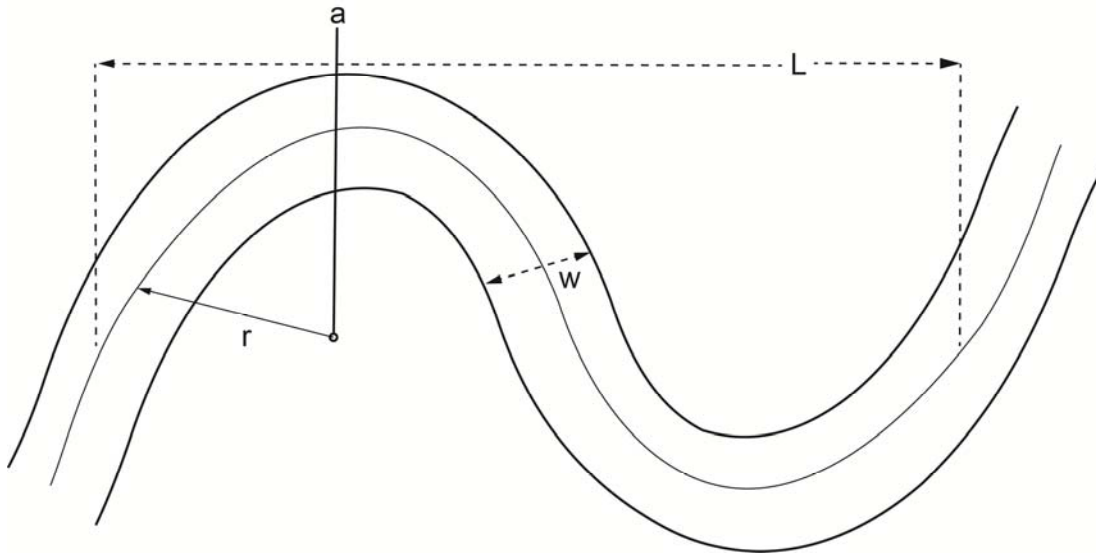
Jokiuomille on määritetty luokkaeroja niiden mutkaisuuden (eng. *sinuosity*) mukaan. Mutkaisuus määritellään uoman pituuden ja laakson pituuden suhteena ja se vaihtelee 1 ja 3 välillä (Schumm 1985). Mutkaisuuden kasvaessa jokiuoman kaarteet kasvavat ja jyrkkenevät. Uoma luokitellaan meanderoivaksi mutkaisuuden ollessa yli 1,5 (Charlton 2008: 138).

Jokiuomassa symmetrisesti esiintyvät syvänteet (eng. *pool*), kohoumat (eng. *riffle*) ja särkät (eng. *point bar*) ovat yleisiä muotoja niin suorissa kuin meanderoivissa joissa (Keller 1972). Syvänteet ja kohoumat esiintyvät sarjana uomissa joilla on matala mutkaisuus ja ne ovat yhteydessä meanderointiin (Keller 1972). Uoman materiaali kuluu syvänteistä ja kasautuu seuraavaan alajuoksun kohoumaan tai kaarteeseen särkän yläosaan (Thompson 1986), mutta meanderin poikittaisen virtausrakenteen takia pohjan materiaalia voi myös kulkeutua uoman poikki saman kaarteeseen särkän alaosaan. Tällöin uoman kaarevuus suurenee ja uoman poikittainen virtaus voimistuu ja poikittainen aineskuljetus voimistuu johtaen meanderin kasvuun (Thompson 1986).

Uoman morfologian ominaisuudet riippuvat mittakaavasta. Pienemmän mittakaavataso ominaisuudet voivat ohjata suuremman mittakaavan ilmiötä: yksittäisen meanderikaarteiden muuttumista ohjaa virtausrakenne, jota ohjaa kaarteiden kaarevuus ja uoman pituus (Thompson 1986), jotka ovat pienemmän mittakaavan ominaisuuksia. Monien vuosien väliset muutokset meanderoivan uoman laajenemisessa johtuvat sekä muuttuneesta virtausrakenteesta että uoman pituuden kasvusta (Thompson 1986). Virtausrakenteen muutoksesta johtuva uoman pohjan muutos vaikuttaa edelleen veden virtauksen muutokseen; ne ovat kytkeytyneet toisiinsa voimakkaasti (Thompson 1986). Koko jokiuoman reitin muuttuminen vie sedimentin laadusta riippuen vuosikymmeniä (Leopold 1972; Hickin 1974), kun taas paikalliset yksittäisten kaarteiden muutokset voivat tapahtua yhden kevättulvan aikana (Kasvi ym. 2013b; Lotsari ym. 2014).

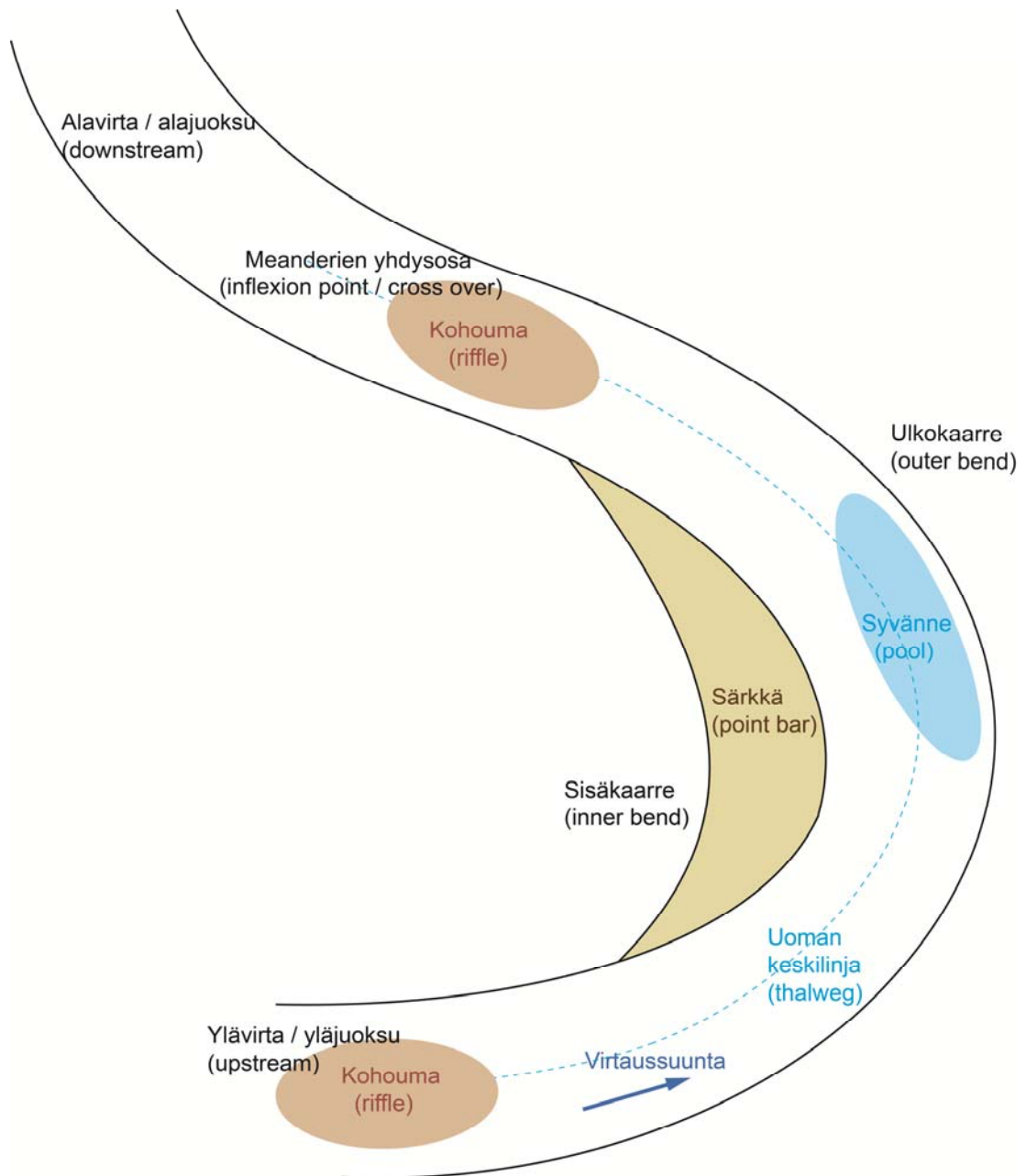
2.2.2 Meanderikaarteiden morfologia

Meanderikaarteita luonnehditaan kolmen eri ulottuvuuden avulla (Kuva 8): kaarteiden pituus, uoman leveys ja kaarevuussäde (Leopold & Wolman 1960). Meanderin keskisyvyys ja kaarevuussäde ovat kääntäen verrannollisia: toisen pienenytessä toinen kasvaa (Leopold & Wolman 1960).



Kuva 8. Meanderikaarteiden ulottuvuudet: L =meanderikaarteiden aallonpituus, w =uoman leveys, r =kaarevuussäde (eng. *radius of curvature*), a = kaarteiden kärki (eng. *apex/axis*) (Leopold & Wolman 1960, mukailleen).

Meanderikaarteiden pohjanmuodot muuttavat pohjanläheistä virtauskenttää, jolloin ne määräävät sedimentin kulkeutumista ja muovaavat uoman geometriaa (Dietrich ym. 1979). Meanderin matalimmat osat sijaitsevat meanderien yhdysosan alavirran puolella sisäkaarteissa, kun taas syvimät osat ovat kärjen kohdalla ulkokaarteissa tai hieman sen alavirran puolella (Kuva 9). Meanderin uoman matalimpien ja syvimpien alueiden sijainti vaihtelee kuitenkin joki- ja meanderikohtaisesti (Leopold & Wolman 1960). Kaarevuussäteen pienentyessä meanderin kärjen kohdalla, uoman syvyys pienenee nopeasti sisäkaarteissa ja kasvaa ulkokaarteissa (Dietrich & Smith 1983), jolloin kärjen kohdalla uoman morfologian poikkileikkaus on tyypillisesti epäsymmetrinen. Tällöin meanderin sisäkaarteesta kohti uoman keskiosaa ulottuu laaja matala särkkä (Dietrich & Smith 1983) ja ulkokaarteissa on uoman syvin syväne (Thompson 1986; Blanckaert 2010). Särkän alajuoksun osassa uoman pohja on yleensä jyrkästi kalteva kohti uoman keskiosaa (Dietrich & Smith 1983).



Kuva 9. Meanderikaarteen rakenne ja osien englanninkieliset termit suluissa. Jatkossa meanderikaarteen osista käytetään kuvanmukaisia suomenkielisiä termejä.

Sisäkaarteen särkkä koostuu Thompsonin (1986) mukaan särkän keskiosan ylävirran puolella olevasta yläosasta (eng. *bar head*) ja alavirran puolella olevasta alaosasta (eng. *bar tail*). Aktiivisesti meanderoivassa uomassa särkän etuosassa on suhteellisesti karkeampaa sedimenttiä, kun taas särkän alaosassa sedimentti on hienompaa (Thompson 1986). Hienosta sedimentistä koostuvassa särkässä esiintyy yleensä kouruja ja rinnakkaisesti kaltevia kerroksia (McGoven & Garner 1970).

Yleisesti eroosiota esiintyy meanderin ulkokaarteessa syvänteiden reunalla (Thompson 1986) ja se tehostuu tulvan aikana (Hickin 1974) aiheuttaen meanderikaarteen kasvamista. Kohoumia ja syvänteitä esiintyy sekä suorissa

että meandroivissa jokiuomissa, joiden pohjan sedimenttiaines on karkeaa hiekkaa tai soraa (Knighton 1998: 193). Niiden esiintymisväli ja fyysinen koko riippuu sedimenttiaineksen koosta (Lofthouse & Robert 2008). Syvänteitä ja kohoumia aiheuttavat kulutus- ja kasautumisalueet selittyvät erilaisilla virtausrakenteilla (Keller 1972). Syvänteissä veden kulutusvoima on suurimmillaan, sillä nopean virtauksen ydin seuraa yleensä uoman syvintä laaksoa (Bridge & Jarvis 1976). Meanderikaarten pohjan muodot vaikuttavat poikittaiseen virtausrakenteeseen, joka estää sedimenttiä kulkeutumasta syvänteeseen (Dietrich ym. 1979), jolloin se kulkeutuu yleensä alavirtaan päin seuraavan meanderikaarten särkeille (Hickin 1974; Lewin 1976). Särkän kärjen alavirran puolella rauhalliset virtaukset, takaisinvirtauspyörre ja pienentyneet virtausvoimat muodostavat hitaan virtauksen alueen, johon sedimenttiaines kasaantuu (Leopold & Wolman 1960; Leeder & Bridges 1975; Jackson 1976; Thompson 1986; Kasvi ym. 2013b; Lotsari ym. 2014).

2.2.3 Meanderikaarten morfologian muutos tulvan aikana

Meanderikaarteessa tapahtuviin tulvan aikaisiin morfologisiin muutoksiin vaikuttavat sedimentin raekoko, särkän ja kaarten muoto, poikittainen virtausrakenne ja virtaaman voimakkuus (Bartholdy & Billi 2002; Hooke 2007; Gautier ym. 2010; Kasvi ym. 2013b). Lotsarin ym. (2014) mukaan kuitenkin tulvan voimakkuus ja kesto vaikuttavat meanderissa tapahtuviin muutoksiin enemmän kuin kaarten fysikaaliset ominaisuudet. Frothinghamin ja Rhoadsin (2003) mukaan meanderissa tapahtuneet muutokset ovat yhdenmukaisia virtausrakenteen muutoksien kanssa: ulkokaarteessa voimistuvat virtausnopeudet kuluttavat syvänettä ja reunaa enemmän. Dietrichin ja Smithin (1984) mukaan sedimenttiä kuluu ja kulkeutuu eniten suurten kulutusvoimien alueilla: yläjuoksulla sisäkaarten läheltä ja kaarten alajuoksulla ulkokaarteessa.

Matalalla virtaamalla hitaat virtausnopeudet ja pohjanläheinen sisäänpäin kiertynyt virtaus mahdollistaa sedimenttiaineksen kasautumisen särkän alaosaan (Leopold & Wolman 1960; Thompson 1986). Thornen ym. (1985) mukaan virtaaman kasvaessa voimistuva kierteinen virtausrakenne kuljettaa sedimenttiä tehokkaammin kohti sisäkaarretta.

Huippuvirtaaman aikana ulkokaarten kulutus tehostuu ja mahdollistaa uoman levenemisen (Hickin 1974). Huippuvirtaaman aikana sisäkaarten särkän päältä virtaa nopean virtauksen ydin, joka kuluttaa särkän ainesta (McGowen & Garner 1970; Kasvi ym. 2013b). Voimakkaat virtaukset voivat aiheuttaa särkän etuosaan kulumia (eng. *scour*), kouruja (eng. *chute channel*) ja karkean sedimentin alueita (McGowen & Garner 1970; Bridge & Jarvis 1976; Dietrich & Smith 1984). Sedimenttiaines voi myös vierästä särkän päältä kohti ulkokaarretta

painovoiman ja ulkokaarteeseen suuntautuneen virtauksen vaikutuksesta (Dietrich & Smith 1984), jolloin särkän yläosan reunoille voi kasautua sedimenttiainesta tulvankin aikana (Kasvi ym. 2013b). Särkän alajuoksun puolella veden syvyys kasvaa muodostaen jyrkän seinämän uoman pohjaan, jolloin veden virtausnopeus pienenee äkkinäisesti ja suspendoitunut hiekka kasaantuu uoman pohjalle (McGowen & Garner 1970).

Vedenkorkeuden laskiessa ulospäin siirtynyt nopean virtauksen ydin mahdollistaa sedimenttiaineksen kasautumisen myös särkän yläosaan (McGowen & Garner 1970). Mikäli vedenkorkeus laskee hitaasti, voi särkän yläosan reunoille kasautua sedimenttiä ulospäin suuntautuneen virtauksen ja heikentyneiden virtausnopeuksien johdosta (Kasvi ym. 2013b). Kasvin ym. (2013a) mukaan jo pieni virtaaman lasku hidastaa huomattavasti virtausnopeuksia, mahdollistaen sedimentin tehokkaan kasautumisen särkän reunoille. Samassa tutkimuksessa todettiin, että sedimentin kasaantumista särkälle tapahtui pääosin vain tulvan laskiessa ja sen kesto vaikuttaa kasaantumismäärään.

2.3 Fluviaaligeomorfologisten mittausmenetelmien kehitys

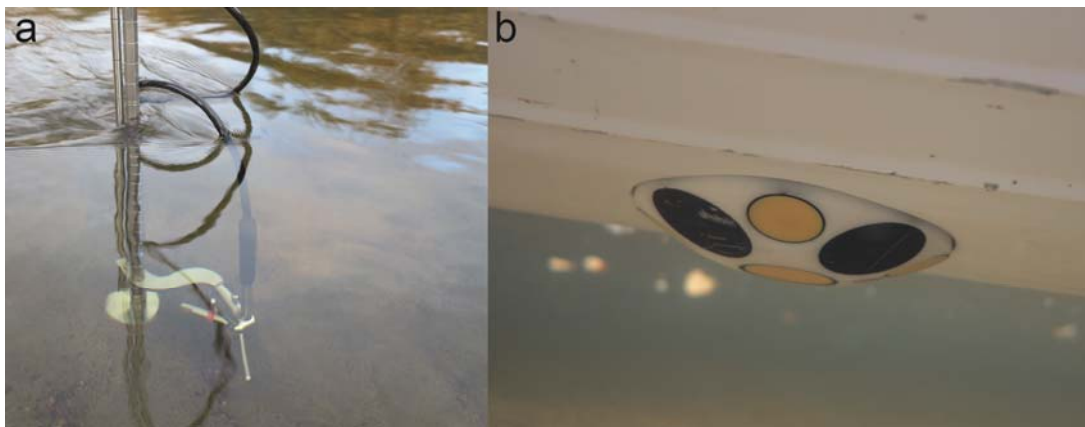
2.3.1 Meanderikaarten virtausrakenteen mittaus

Virtausnopeuksia ja -suuntia on mitattu vuosia jokien käyttäytymisen ymmärtämisen takia. Perinteisesti virtausnopeutta on mitattu virtaaman määrittämiseksi ja se on edelleen suurin virtausmittausten sovellus. Perinteisesti virtausrakennetta on tutkittu joen poikkileikkauksittain mittaamalla virtausnopeus ja -suunta useilta eri syvyyksiltä monesta eri pystysuorasta vertikaalista. Virtausmittaus oli työlästä ja yhden meanderikaarten mittaus saattoi kestää monta päivää (Bridge & Jarvis 1982; Dietrich & Smith 1983). Virtausnopeudet ja -suunnat mitataan yleensä aikakeskiarvotettuina, jolloin esimerkiksi turbulenssin aiheuttamat hetkittäiset muutokset eivät vaikuta virtausmittauksiin.

1960-luvulla virtausnopeuksia mitattiin mekaanisella siivikolla (eng. *current meter*), jolla virtausnopeus laskettiin mittarin propellin pyörimisnopeuden avulla (Kondolf & Piégay 2003: 324): kuinka monta kertaa propelli pyörähtää ympäri tietyssä ajassa. Siivikon propelli kiinnitettiin tankoon halutulle syvyykselle ja laskettiin veteen virran suuntaisesti. Virtaussuuntia mitattiin useilla eri tavoilla, esimerkiksi kiinnittämällä siivikkotankoon siipi ja laskemalla siiven ja alavirran välinen kulma (Leopold & Wolman 1960). Mitattujen virtausnopeuksien sekä alavirran ja todellisten virtausten välisten kulmien avulla laskettiin poikittaisten virtausten nopeus. Mekaanisten virtausmittarien lisäksi käytettiin elektromagneettisia virtausmittareita (eng. *electromagnetic*

current meter), joiden mittaukset perustuvat jännitteen muutokseen virtaavan veden kulkiessa mittarin luoman magneettikentän läpi (Kondolf & Piégay 2003: 326). Poikkileikkauksen virtausolosuhteet mitattiin elektromagneettisella virtausmittarilla samoin kuin mekaanisella siivikolla kiinnittämällä mittari tankoon ja mittaamalla vesipatsaan eri syvyyksiltä monesta vertikaalista poikkileikkauksessa. Elektromagneettisen virtausmittarin etuna on sen kyky mitata myös vastavirtaan virtaavia nopeuksia (Kondolf & Piégay 2003: 327).

Akustinen virtausmittari (eng. *Acoustic Doppler Velocimeter*, jatkossa ADV) perustuu englanninkielisen nimensä mukaan akustiseen dopplerin ilmiöön, jolla saadaan mitattua virtausnopeus kolmiulotteisena tietyn tilavuuden mittaussolussa aikakeskiarvotettuna (Kondolf & Piégay 2003: 327). ADV:t koostuvat lähettimestä ja sen akselin suhteen tietyssä kulmassa asetetuista 2–4 vastaanottimesta (Kuva 10a). ADV asetetaan yleensä mittaustangon päähän kohtisuoraan alaspäin tai horisontaalisesti virran suuntaan (Voulgaris & Thowbridge 1998). Lähetin lähettää vakiotajuisia lyhyitä äänisignaaleja joiden osuessa vedessä suspendoituneeseen ainekseen osa signaalista heijastuu takaisin ja vastaanottimet rekisteröivät niiden taajuuden vaihe-eron (Lohrmann ym. 1994). Koska ADV mittaa veden virtausnopeuden rakennetta vain yhdessä pisteessä, soveltuu se parhaiten yksityiskohtaisten ilmiöiden tarkasteluun. Akustisen virtausmittauksen etu muihin pistemäisiin mittaamenetelmiin verrattuna on sen kaukokartoitusmainen luonne – mittari häiritsee huomattavasti vähemmän itse virtausta (Kondolf & Piégay 2003: 327).

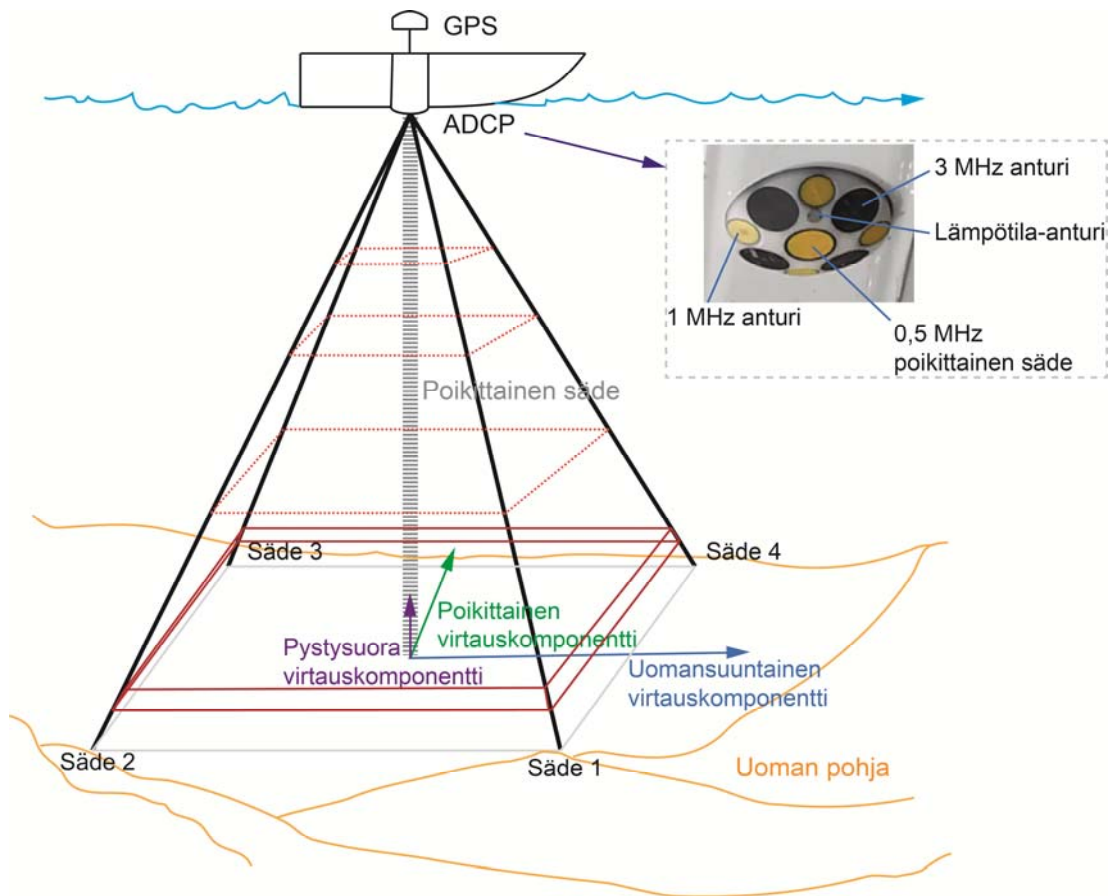


Kuva 10 Akustiseen dopplerin ilmiöön perustuvat virtausrakenteen mittarit. a) Akustinen virtausmittarin sensori (ADV) ja b) Akustinen virtausprofiilimittarin (ADCP) sensori kiinnitettynä liikkuvaan mittausveneeseen.

Paljon aikaa kuluttavien pistemäisten mittausten rinnalle on kehitetty mittaustekniikka, jonka avulla voidaan mitata yhdellä mittauksella koko vertikaalin virtausnopeus ja -suunta eri syvyyksillä (Kondolf & Piégay 2003: 330) ja mittauksia voidaan tehdä jatkuvasti liikkuesssa. Akustinen virtausprofiilimittari (eng. *Acoustic Doppler Current Profiler*, jatkossa ADCP)

mittaa veden kolmiulotteista virtausrakennetta ja syvyyttä akustisten signaalien merkkien ("pingien") avulla ja se perustuu akustisen virtausmittarin tapaisesti dopplerin ilmiöön (Kuva 10b). ADCP lähettää vakiotaajuisia äänipulsseja moneen eri suuntaan vesipatsaassa (Kuva 11). Ääniaaltojen osuessa vedessä kulkeviin partikkeleihin ne heijastuvat takaisin ja niiden taajuus muuttuu suoraan verrannollisesti mittarin ja vesipartikkelin nopeuden suhteen (Gordon 1996; Simpson 2001). ADCP:n lähettämän äänipulssin taajuus muuttuu sensorin ja partikkeleiden välillä sensorin lähettäessä ja vastaanottaessa äänipulssin. Mittarin anturit vastaanottavat takaisin heijastuvat, muuttuneet ääniaallot ja rekisteröivät ääniaallon kulkemiseen kuluneen ajan. Taajuuden vaiheen muutoksen avulla voidaan laskea mittarin ja liikkuvien partikkelien välinen suhteellinen nopeus (Yorke & Oberg 2002). Monet ADCP:t käyttävät ajan laajentamiseen perustuvaa laajakaistamenetelmää, jossa taajuuden muutoksen laskemisen sijaan mitataan peräkkäisten signaalien edestakaiseen matkaan kuluva aika ja signaalin etenemisviivettä (Gordon 1996). Mitatut vesikerrokset, joista äänisignaalit heijastuvat takaisin, erotetaan toisistaan ääniaallon kulkeman ajan perusteella, ja ADCP pystyy mittaamaan koko vertikaalin virtausrakenteen kerralla. Mittari jakaa vertikaalin samankokoisiin soluihin, joiden virtausnopeus ja -suunta ovat koko solun vesikerrosten mittausten keskiarvo (Gordon 1996).

ADCP pystyy mittaamaan kolmiulotteista virtausnopeutta ja -suuntaa sen kolmen tai neljän eri suuntiin suunnatun anturin avulla (Gordon 1996). Erilliset anturit mittaavat tietyn suuntaisia virtauskomponentteja, joiden avulla saadaan määriteltyä kolmiulotteinen virtausnopeus ja -suunta laskemalla kaikkien antureiden mittaamat virtauskomponentit yhteen. Mittauksen onnistumiseksi mitattavan vesikerroksen horisontaalisen virtauksen tulee olla yhtenäinen, minkä voidaan olettaa tilanteeksi jokiympäristössä (Gordon 1996). Kolmiulotteisen virtausrakenteen mittaamiseksi tarvitaan käytännössä vain kolme anturia, jolloin neljättä käytetään yleensä horisontaalisen virtauksen yhdenmukaisuuden tarkentamiseen (Gordon 1996; Simpson 2001). Tässä tutkimuksessa käytettävän ADCP:n neljä anturia ovat pyöreällä pinnalla 90 asteen kulmassa toisiaan vasten ja 25 asteen kulmassa mittarin keskipisteen suhteen (Sontek 2013). Äänipulssiantureiden lisäksi ADCP-mittarissa on yksi kohtisuoraan mittarin alapuolelle pienemmän taajuuden ääniaaltoa lähettävä anturi sekä lämpötila-anturi (Kuva 11). Anturit ovat korkeataajuisia sopien mittaukseen matalassa vedessä, kun nopea alueellinen ja ajallinen mittausta on tärkeää (Brumley ym. 1991).



Kuva 11. ADCP sensorin mittaustapa neljän erillisen ja yhden poikittaisen säteen avulla. Kuvassa on eritelty tutkimuksessa käytetyn ADCP:n anturit. Kuva ei mittakaavassa. (Muste ym. 2004, mukailen).

Liikkuvassa mittauksessa tulee mitata myös veneen nopeus, sillä ADCP mittaa veden liikettä suhteessa sensorin liikkeeseen (Muste ym. 2004). Usein se mitataan pitkillä äänipulsseilla määrittämällä veneen nopeus pohjan suhteen (Muste ym. 2004), mutta tämä menetelmä kuitenkin sopii vain muuttumattomiin pohjiin. Mikäli pohjassa liikkuu paljon sedimenttiä ja pohjan morfologia muuttuu mittauksen aikana, voi veneen nopeuden mittaamiseen käyttää GPS-laitetta. Liikkuvassa ADCP-mittauksessa vesipatsaiden hetkelliset virtausolosuhteet mitataan laitteen koko ajan liikkuesssa, minkä takia sensorin hallittu suuntaus on epävarmaa. Tämän takia sensoreiden asento määritellään mittaamalla ADCP:n kallistuminen (eng. *pitch*), kiertyminen (eng. *roll*), kurssi (eng. *heading*) ja nopeus laitteen oman kompassin, kaltevuusmittareiden ja GPS:n avulla (Gordon 1996).

ADCP ei pysty mittaamaan virtausolosuhteita aivan sensorin tai uoman pohjan lähellä (Yorke & Oberg 2002; Muste ym. 2010), sillä signaalin heijastuessa takaisin läheltä sensoria lähetetyn ja vastaanotetun ääniaallon välinen aika on liian lyhyt (Kondolf & Piégay 2003: 327). Uoman pohjalla ääniaalto taas heijastuu kiinteästä aineesta niin voimakkaasti, että se peittää alleen alimmista vesikerroksista heijastuvat ääniaallot (Kondolf & Piégay 2003: 327). Etenkin

tulvan aikana kasvava veteen suspendoituneen aineksen määrä voi estää äänisignaaleita etenemästä syvälle vesipatsaassa (Yorke & Oberg 2002). Mittauksen tarkkuus riippuu myös mittajaan kyvystä toistaa mittaukset samanlaisina ja hänen kyvystään liikuttaa sensoria hitaammin kuin keskivirtausnopeus (Yorke & Oberg 2002).

Virtausnopeuden alueellista jakautumista mitattaessa liikkuvalla ADCP:lla profiilien hetkellisistä mittauksista johtuen mittaus on altis yksittäisten pingien virheille ja veden epätasaisen virtauksen aiheuttamille heilahteluille (Rennie 2008). Alueellista virtausrakennetta tutkittaessa mittauksen tulee olla alueellisesti intensiivisiä epävarmuuden minimoimiseksi (Dinehart & Burau 2005; Rennie 2008). Muste ym. (2004) totesi, että liikkuvalla ADCP:lla mitattu raakadata on hajanaista eikä kuvaa joen keskimääräistä virtauskenttää. Raakadata voidaan kuitenkin jälkikäsitellä tasoittamalla, interpoloimalla tai ekstrapoloimalla keskimääräisen virtauskentän arvioimiseksi (Muste ym. 2004; Dinehart & Burau 2005). Hajanaisten virtausmittausten interpoloiminen tasaväliseen ruudukkoon on välttämätöntä virtausrakenteen alueellisessa tutkimuksessa (Dinehart & Burau 2005; Rennie 2008; Rennie & Church 2010). Liikkuva ADCP-mittaus tuo monia virtausmittaussovelluksia perinteisen virtaaman mittauksen ohelle. Nopea virtauskentän mittausmenetelmä mahdollistaa kokonaisvaltaisen spatio-temporaalisen hydraulisen ja geomorfologisen tutkimisen (Muste ym. 2004; Dinehart & Burau 2005; Parsons ym. 2005; Guerrero & Lamberti 2011; Wright & Kaplinski 2011, Lotsari ym. 2014). Liikkuvan ADCP:n ja erittäin tarkan sijainnin mittaavan virtuaalista korjaussignaalia (eng. *virtual reference station*, VRS) hyödyntävän VRS-GNSS:n yhdistäminen tarkoittaa virtauskentän mittausta entisestään (Laamanen ym. 2014; Lotsari ym. 2014). Liikkuvan ADCP:n virtausnopeusmittaus mahdollistaa myös alueellisten virtausvoimien laskemisen (Sime ym. 2007; Lotsari ym. 2014). Alueellisesti tiheitä meanderikaarteiden virtaustutkimuksia on tehty ADCP:lla kuitenkin vain vähän. Niitä on tehty poikkileikkauksittain sekä laboratoriossa (Blanckaert 2010; Blanckaert 2011) että luonnon uomissa (Parsons ym. 2005; Shields & Rigby 2005; Wright & Kaplinski 2011; Riley & Rhoads 2012; Kasvi ym. 2013b).

Luonnonjokien poikkileikkauksiin kytkeytymätön alueellinen ADCP virtaustutkimus on yleistynyt vasta viime vuosina (Dinehart & Burau 2005; Rennie 2008; Rennie & Church 2010; Guerrero & Lamberti 2011; Lotsari ym. 2014), mutta virtausrakenteen tiheä ajallinen ulottuvuus puuttuu tutkimuksista. Yleisesti virtausrakenteen muutoksia tutkitaan ennen ja jälkeen tulvan (Wright & Kaplinski 2011; Kasvi ym. 2013b). Alueellisesti ja ajallisesti tiheää meanderikaarten yksityiskohtaista virtausrakenteen muutostutkimusta tulvan aikana ei ole tehty ennen tätä tutkimusta.

Dinehart ja Burau (2005) ovat tutkineet alueellisesti harvemmin, mutta ajallisesti tiheästi vuorovesi-ilmiön nousevan ja laskevan vaiheen vaikutusta virtausrakenteeseen liikkuvan ADCP:n ja GPS:n avulla. He mittasivat 300 metriä pitkän ja 100 metriä leveän loivan jokikaarteiden virtausrakennetta 30 minuutin välein läpi vuorokauden kestävän vuorovesi-ilmiön neljän eri vuoroveden aikana. Jokaisella kerralla he mittasivat 500–1000 vertikaalia, joiden perusteella he interpoloivat virtausvektorit alueelliseksi aineistoksi. Tutkimuksen lopputuloksena oli mittaustiheyden painottaminen: alueellisesti tiheämpi aineisto vähentää mittausvirheitä.

Lotsari ym. (2014) ovat tutkineet kevättulvan vaikutusta särkkien ja törmien morfologisiin muutoksiin kolmena peräkkäisenä vuotena. He mittasivat meanderikaarteiden virtausolosuhteet alueellisesti tarkasti pienenevän virtaaman aikana ja yhdistivät alueelliset virtausnopeudet tulvan aikaisiin morfologisiin muutoksiin.

2.4.2 Syvyysmittaus

Jokiuoman syvyyden mittaus on perinteisesti tehty mittaamalla yksittäisten pisteiden syvyys ja interpoloimalla niiden mukaan syvyyskartta. Perinteisesti syvyyden mittaamiseen riitti luotilanka, joka laskettiin uoman pohjaan ja mitattiin veden syvyys tunnetussa pisteessä. Tämä menetelmä oli kuitenkin työlästä ja hidasta. Akustisten menetelmien kehittyttyä syvyyttä on alettu mitata ääniaallon taajuuden ja vaiheen muutoksen avulla. Kaikuluotausta (eng. *sonar*) ja monisädekaikuluotausta (eng. *multibeam sonar*) käytetään paljon jokiympäristön syvyysmittauksissa (esim. Kiss & Sipos 2007; Guerrero & Lamberti 2011).

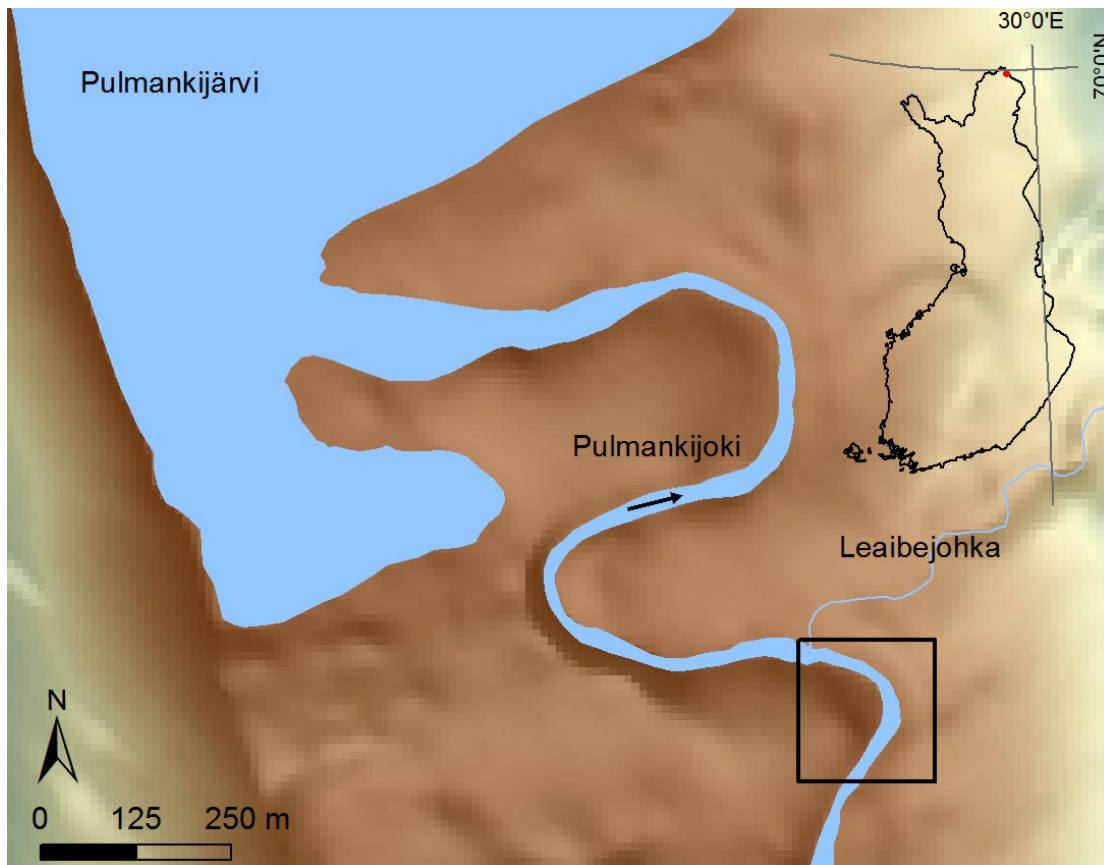
Jokiuoman syvyyttä voidaan mitata myös ilmasta tehtävän kaukokartoituksen avulla. Vedenpinnan yläpuolelta uoman morfologiaa mittaavat kaukokartoitusmenetelmät ovat yleistyneet 2000-luvulla. Näitä ovat muun muassa satelliittikaukokartoitus (esim. Lyzenga 1981; Lyzenga ym. 2006), ilmakeuhkaus (esim. Marcus ym. 2003; Flener ym. 2012; Flener 2013), liikkeestä muodostettava morfologia (Woodget ym. 2014) ja laserskannaus (Hilldale & Raff 2008; Kinzel ym. 2012). Laserskannaus on vielä kehittyvällä kokeiluasteella, sillä sen tarkkuus riippuu erittäin paljon ympäristöolosuhteista ja valosignaalin käsittelyvaikeuksista (Kinzel ym. 2012). Kaikki veden optisista ominaisuuksista riippuvat menetelmät tarvitsevat kuitenkin toimiakseen kirkkaat vesiolosuhteet (Marcus ym. 2003; Woodget ym. 2014), jonka takia optiset kaukokartoitusmenetelmät eivät toimi tulvan aikaisen paljon suspendoitunutta ainesta sisältävän veden syvyysmittaukseen.

Kaikuluotaus on käytetyin akustinen syvyysmittausmenetelmä matalissa jokiuomissa. Se perustuu yksittäisen ääniaallon heijastumiseen uoman pohjasta, kun laitteen veteen lähettämän ääniaallon vaihe muuttuu sen heijastuessa uoman pohjasta takaisin. Äänen kulkeman ajan ja vaihemuutoksen avulla saadaan selvitettyä syvyys, josta signaali heijastui takaisin. Kaikuluotain voidaan asettaa myös veneeseen GPS:n kanssa, jolloin saadaan mitattua laajan alueen syvyysolosuhteet nopeasti ja tehokkaasti. Myös tässä tutkimuksessa käytetään kaikuluotainta, joka on integroitu edellä esitettyyn ADCP-virtausmittariin (Sontek 2013) ja yhdistetty tarkkaan VRS-GNSS:ään.

Nousevan tulvan aikana tapahtuvia meanderikaarten morfologian alueellisia muutoksia ei ole tutkittu ennen tätä tutkimusta. Tutkijat ovat keskittyneet selvittämään vain tulvan aikana peittyvän, matalalla vedenkorkeudella kuivilla olevan tulva-alueen muutoksia (Kasvi ym. 2013a, 2013b; Lotsari ym. 2014) tai poikkileikkauksien profiileja ennen ja jälkeen tulvan (Frothingham & Rhoads 2003). Tulvan nousevan ja laskevan vaiheen aikana tapahtuvia morfologisia muutoksia on tutkittu vain jokiuomien poikkileikkauksissa (Bridge & Jarvis 1982; Kiss & Sipos 2007).

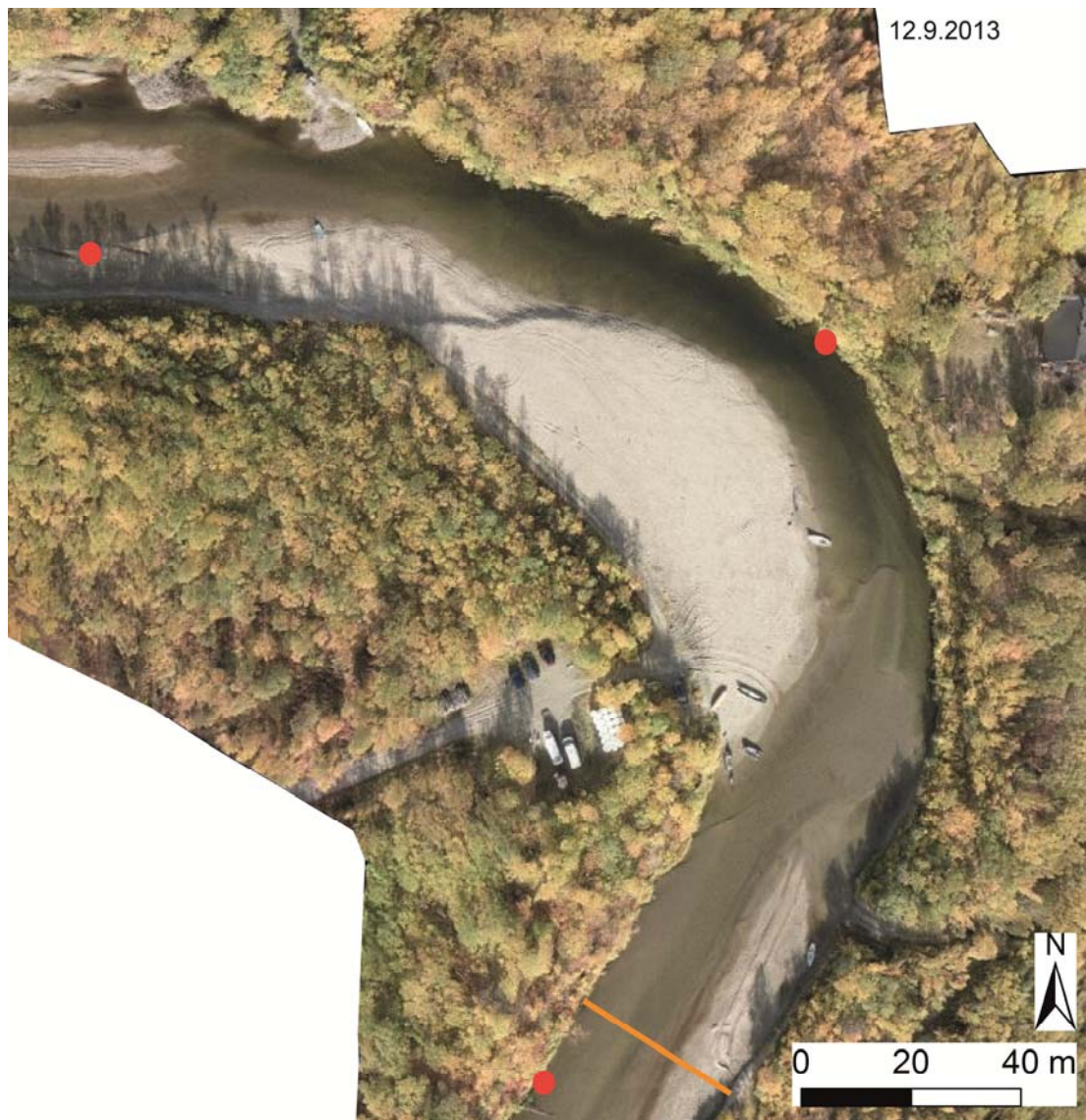
3 Tutkimusalue

Tutkimusalue sijaitsee Pohjois-Suomessa, Utsjoen kunnassa ja on osa Pulmankilaakson pohjalla etelästä pohjoiseen virtaavaa Pulmankijokea (Kuva 12). 58 kilometriä pitkä Pulmankijoki on Tenojoen sivuhaara. Joen keskiosassa on Pulmankijärvi, joka jakaa joen kahteen osaan. Pulmankijoen alaosa sijaitsee Pulmankijärven alajuoksulla Norjan puolella. Pulmankijoen yläosan valuma-alueen pinta-ala on 484 m² (Alho & Mäkinen 2010). Viimeisen jääkauden jälkeen 10 000 vuotta sitten Pulmankilaakso oli meren peittämä, jolloin laakson pohjalle kerrostui 25–30 metriä paksu kerros hiekkaa ja silttiä (Mansikkaniemi & Mäki 1990). Pulmankijoki on kuluttanut uomansa 30 metriä syvälle näihin kerrostumiin ja sen meandereiden ulkokaarteet kuluvat herkästi virtaavan veden vaikutuksesta.



Kuva 12. Tutkimusalueen sijainti Pohjois-Suomessa Pulmankijärven eteläpuolella. Tutkimusalueena oleva meanderikaarre on merkitty kuvan oikeaan alareunaan neliöllä. Tulvan aikana peittyvät meanderien sisäkaarteiden särkät ja joen suualueen delta on merkitty karttaan erikseen.

Tutkimusalueena on Pulmankijoen yksittäinen meanderikaarre, joka sijaitsee noin 1,5 kilometriä Pulmankijärveltä yläjuoksulle. Meanderi on kohtalaisen kaareva, sillä sen kaartumiskerroin on 1.4 ja kaarevuussäde 110 metriä (Kasvi ym. 2013b). Sen sisäkaarteessa on pinta-alaltaan 3200 m² kasvuston särkkä ja ulkokaarteessa eroosiosuojaamaton pystysuora törmä, jonka reunalla kasvaa puita (Kuva 13).



Kuva 13. Ilmakuva tutkimusalueen uomasta ja sisäkaarteen särkestä. Uoman pohjassa näkyy kohouma-syvänne muodostumien alueellisuus (vrt. tuloksien Kuva 39). Kuvaan on merkitty punaisiin pistein vedenkorkeusmittauspisteet ja oranssilla virtaaman mittauksen poikkileikkauksen sijainti. Kuvan on ottanut DI Anttoni Jaakkola Geodeettisen laitoksen kauko-ohjattavalla helikopterilla.

Vesi virtaa kesäisin ja syksyisin kaarteen ulkoreunan noin 20–30 metriä leveässä pääuomassa (Kuva 13). Vedenkorkeus kaksinkertaistuu nousevan tulvan aikana (Alho & Mäkinen 2010) ja joki oikeasee virtaamaan särkän päältä peittäen sen kokonaan (Kuva 14a). Joen virtaama vaihtelee 4–70 m³/s, huippuvirtaaman ollessa suurimmillaan keväällä lumensulamisen aikaan toukokuussa (Kasvi ym. 2013b). Kesällä ja syksyllä virtaama on noin kymmenen kertaa pienempi kuin tulvan aikana.



Kuva 14. Tutkimusalueen vaihtelevat virtausolosuhteet a) keväällä tulva peittää koko meanderikaarteen särkeä b) kesällä ja syksyllä uoma kulkee meanderikaarteen ulkoreunassa.

Tulvan aikana joki kuljettaa sedimenttiainesta sekä suspensiossa että pohjakuljetuksena (Alho & Mäkinen 2010). Veteen suspendoituneen aineksen määrä nousee tavanomaista 20–40 kertaa korkeammaksi tulvan aikana (Alho & Mäkinen 2010). Joen pohjakuljetus on hiekkaa, jonka raekoon mediaaniarvo (D_{50}) on 0,34 mm. Virtaaman laskiessa pohjakuljetuksen suhteellinen osuus pienenee, vaikka uoman kokonaiskuljetus laskee paljon (Kasvi ym. 2013b).

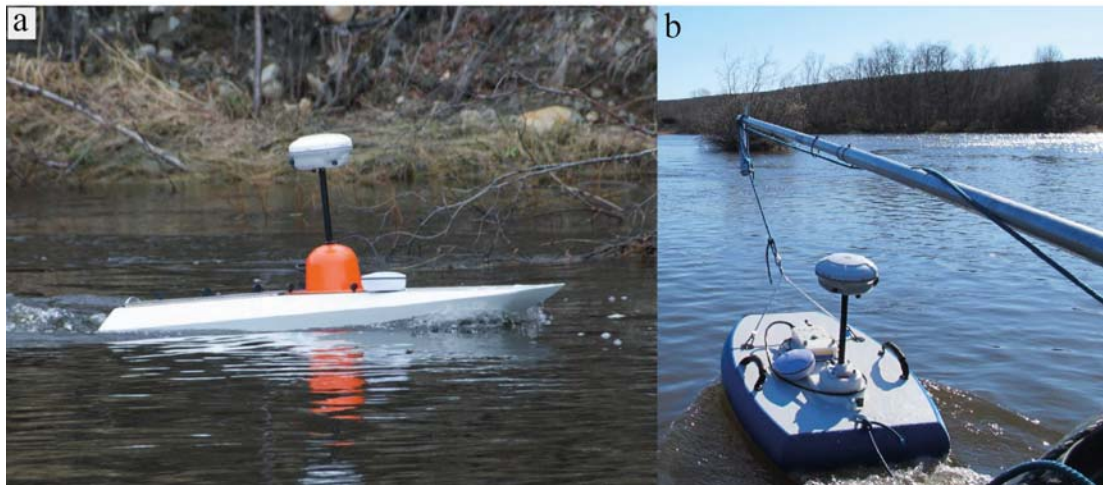
4 Aineistot ja menetelmät

4.1 Kenttämittaukset

4.1.1 Akustinen virtausprofiilimittaus

4.1.1.1 Vesipatsaan virtausnopeus ja -suunta

Tutkimusalueen pohjanläheiset ja syvyyskeskiarvotetut virtausnopeudet ja -suunnat mitattiin tulvan nousevan vaiheen aikana liikkuvalla akustisella virtausprofiilimittarilla (ADCP, SonTek/YSI RiverSurveyer M9). Virtausnopeuksia ja -suuntia mitattiin yhden sekunnin välein neljällä 3,0 MHz:n taajuisella anturilla (Sontek 2013). ADCP integroitiin kauko-ohjattavaan veneeseen (Kuva 15a) yhdessä sen laitteiston oman GPS:n sekä VRS-GNSS:n (Trimble R8) kanssa. Yhtenä mittauspäivänä, 18.5, kaikki mittauslaitteet kiinnitettiin kauko-ohjattavan veneen sijaan kelluvaan alustaan, jota työnnettiin kumiveneellä (Kuva 15b). Laitteiden alustan vaihtumisesta huolimatta mittauslaitteet ja menetelmä pysyivät samana. Tutkimusalueen virtausrakenne mitattiin alueellisesti tarkasti yhdeksänä päivänä tulvan nousevan vaiheen aikana.



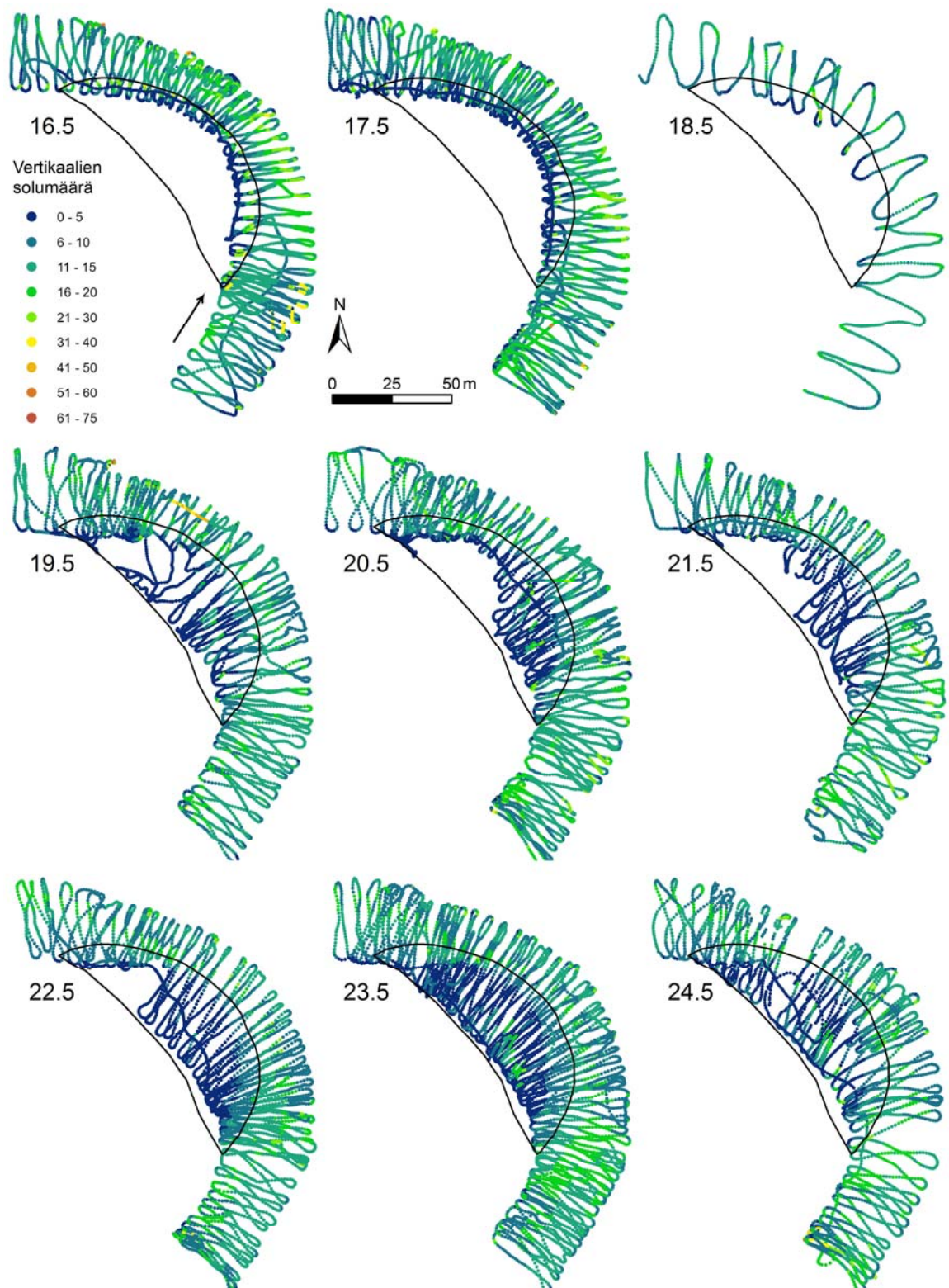
Kuva 15. ADCP-mittauslaitteiden asetelmat. a) Kauko-ohjattava vene b) Kelluva alusta, jota liikutetaan kumiveneen edellä.

Kauko-ohjattavalla veneellä, tai kumiveneellä ja kelluvalla alustalla, ajettiin keula kohti ylävirtaa, yläjuoksulta alajuoksulle, jotta ADCP olisi mahdollisimman suoraan virtausta vasten. Veneen kulkunopeus pyrittiin pitämään pienempänä kuin veden virtausnopeus, jolloin ADCP ehtii mittaamaan koko profiilin eri kerroksien virtausolosuhteet. Päivittäisen mittauksen kesto oli noin kaksi tuntia ja se määräytyi vedenkorkeuden muutosnopeuden ja alueellisen kattavuuden perusteella. Intensiivisten mittausten tuloksena tutkimusalueelta mitattiin päivittäin tuhansia vertikaaleja (Taulukko 2), joiden mitatut solumäärät vaihtelivat yhdestä yli kuuteenkymmeneen (Kuva 16).

Vedenkorkeus muuttui mittausten aikana enintään 2 cm ja veden lämpötila puoli astetta (Taulukko 2). Vedenkorkeuden muutoksen vaikutus mittaustuloksiin on erittäin pieni, sillä vedenkorkeus muuttui kokonaisuudessaan lähes metrin koko mittausjakson aikana. Veden lämpötilan muutos ei suoraan vaikeuta akustisia mittauksia, sillä ADCP mittaa itse jatkuvasti lämpötilaa ja suhteuttaa äänennopeuden mittaukset sen muutoksiin. Käytännössä veden lämpötila ei kuitenkaan muuttunut merkittävästi mittausten aikana.

Taulukko 2. Mittauspäivien virtaama, vedenpinnan kaltevuus ja mitatut pisteet.

Pvm	Virtaama (m ³ /s)	Vedenpinnan kaltevuus	Mitatut pisteet	Vedenkorkeus alku-loppu (m)	Veden lämpötila alku-loppu (°C)
16.5		0,0010	7438	14,81–14,83	4,85–4,96
17.5	35,28	0,0013	7899	15,02–15,04	6,04–6,27
18.5	57,81	0,0008	1261	15,49–15,50	5,03–5,03
19.5	66	0,0006	5259	15,65–15,64	3,40–3,67
20.5	47,63	0,0001	7758	15,60–15,60	4,47–4,91
21.5	42,16	0,0000	3556	15,60–15,60	3,80–3,89
22.5	40,9	0,0000	4679	15,66–15,68	8,53–8,13
23.5	46,42	0,0000	6368	15,79–15,78	9,37–9,27
24.5	33,33	0,0000	3831	15,76–15,76	10,09–10,04



Kuva 16. Mitattujen vertikaalien alueellinen jakautuminen päivittäin ja vertikaalissa mitattujen vesikerrosten määrä. Veden virtaussuunta on merkitty ensimmäiseen kuvaan. Sisäkaarteon särkkä on visualisoitu kuviin mustalla.

4.1.1.2 Uoman syvyys

Tutkimusalueen syvyysolosuhteet mitattiin niin ikään kauko-ohjattavaan veneeseen integroidulla ADCP:lla. Syvyyden mittaukseen käytettiin sensorin pystysuoraa sädetä (eng. *vertical beam*), joka mittaa syvyyttä suoraan sen alapuolella 0,5 MHz taajuudella. Tulvan aikana pohjassa liikkuva sedimenttiaines voi häiritä korkeataajuisen äänen liikettä, jolloin syvyysmittauksen epätarkkuus kasvaa. Tämä ei kuitenkaan aiheuta ongelmaa pystysuoralla säteellä tehtyihin mittauksiin, vaan ne ovat luotettavia hankalista olosuhteista huolimatta (Sontek 2013). Joten vaikka ADCP:lla olisi mahdollisuus mitata vedensyvyys myös neljän sivuille suunnatun korkeataajuisen anturin (3,0 MHz) avulla, pystytään tulvan aikana yksittäisellä pystysuoralla säteellä mittaamaan syvyysolot tarkemmin (Sontek 2013).

4.1.1.3 Virtaaman vaihtelut

Mittausjakson virtaamavaihtelut mitattiin 17.5 lähtien päivittäin ADCP-sensorilla tutkimusalueen yläosassa uoman poikkileikkauksesta (Taulukko 2, Kuva 12). Mittauspaikka oli lähes ideaali virtausmittaukseen ylävirran puolen uoman ollessa melko suora ja reunojen kasvillisuus vähäistä, jolloin virtauskenttä oli mahdollisimman tasainen.

Virtaamamittauksen aluksi poikkileikkauksen aloitusrannan ominaisuustiedot (oikea/vasen ranta, kalteva/pystysuora ranta ja laitteen etäisyys rannasta) määriteltiin mittausohjelmistoon (Sontek RiverSurveyor Live). Aluksi reunan virtausprofiili mitattiin 10 sekunnin ajan, minkä jälkeen aloitettiin poikkileikkauksen profilointi. Veneellä ajettiin tasaisesti kohtisuoraa linjaa virtausta vasten hitaammin kuin veden virtauksen keskinopeus, jolloin sensori ehti rekisteröimään kaikkien eri vesikerrosten virtausolosuhteet mahdollisimman tarkasti luotettavien mittaustulosten saavuttamiseksi. Poikkileikkauksen toisessa reunassa liikkuva mittaus lopetettiin, mitattiin reunan virtausprofiili 10 sekunnin ajan ja ohjelmistoon syötettiin toisen rannan tiedot.

Poikkileikkauksen virtaama mitattiin päivittäin niin monta kertaa, että vähintään kahden mittauksen ero oli yhden prosentin sisällä. Mittausvirheiden minimoimiseksi virtaama mitattiin vähintään kaksi, mutta keskimäärin neljä kertaa. Tämän jälkeen mitatuista virtaamista laskettiin päivittäiset keskiarvot.

4.1.1.4 Tarkkuus ja virhelähteet

ADCP:n virtausnopeusmittausten tarkkuus on $\pm 0,25$ % ja syvyysmittausten ± 1 % (Sontek 2013). Suurin mitattu virtausnopeus oli 2,20 m/s, joten suurin virtausnopeuksien virhe on 0,0055 m/s. Suurimmat syvyysmittaukset olivat 4,01 metriä, jolloin syvyysmittausten tarkkuus on vähintään 4 cm. Veden virtauksen monimutkaisuuden takia mittausvirheitä on vaikea erotella ilmiöstä itsestään. Mittaajasta johtuvat virheet minimoitiin ajonopeutta seuraamalla. Veneen nopeus oli hitaampi kuin keskimääräinen virtausnopeus, ollen aina alle 1 m/s.

4.1.2 Tarkka satelliittipaikannus

4.1.2.1 Liikkuva mittaus

Virtausmittauksien virtausprofiilien tarkan sijainnin määrittämiseksi kauko-ohjattavaan mittausveneeseen oli asetettuna tarkkuus-satelliittipaikannin (Trimble R8 *Virtual Reference System-Global Navigation Satellite System*, jatkossa VRS-GNSS). Sen liikkuva vastaanotin (eng. *rover*) tallensi virtuaalista hetkittäisen sijainnin raakadataa 0,1 sekunnin välein. Liikkuva vastaanotin asetettiin kauko-ohjattavaan veneeseen suoraan ADCP-sensorin yläpuolelle 0,527 metriä korkean metallitangon päähän. Liikkuvan mittauksen tarkkuus oli horisontaalisesti 5 cm ja vertikaalisesti 10 cm.

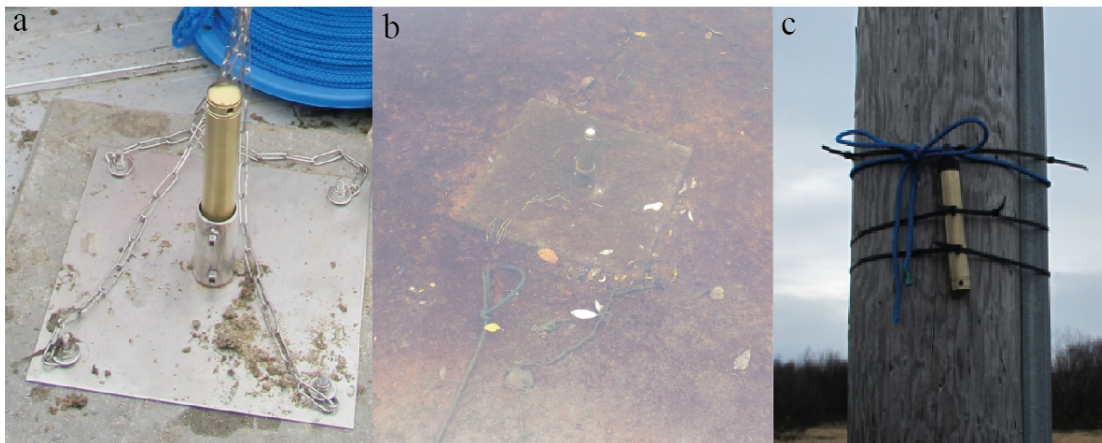
4.1.2.2 Staattinen mittaus

Tutkimusalueen vedenkorkeus mitattiin VRS-GNSS:llä staattisilla sijaintimittauksilla tutkimusalueen vedenkorkeusmittareiden kohdalta (ks. luku 4.1.3) yhteensä viisi kertaa. Staattisessa mittauksessa vastaanotin tallentaa virtuaalisesti korjatun tarkan sijainnin kolmen mittauksen keskiarvona. Vastaanotin ei tallenna mittausta jos kolmen peräkkäisen mittauksen hajonta on liian suuri. Vastaanotin kiinnitettiin kaksi metriä korkean mittaustangon päähän, koska maan tasolla ympäröivä kasvillisuus ja maanpinnan muodot häiritsevät satelliittien signaaleja. Tällöin VRS-GNSS sai signaaleita sijainnin mittaamiseen useammilta satelliiteilta. Staattisen mittauksen horisontaalinen sijainti oli tarkempi kuin 2,5 cm vertikaalisen tarkkuuden vaihdellessa 1,8–3,0 cm välillä.

4.1.3 Vedenkorkeus

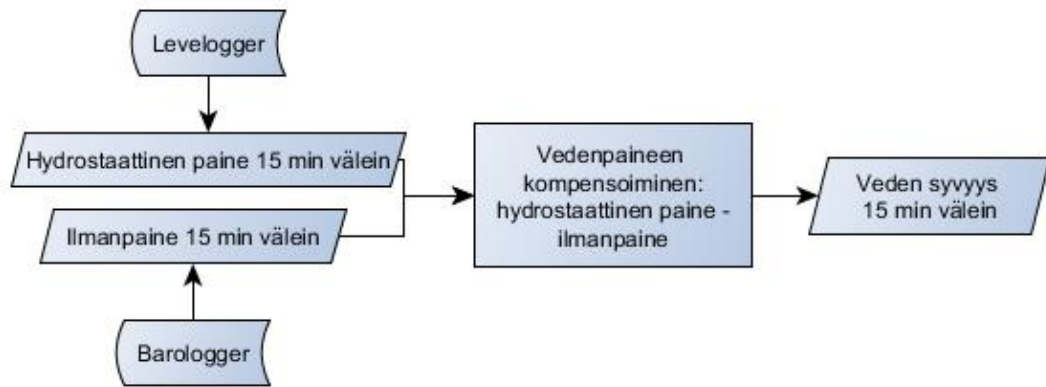
4.1.3.1 Vedensyvyys

Tutkimusalueen vedensyvyyden vaihtelut mitattiin kolmessa eri mittauspisteessä meanderikaarten yläjuoksulla, keskiosassa ja alajuoksulla (Kuva 13) painesensoreilla (Kuva 17a, Solinist Levelogger Gold Model 3001, jatkossa Levelogger). Leveloggerit kiinnitettiin itse tehtyihin puutarhalaattatelineisiin, joissa ne pysyivät uoman pohjassa kohtisuoraan pystyssä (Kuva 17b). Leveloggerit mittasivat 15 minuutin välein sen päällä olevan vesipatsaan aiheuttamaa hydrostaattista painetta ja veden lämpötilaa, joiden avulla laite määrittää lämpötilan suhteen kompensoidun veden syvyyden. Ilmanpaineen vaihteluiden mittaamiseksi tutkimusalueen läheisyyteen asetettiin noin viiden metrin korkeudelle 15 minuutin välein ilmanpainetta mittaava sensori (Kuva 17c, Solinist Barologger Gold Model 3001). Leveloggerit ja Barologger mittasivat veden- ja ilmanpainetta kokonaisuudessaan ajalla 14.5.–23.9.2013.



Kuva 17. a) Levelogger asennettuna puutarhalaattaan kiinnitettyyn telineeseen ennen veteen laskua. b) Levelogger vedessä kohtisuoraan vedenpintaa kohden. c) Barologger mittaamassa ilmanpainetta tutkimusalueen vieressä.

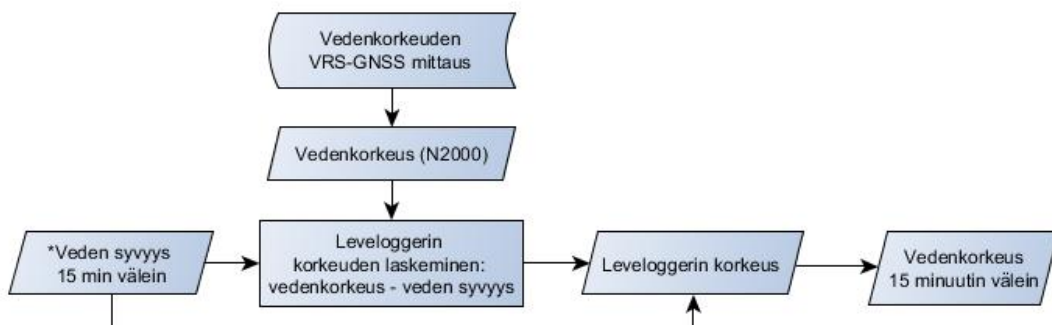
Levelloggereiden mitaamat vedenpaineet kompensoitiin ilmanpaineen suhteen (Kuva 18, Levelogger 4.0.3), jolloin hydrostaattisesta paineesta vähennetään saman hetken ilmanpaine (Solinist 2013).



Kuva 18. Leveloggerien mitaamat vedenpaineet kompensoitiin veden syvyyksiksi vähentämällä hydrostaattisesta paineesta saman ajankohdan ilmanpaine.

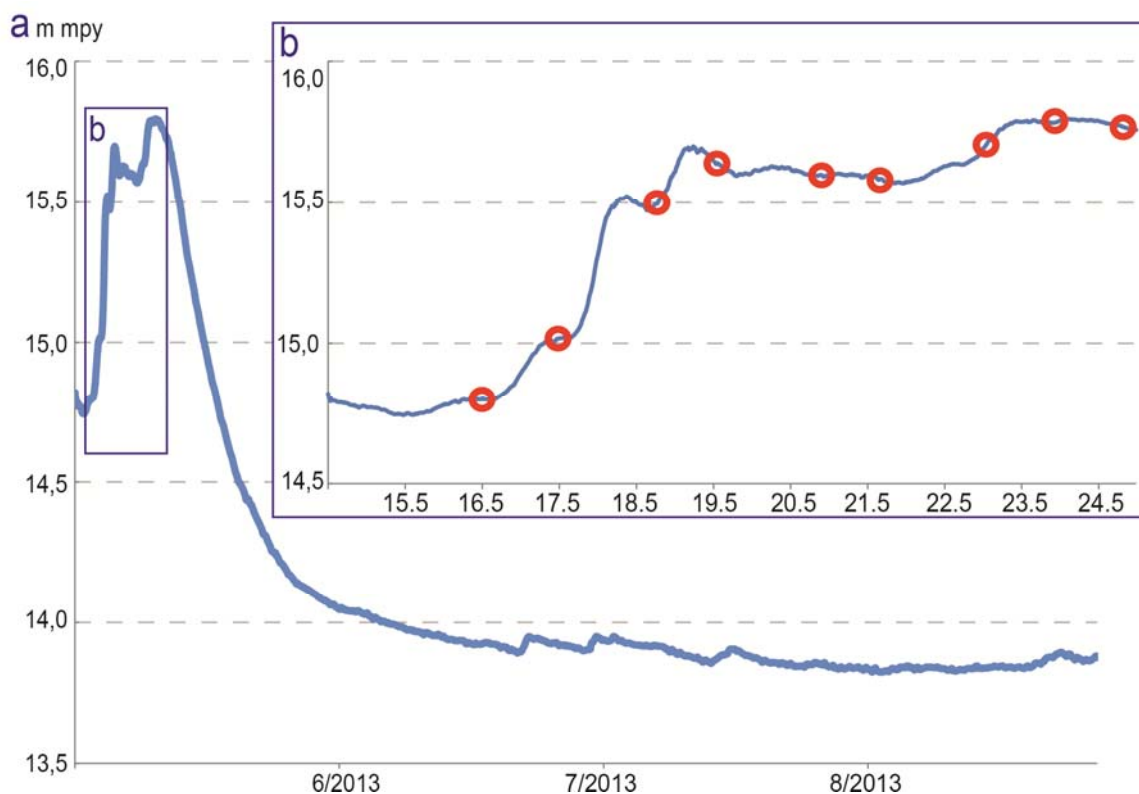
4.1.3.2 Vedenkorkeus

Kompensoidut veden syvyydet muutettiin vedenkorkeuksiksi VRS-GNSS:llä mitattujen vedenkorkeuspisteiden avulla (Kuva 19). Korkeuksia mitattiin jokiuoman jäättömänä aikana (14.5.–23.9.2013) yhteensä viisi kertaa, joista kaksi keväällä ja syksyllä kolme. Mitattujen vedenkorkeuspisteiden avulla laskettiin Leveloggerin korkeus N2000-korkeusjärjestelmässä vähentämällä mitatusta vedenkorkeudesta mitattu vedensyvyys. VRS-GNSS:llä mitattua vedenkorkeutta vastaava Leveloggerin mittaama vedensyvyys laskettiin tunnin keskiarvona ennen ja jälkeen VRS-GNSS -mittausajankohdan, jotta hetkelliset pienen aallokon aiheuttamat vedenkorkeuden muutokset saatiin minimoitua. Lopullinen vedenkorkeus laskettiin lisäämällä Leveloggerin korkeuteen sen mittaama veden syvyys.



Kuva 19. Veden syvyys muutettiin vedenkorkeudeksi VRS-GNSS -mittausten avulla laskemalla ensin painesensorin korkeus ja lisäämällä siihen mitattu veden syvyys.

Vedenkorkeus mitattiin VRS-GNSS:llä virtausmittausjakson aikana kaksi kertaa, 19.5 ja 24.5, mutta ensimmäisen mittauskerran mittauksia ei käytetty, koska sijainnit olivat epätarkkoja. Toukokuun lopussa Levelloggerit nostettiin ylös puhdistusta ja mitatun aineiston lukua varten. Tämän jälkeen ne laskettiin takaisin uoman pohjaan ja niiden korkeus laskettiin uudelleen. Tässä tutkimuksessa käytetään vedenkorkeuksia, jotka on mitattu ja laskettu ennen Levelloggerien ylösnostoa (Kuva 20b).



Kuva 20. Veden korkeuden vaihtelu 15 minuutin välein a) koko jäättömänä aikana ja b) mittausjakson aikana.

4.1.3.3 Tarkkuusarviointi

Painesensoreiden suhteellinen tarkkuus on 0,05 % (Solinst 2013), joten mittausten ääriarvon ollessa 2,62 metriä virhe on suurimmillaan $\pm 0,0013$ m. Laitteiden tarkkuutta heikentää kuitenkin muokkautuva ja liikkuva pohja. Painesensorin tulee olla kohtisuorassa pohjaan nähden, jotta se pystyy mittaamaan veden syvyyden mahdollisimman tarkasti. Hiekkapohjaisen uoman reunalla puutarhalaatan oikean asennon löytäminen oli vaativaa. Puutarhalaatan pohjaan laskemisen jälkeen se mahdollisesti valuu stabiiliin paikkaan ajan myötä, jolloin sen mitaama syvyys kasvaa.

4.1.4 Sedimenttinäytteet

4.1.4.1 Helley-Smith

Uoman pohjan aineskuljetuksen määrä mitattiin tutkimusalueen yläjuoksulta seitsemän kertaa eri virtaamatilanteissa. Aineskuljetus mitattiin virtausmittauspoikkileikkauksesta (Kuva 13), jossa virtausolosuhteet ovat tasaiset koko joen leveydeltä. Aineskuljetus mitattiin kahdesta eri kohdasta poikkileikkausta käsikäyttöisellä Helley-Smith -näytteenottimella, joka laskettiin kumiveneestä uoman pohjaan sen 0,152*0,152m kokoinen suuaukko virran suuntaisesti. Näytteenotinta pidettiin pohjassa 3 minuuttia, jonka aikana sen hienosilmäiseen keräyspussiin kertyi uoman pohjalla kulkevaa sedimenttiainesta. Mittauksen jälkeen näytteenottopussiin kertynyt sedimentti kaadettiin näytepusseihin, joissa ne kuljetettiin laboratorioon jatkotutkimuksiin. Mittausvirheen minimoimiseksi aineskuljetusmittaus toistettiin kolme kertaa samasta kohdasta, jolloin yhdeltä mittauskerralta saatiin poikkileikkauksesta yhteensä 6 aineskuljetustulosta.

4.1.4.2 Virhearviointi

Helley-Smith -näytteenotin kerää noin 150 % todellista aineskuljetusta enemmän pohjassa liikkuvaa sedimenttiä (Druffel ym. 1976). Tämän takia aineskuljetuksen määrää ei voida laskea suoraan kerätyn sedimentin määrästä, vaan määrä tulee korjata. Käsikäyttöisellä näytteenottimella tehtävässä mittauksessa myös mittaja itse voi aiheuttaa virheitä tuloksiin: näytteenottimen virheellinen asento, mittausajan epätarkkuus tai näytteenottopussin epähuolellinen tyhjentäminen johtavat mittausvirheisiin. Mahdollisen mittausvirheen minimoimiseksi näyte uusittiin aina jos näytteenotin kääntyi vinosti virran tai pohjan suhteen tai mikäli mittausaika oli virheellinen.

4.2 Jälkikäsittely ja analysointi

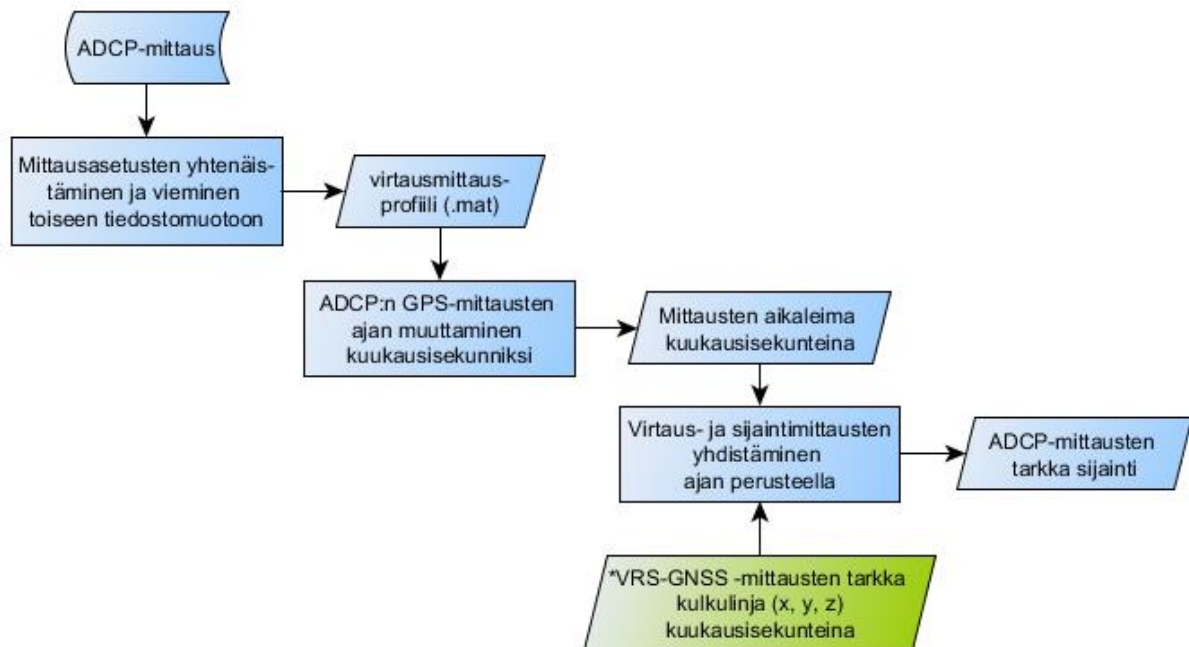
4.2.1 Aineistojen jälkikäsittely ja yhdistäminen

4.2.1.1 Akustisten virtausprofiilimittausten jälkikäsittely

ADCP-mittausten tulokset jälkikäsiteltiin muotoon, jossa ne voidaan yhdistää tarkan sijaintiaineiston kanssa (Kuva 21). Päivittäisten mittausten asetukset varmistettiin samoiksi:

- Sensorin syvyys (0,06 m)
- Syvyyden mittaus pystysuoralla säteellä
- Magneettinen deklinaatio (12,9°)
- Suunta (eng. *heading*) ADCP:n sisäisestä kompassista
- Referenssisijainti (eng. *track reference*) ADCP:n erillinen GPS
- GPS-laitteen sijaintipoikkeama (eng. *offset*) sensorin päällä ($x=-0,20$ m, $y=0,07$ m).

Asetusten yhtenäistämisen jälkeen mittaustiedostot muunnettiin binääritiedostomuotoon (RiverSurveyor Live), jotta niihin voitiin yhdistää tarkasti mitatut sijaintitiedot.



Kuva 21. Virtausmittausten jälkikäsittely. *VRS-GNSS mittausten tarkka kulkulinja jälkikäsitellään luvussa 4.2.1.2.

Sijainnin mittausaika tallentui ADCP:n GPS:ään UTC-aikana (eng. *Coordinated Universal Time*) ja VRS-GNSS:n mittausaika GPS-aikana, joten ne täytyi muuttaa yhdenmukaisiksi yhdistämistä varten (R). Binääritiedostomuodossa olevien ADCP-mittausten UTC-ajat muutettiin tallennetuista viikkosekunneista kuukausisekunneiksi, jotta vältetään samoilta aikaleimoilta eri mittausviikoilla.

Tarkan sijaintitiedon yhdistämisen jälkeen mitatuista virtaus- ja syvyystiedoista valittiin ja laskettiin tutkimuksessa käytettävät muuttujat (Taulukko 3).

Taulukko 3. Tutkimuksessa käytettävät muuttujat ja niiden laskentatapa

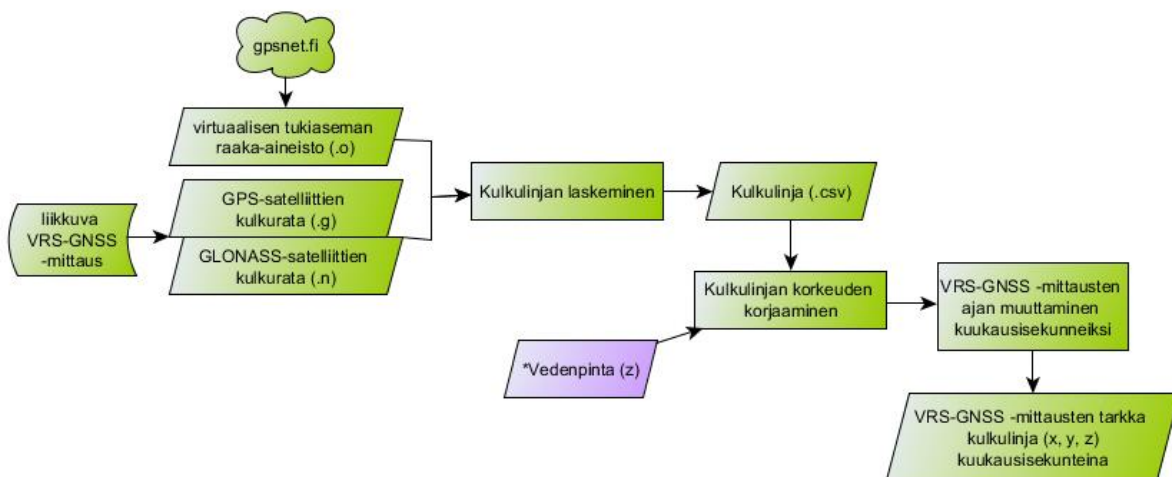
Muuttujat	Laskentatapa
Syvyyskeskiarvotettu virtausnopeus	Koko vesipatsaan kaikkien solujen kolmiulotteisen virtausnopeuden keskiarvo
Syvyyskeskiarvotettu virtaussuunta	Koko vesipatsaan kaikkien solujen horisontaalisten virtaussuuntien keskiarvo
Pohjanläheinen virtausnopeus	Vesipatsaan alimman solun kolmiulotteinen virtausnopeus
Pohjanläheinen virtaussuunta	Vesipatsaan alimman solun horisontaalisten virtaussuuntien summa
Veden syvyys	ADCP:n kaikuluotaimen mittaama syvyys
Uoman pohjan korkeus	Vedenkorkeus–veden syvyys

Syvyyskeskiarvotettu virtausnopeus laskettiin kaikkien yksittäisessä syvyysprofiilissa olevien solujen kolmiulotteisten virtausnopeuksien keskiarvona (R). Muuttuja sisältää siis uoman suuntaisen, poikittaisen ja vertikaalisen virtausnopeuden, joista kuitenkin viimeisin oli mitättömän pieni, eikä täten vaikuta kokonaisnopeuteen juurikaan. Pohjanläheinen virtausnopeus laskettiin alimman mitatun solun kolmiulotteisista virtausnopeuksista. Virtaussuunnat laskettiin uoman suuntaisen ja poikittaisen virtaussuunnan perusteella. Syvyyskeskiarvotettu virtaussuunta laskettiin kaikkien mitattujen solujen suuntien keskiarvona, kun taas pohjanläheinen alimmasta mitatusta solusta. ADCP:llä mitatun veden syvyyden avulla laskettiin uoman pohjan

korkeus vähentämällä mittausten vedenkorkeudesta veden syvyys. Mittausten korkeus määriteltiin teoreettisen vedenpinnan avulla (ks. luku 4.2.1.3).

4.2.1.2 VRS-GNSS -pisteiden jälkikäsitely

Virtausmittarin tarkan sijainnin määrittämiseksi päivittäiset VRS-GNSS:llä mitatut satelliittien ja virtuaalisen tukiaseman sijaintitiedot yhdistettiin ja muutettiin muotoon, jossa ne voidaan yhdistää virtausmittausaineistoiden kanssa (Kuva 22). Päivittäinen liikkuvan vastaanottimen kulkulinja (eng. *baseline*) laskettiin VRS-GNSS:llä tallennettujen satelliittien kulkuratojen ja virtuaalisen tukiaseman avulla (Trimble Business Center). Kulkulinjan jälkilaskemista varten jokaisen päivän mittausten virtuaalisen tukiaseman aineisto sekä GPS- ja GNSS-satelliittien kulkuradat siirrettiin ohjelmistoon.

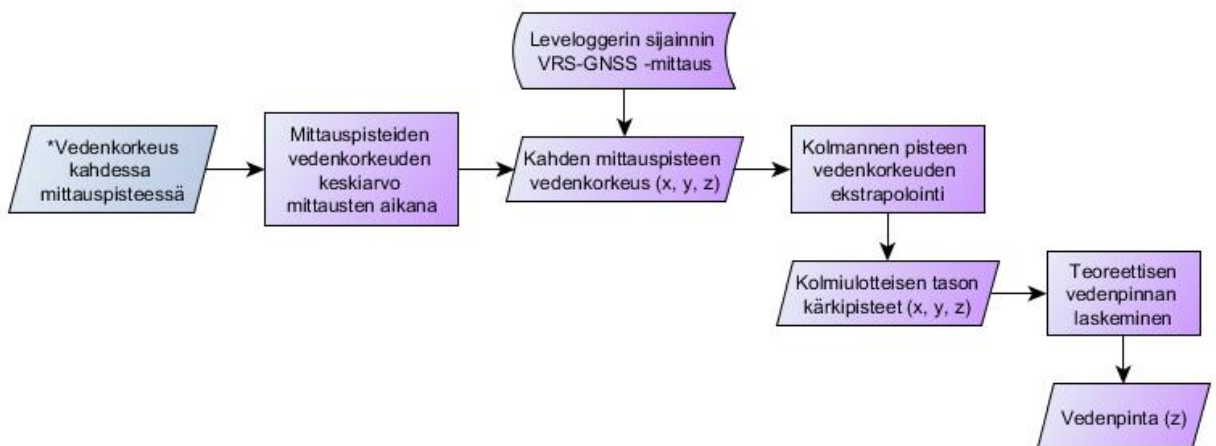


Kuva 22. Tarkaksi sijainnin laskeminen VRS-GNSS raaka-aineiston perusteella.

Jälkilaskemisen paikannustarkkuudelle asetettiin tarkkuusrajat (horisontaalisesti $\pm 0,05$ m ja vertikaalisesti $\pm 0,10$ m), jotta virheelliset mittaukset poistetaan automaattisesti. Kulkulinjan laskemisen jälkeen tehdyn tarkkuusarvioinnin perusteella korkeusmittaukset eivät olleet todenmukaisia: vastaanottimen korkeus ei voi muuttua $\pm 0,50$ metriä äkkinäisesti. Korkeuskoordinaatit korvattiin teoreettisella vedenpinnalla (ks. luku 4.2.1.3), koska sensorin ja vedenpinnan korkeus on tärkeä jatkolaskennoissa. Tämän jälkeen sijainnin mittausajat muutettiin samaan muotoon virtausmittausaikaisten kanssa. VRS-GNSS:n GPS-aika muutettiin ensin UTC-päiväsekunneiksi ja lopulta kuukausisekunneiksi.

4.2.1.3 Teoreettisen vedenpinnan laskeminen

ADCP-mittausten aikaiset vedenpinnat laskettiin painesensoreiden mittaaman vedenkorkeuden avulla (Kuva 23, R). Ennen teoreettisen vedenpinnan laskemista kolmen Levelloggerin vedenkorkeuden vaihteluiden loogisuus ja vaihtelu tarkistettiin, jolloin huomattiin että yläjuoksun vedenkorkeusmittaukset eivät olleet luotettavia: mittausten mukaan vedenkorkeus olisi ollut yläjuoksulla matalammalla kuin alajuoksulla. Näin ollen teoreettisen vedenpinnan laskemiseen käytettiin tutkimusalueen alajuoksun ja keskiosan vedenkorkeuksia ja yläjuoksun vedenkorkeusmittauspisteeseen ekstrapoloitua vedenkorkeutta. Käytetyistä vedenkorkeuksista laskettiin jokaisen päivän mittausajankohdan keskiarvo.

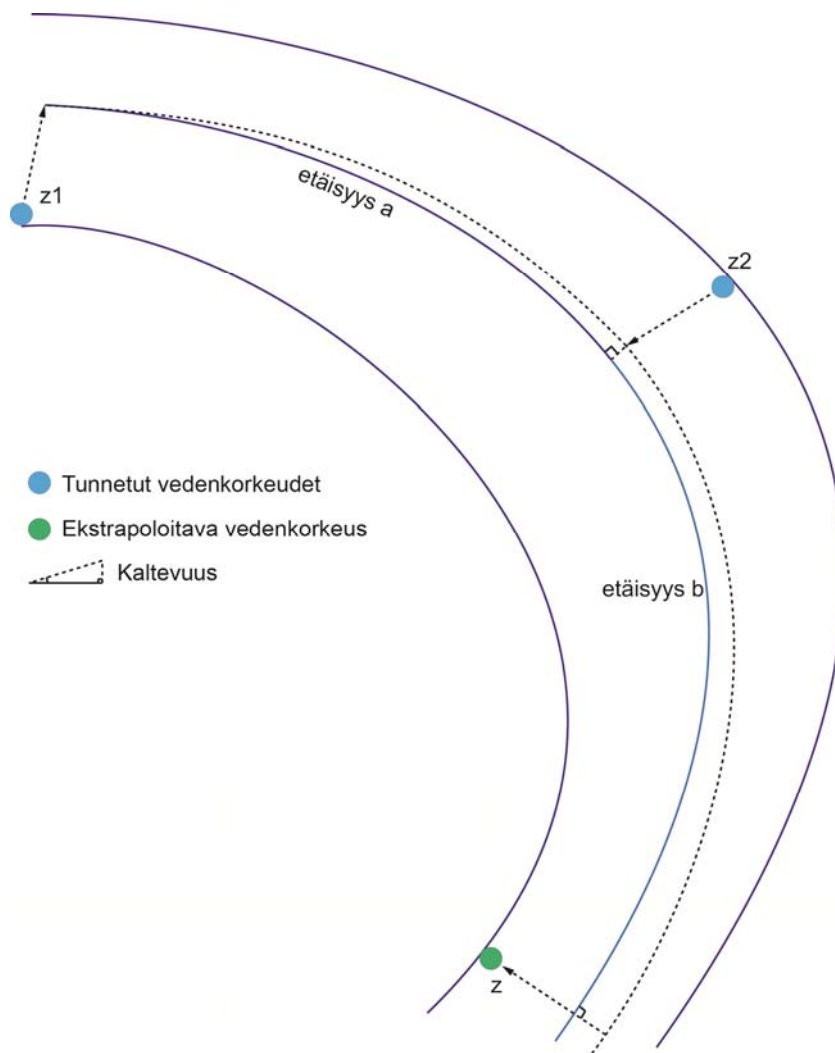


Kuva 23. Teoreettisen vedenpinnan laskeminen vedenkorkeuden ja Levelloggereiden sijainnin avulla.

Ekstrapoloinnissa oletettiin, että vedenpinnan kaltevuus pysyy samana koko tutkimusalueella, jolloin yläjuoksun vedenkorkeus laskettiin alajuoksun ja keskiosan välisen kaltevuuden ja keskiosan ja yläjuoksun välisen etäisyyden suhteena (Kuva 24):

$$\text{Kaltevuus} = \frac{\text{korkeus } z_2 - \text{korkeus } z_1}{\text{etäisyys } a} \quad (3)$$

$$\text{Tuntematon korkeus } z = \text{kaltevuus} \times \text{etäisyys } b. \quad (4)$$



Kuva 24. Vedenkorkeuden ekstrapoloiminen kahden tunnetun vedenkorkeuden avulla.

Vedenkorkeuksien avulla määritettiin teoreettinen vedenpinta kaavalla

$$ax + by + cz = d \quad (5)$$

jossa a, b ja c ovat teoreettista tasoa kohtisuoraan olevan vektorin komponentit ja d on vertikaalietäisyys tasosta. Kun tiedetään d:n suhde x:n ja y:n välillä, voidaan koordinaattien avulla laskea jokaiselle pisteelle korkeusarvo.

4.2.1.4 Sedimenttinäytteiden käsitteleminen ja analysointi

Sedimenttinäytteet käsiteltiin kenttätyöjakson jälkeen laboratoriossa. Ne laitettiin kokonaisuudessaan astioihin ja kuivattiin haihuttamalla niiden sisältämä vesi yön yli kuivatusuunissa 105°C lämpötilassa. Näytteiden jäähtyttyä ne punnittiin kokonaisuudessaan ennen seulontaa kokonaiskuljetuksen ja seulontahävikin laskemiseksi. Sedimenttinäytteen raekokojakauman selvittämiseksi seulonta tehtiin Udden-Wentworthin asteikon (Wentworth 1922) mukaisella seulasarjalla puolen ϕ in välein 0,063–8 mm välillä. Jokaista näytettä seulottiin yhteensä 20 minuuttia, jonka puolivälissä

seulasarja käännettiin 180 astetta tasaisen seulonnan takaamiseksi. Seulonnan jälkeen jokaiseen seulakerrokseen jääneet sedimentit punnittiin ja tulokset analysoitiin (Gradistat, Blott & Pye 2001). Tuloksista tarkastettiin myös jokaisen näytteen raekoon keskiarvo ja seulontahävikki (liite A).

Kerättyjen sedimenttinäytteiden kokonaispaino jaettiin 1,5:llä pohjakuljetuksen laskemisen yhteydessä, koska Helley-Smith -näytteenottimen keräystehokkuus on 150% (Druffel ym. 1976). Pohjakuljetuksen määrä laskettiin näytteen korjatun kuivapainon, näytteenottimen suuaukon leveyden ja mittausajan avulla (van Rijn 2007).

$$S = \frac{G}{bT} \quad (6)$$

jossa G on näytteen korjattu paino (kg), b näytteenottimen suuaukon leveys (m) ja T mittausaika (s).

4.2.2 Muuttujien laskeminen ja analysointi

4.2.2.1 Virtausnopeus ja -suunta

Jotta alueellisia virtausnopeuksia voidaan vertailla keskenään eri mittauskertojen välillä, tulee ne interpoloida (Dinehart & Burau 2005). Interpolointimenetelmän täytyy soveltua ennustamattomien ilmiöiden käsittelemiseen, koska veden virtausrakenne avoimessa uomassa on alueellisesti epätasainen. Tärkeintä interpoloinnissa on menetelmän tarkkuus, tulosten järkevyyt ja laskennan yksinkertaisuus (Marchioli ym. 2006).

Yleisimmät menetelmät pistemäisten mittausten paikalliseen alueelliseen interpolointiin ovat IDW (eng. *Inverse Distance Weighting*), splining tai kriging (Richtman 2006). Richtmanin (2006) mukaan splining-interpolointia käytetään yleensä tasaisesti jatkuvan ilmiön, kuten sadannan tai paineen, interpolointiin. Spliningiä ei kokeiltu tässä tutkimuksessa veden virtauksen epätasaisen luonteen vuoksi. Kriging on geostatistinen menetelmä, jossa oletetaan, että mittauspisteiden välinen etäisyys korreloi alueellisesti. Se käyttää oletusta selittämään interpoloitavan pinnan arvojen vaihtelua (Esri 2014a). Kriging on vaihtoehto virtausnopeuden interpoloimiseen (esim. Rennie 2008), koska menetelmä tasoittaa mittausvirheiden ja epätasaisen virtauksen vaihtelua (Rennie & Church 2010). Kriging-menetelmää käytettäessä kuitenkin oletetaan, että interpoloitava muuttuja on joko täysin satunnainen tai deterministinen (Esri 2014a).

IDW on karkea interpolointimenetelmä, jossa tuntematon arvo määritetään lähimpien mitattujen pisteiden painotetun etäisyyden avulla ja jossa painotuskerroin on etäisyyden käänteisluku (Esri 2014b). IDW-menetelmässä

oletetaan, että havaintojen välinen etäisyys vaikuttaa ilmiöön, jolloin mittauspisteen lähellä olevat mittaukset vaikuttavat interpoloitavaan arvoon enemmän kuin kaukana olevat havainnot (Esri 2014b). IDW ei interpoloi arvoja luotettavasti mitattujen pisteiden ulkopuolelle eivätkä interpoloidun pinnan suurimmat ja pienimmät arvot ylitä tai alita mitattuja arvoja (Richtman 2006).

David ym. (2002) vertailivat eri interpolointimenetelmiä pistemäisillä virtausnopeusmittauksilla. Heidän havaintojensa mukaan IDW antoi parhaan tuloksen satunnaisesti tai epäsymmetrisesti sijaitsevien mittauspisteiden interpoloinnissa. Myös Richtman (2006) vertaili eri interpolointimenetelmiä ja totesi, että IDW antoi parhaan lopputuloksen virtausnopeuden interpoloisessa. Dinehart & Burau (2005) interpoloivat alueelliset liikkuvalla ADCP:lla mitatut virtausnopeudet ja -suunnat IDW-menetelmällä alueellisen vertailun mahdollistamiseksi.

Päivittäiset mitatut sekä pohjanläheiset että syvyyskeskiarvotetut virtausnopeudet interpoloitiin koko uoman alueelle sekä kriging- että IDW-menetelmällä (ArcMap). Interpolointituloksien tarkastamisen jälkeen kriging-menetelmä hylättiin, sillä menetelmä muutti virtausnopeuden ääriarvoja merkittävästi. Tutkimuksessa päädyttiin käyttämään IDW-interpolointia, jotta mitatut ääriarvot saadaan pidettyä mukana jatkoanalyysissä.

Pohjanläheisen- ja syvyyskeskiarvotetun virtausnopeuksien eron selvittämiseksi molempien muuttujien interpoloiduista virtausnopeusrastereista laskettiin pohjanläheisen ja syvyyskeskiarvotetun virtausnopeuden ero vähentämällä ensin mainitusta toinen.

Pohjanläheiset ja syvyyskeskiarvotetut virtaussuunnat visualisoitiin suoraan asteina mittauspisteistä, sillä IDW-interpolointimenetelmä ei laskenut järkeviä virtaussuuntia tietyissä osissa tutkimusaluetta. Asteiden visualisoimisen lisäksi suuntia ja niiden muutoksia tarkasteltiin ja vertailtiin suuntavektoreiden avulla. Suuntavektorit luotiin määrittämällä vektorin pituus virtausnopeuden ja kulma mitatun virtaussuunnan avulla.

4.2.2.2 Veden syvyys

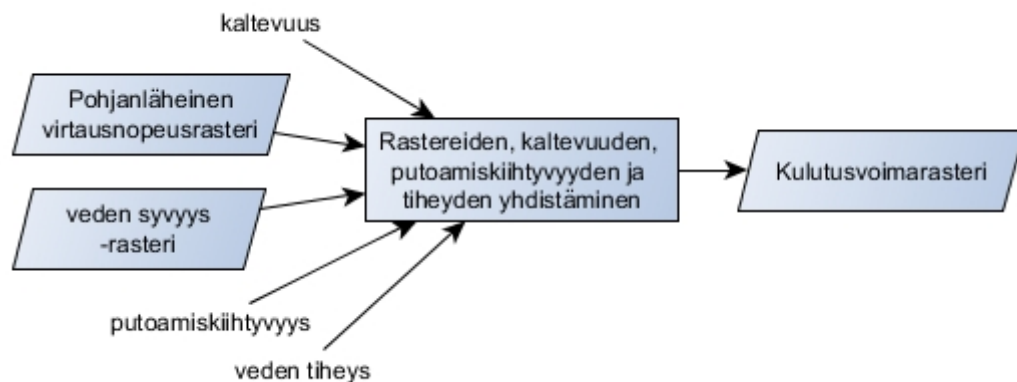
Mitatuista veden syvyyksistä interpoloitiin päivittäinen syvyysmalli, joka kuvaa uoman pohjan syvyysvaihteluita. Pistemäisten syvyysmittausten avulla syvyysmalli voidaan interpoloida joko kolmioverkon (eng. *Triangulated Irregular Network*, TIN) tai alueellisesti yhtenäisen rasteriverkon avulla (Milne & Sear 1997). Syvyysmallin tulee olla hydrologisesti oikein, koska sen avulla käsitellään syvyyden alueellista vaihtelua. Hydrologisesti oikeaan syvyysmallin interpoloimiseen on kehitetty topo to raster -menetelmä. Topo to raster on paikallinen interpolointimenetelmä, joka perustuu rajallisen muutoksen

iterointiin (eng. *iterative finite difference interpolation*). Menetelmä on toteutettu niin, että se tunnistaa syvyys- tai korkeusmittausten perusteella paikalliset pinnanmuodot, kuten kohoumat ja painaumat, ja interpoloi syvyyden mahdollisimman oikeaksi (Esri 2014c).

Vedensyvyudet interpoloitiin koko tutkimusalueelle päivittäisistä mittauspisteistä sekä luomalla TIN että topo to raster -menetelmällä (ArcMap). Vaikka lopputulosten välillä ei ollut paljoa eroa, käytettiin mieluummin hydrologisesti oikeita korkeusmalleja varten kehitettyä topo to raster -menetelmää.

4.2.2.3 Kulutusvoima

Tutkimuksessa tarkasteltavat kulutusvoimat laskettiin päivittäin kaavan (2) mukaan kertomalla päivien pohjanläheinen virtausnopeusrasteri, veden syvyys-rasteri, vedenpinnan kaltevuus, putoamiskiihtyvyys ja veden tiheys keskenään (Kuva 25, ArcMap).



Kuva 25. Pohjanläheisen virtauksen aiheuttama kulutusvoima laskettiin päivittäin käyttäen putoamiskiihtymis- ja veden tiheys -vakioita, päivien rasteriaineistoja sekä tutkimusalueen vedenpinnan kaltevuutta.

Veden tiheyden arvona käytettiin 1000 kg/m^3 ja putoamiskiihtyvyytenä $9,81 \text{ m/s}^2$. Veden syvyyksinä ja nopeuksina käytettiin ADCP -aineistoista interpoloituja päivittäisiä rasteriaineistoja. Päivittäinen vedenpinnan kaltevuus määritettiin vedenkorkeutta mitanneiden paineantureiden avulla.

Päivittäisten kulutusvoimien lisäksi laskettiin kumulatiivinen kulutusvoima, joka kuvaa koko mittausjakson alueellisesti kertyvän kulutusvoiman suuruutta. Kumulatiivinen kulutusvoima laskettiin summaamalla kaikki päivittäiset kulutusvoimarasterit yhteen.

4.2.2.4 Uoman pohjan muutos

Virtaavan veden aiheuttaman eroosion määrittämiseksi mitatuista pohjan korkeuksista laskettiin päivittäiset korkeusmallit (ArcMap). Vaihtoehtoina korkeusmallin luomiseksi olivat edellä mainitut (ks. luku 4.2.2.2) TIN-malli ja topo to raster -menetelmä. TIN-malli hylättiin jälleen ja korkeusmalli tehtiin hydrologisesti oikealla topo to raster -menetelmällä.

Mittauspäivien välisen uoman morfologian muutos laskettiin vähentämällä kahden peräkkäisen päivän korkeusmallit toisistaan. Tällöin tulokseksi saatiin muutosrasteri, jossa ominaisuutena ovat tapahtuneet muutokset metreinä: negatiiviset arvot kertovat kulumisesta, positiiviset kasautumisesta. Päivien välisten muutosten lisäksi laskettiin mittausjakson kokonaismuutos viimeisen ja ensimmäisen päivän välillä.

Korkeusmallirasterien tarkkuus määriteltiin vähentämällä päivittäin lasketun korkeusmallin korkeusarvo mitatuista korkeusarvoista. Laskusta saadaan jokaisen korkeusmallin virhe suhteessa mitattuihin pisteisiin (Taulukko 4).

Taulukko 4. Päivittäisten korkeusmallien virheiden keskiarvo ja keskihajonta. Muuttujien yksikköinä on metri.

Pvm	Korkeusvirheiden keskiarvo	Keskihajonta	RMSE	Pienin korkeusero	Suurin korkeusero
16.5	0,09	0,29	0,30	-0,6	1,2
17.5	0,03	0,22	0,23	-0,7	1,6
18.5	0,01	0,11	0,11	-0,6	1,0
19.5	0,01	0,13	0,13	-1,1	1,2
20.5	0,01	0,15	0,15	-0,8	1,2
21.5	0,00	0,11	0,11	-0,7	1,0
22.5	0,03	0,19	0,19	-1,2	1,3
23.5	0,00	0,11	0,11	-0,8	1,5
24.5	0,00	0,14	0,14	-0,9	1,4

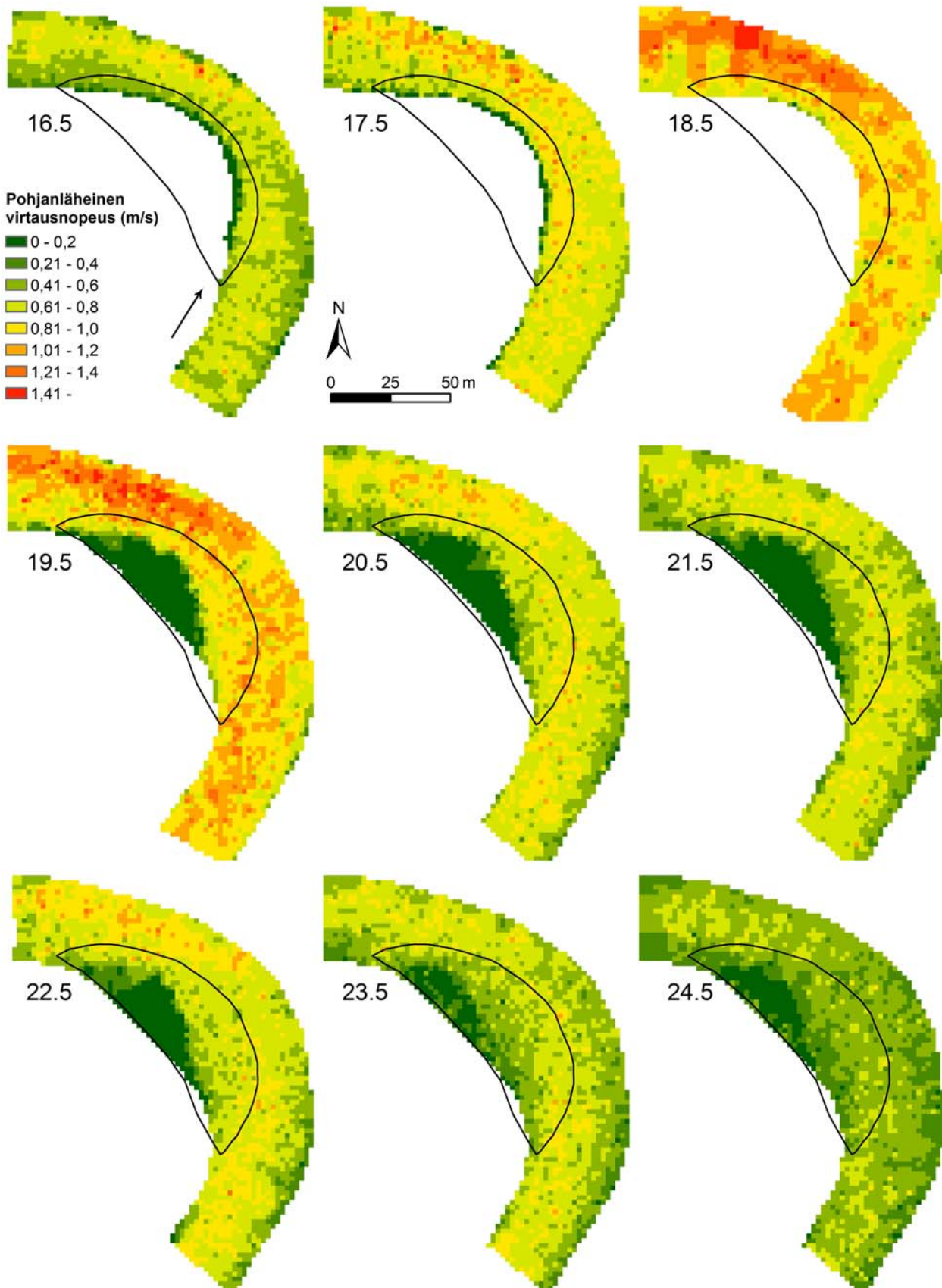
VRS-GNSS- ja ADCP-mittausten, sekä korkeusmallien tarkkuuden perusteella päivittäisten muutostulkintojen tarkkuus on ± 20 cm, joka tulee ottaa huomioon muutoskuvia tulkittaessa.

5 Tulokset

5.1 Virtausnopeuden muutos

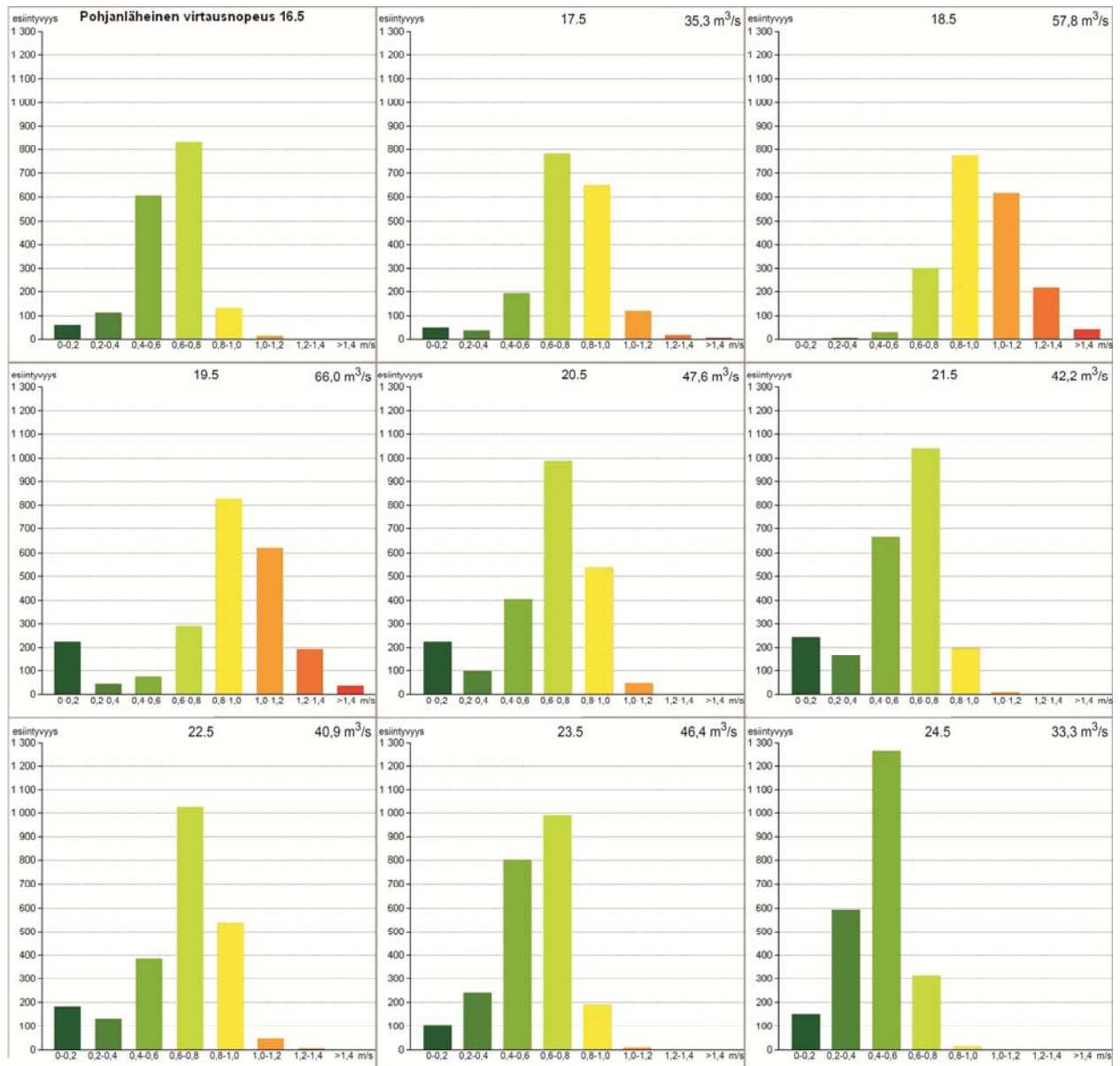
5.1.1 Pohjanläheinen virtausnopeus

Pohjanläheiset virtausnopeudet muuttuivat alueellisesti tulvan nousevassa vaiheessa (Kuva 26). Suurin muutos tapahtui virtaaman noustua huippuunsa ja veden noustua särkän päälle, jolloin nopean virtauksen ydin siirtyi virtaamaan särkän yläosan päältä. Riippumatta virtaaman vaiheesta tai vedenkorkeudesta, suhteellisesti suurimmat virtausnopeudet olivat särkän kärjen alavirran puolella uoman keskiosan ja ulkokaarten välissä. Särkän yläjuoksun puolella suurimmat virtausnopeudet sijaittivat sisäkaarteessa. Virtaaman laskiessa suurimpien virtausnopeuksien alue siirtyi huomattavasti keskemälle uomaan särkän kärjen alapuolella.



Kuva 26. Pohjanläheiset virtausnopeudet. Tässä ja tulevissa kuvissa pikselikoko on 2x2 metriä, sisäkaarteen särkkä on rajattu kuviin mustalla viivalla ja veden virtaussuunta on merkitty ensimmäiseen kuvaan. Ulkokaarteen pystysuoraa reunaa ei ole rajattu kuviin,

Eri päivien suurimmat pohjanläheiset virtausnopeudet korreloivat voimakkaasti ($> 0,8$; $p < 0,05$) virtaaman vaihteluiden kanssa. Virtaaman noustessa virtausnopeudet kasvoivat ja sen laskiessa nopeudet pienenevät (Kuva 27). Korkeat virtausnopeudet ja niiden kokonaismäärä tutkimusalueen virtausnopeuksista ajoittuivat tulvahuippuun (19.5) ja sitä edeltävään korkean virtaaman päivään. Tulvahuipun jälkeen virtaama kääntyi laskuun, mikä vaikutti suoraan virtausnopeuksiin. Kolme päivää tulvahuipun jälkeen virtaama nousi hieman, mikä näkyy korkeampien virtausnopeuksien määrän kasvuna.

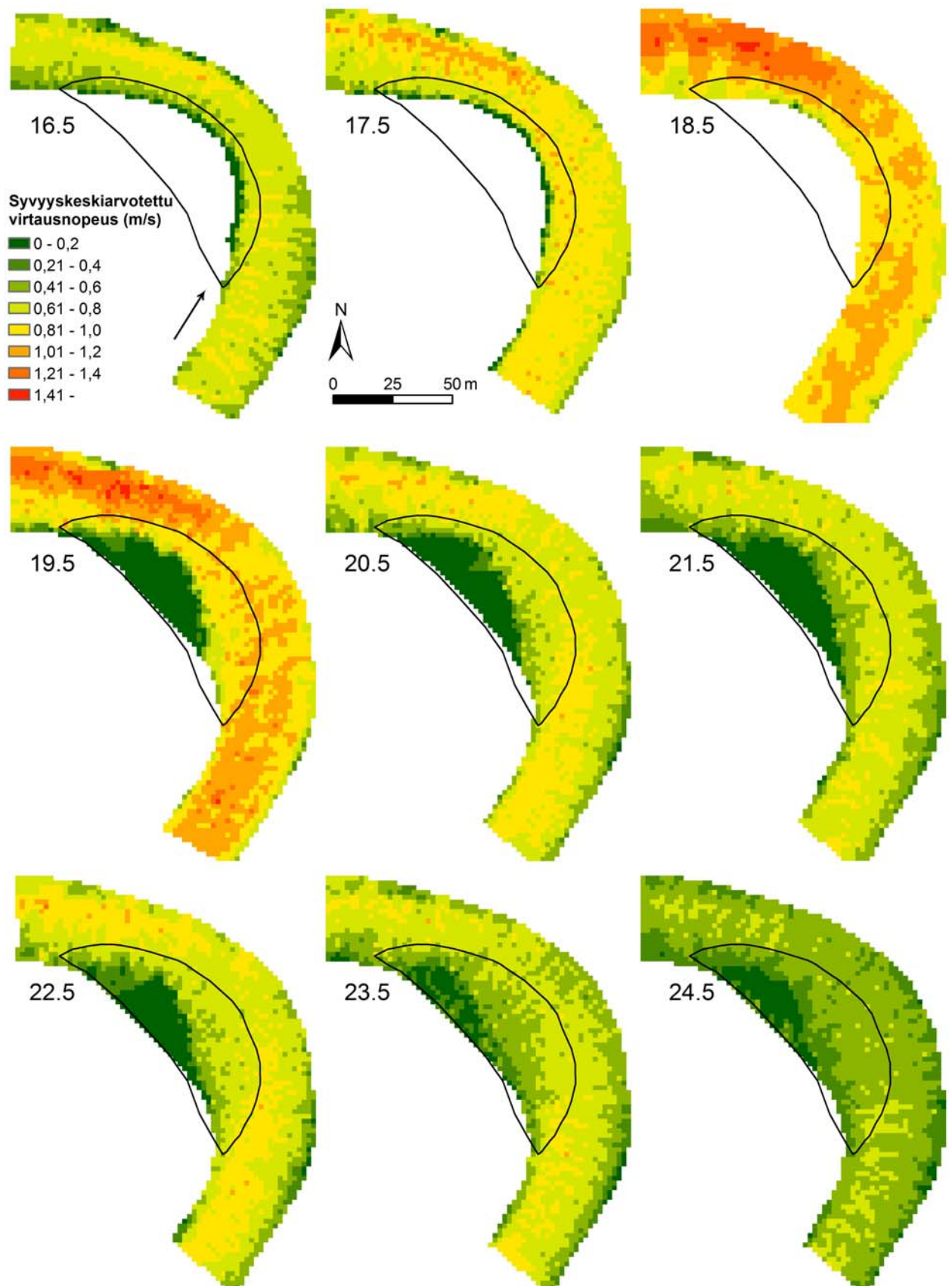


Kuva 27. Pohjanläheisten virtausnopeuksien jakauma luokittain. Virtausnopeuksien luokat on jaoteltu ja visualisoitu samalla tavalla kuin virtausnopeuden alueellisessa jakautumisessa (Kuva 26).

5.1.2 Syvyyskeskiarvotettu virtausnopeus

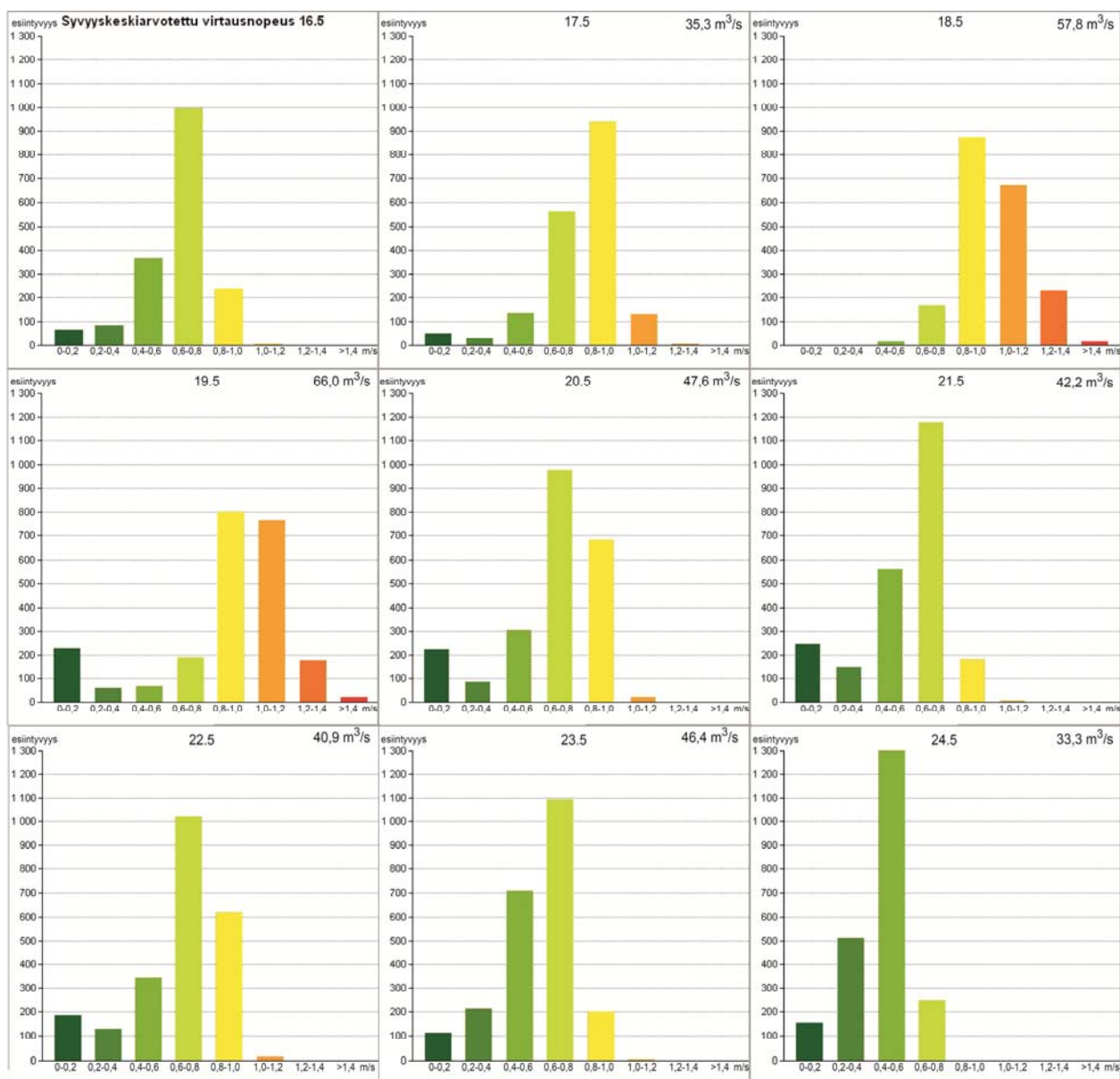
Syvyyskeskiarvotetun virtausnopeuden alueellisen jakautumisen muutos oli samansuuntainen kuin pohjanläheisten virtausten tapauksessa (Kuva 28). Syvyyskeskiarvotettujen virtausnopeuksien arvojen alueellinen vaihtelu oli kuitenkin pienempää kuin pohjanläheisissä virtauksissa. Vedenpinnan noustessa osittain särkän päälle (Kuva 28, 17.–18.5) nopean virtauksen ydin siirtyi virtaamaan särkän kärjen yläjuoksun puolella sen reunan päältä. Sisäkaarten särkkä jäi veden alle huippuvirtaaman aikana (19.5), jolloin nopea virtaus siirtyi sisemmäs särkän päälle. Nopean virtauksen ydin virtasi särkän päältä vielä virtaaman laskettua puoleen suurimmista arvoista (Kuva 28, 24.5), koska vedenkorkeus ei laskenut virtaaman laskiessa.

Virtausnopeus oli suurimmillaan sekä virtaaman noustessa että laskiessa yläjuoksun sisäreunassa ja särkän kärjen alapuolella lähes uoman keskiosassa, mutta kuitenkin hieman ulkokaarten puolella. Sekä kasvavan että pienenevän virtaaman aikana särkän yläjuoksun osan korkeimmat virtausnopeudet mitattiin sisäkaarten puolelta.



Kuva 28. Syvyysskeskiarvotettujen virtausnopeuksien alueellinen jakautuminen.

Myös eri päivien syvyyskeskiarvotettujen virtausnopeuksien suurimmat nopeudet korreloivat voimakkaasti ($> 0,8$; $p < 0,05$) virtaaman vaihteluiden kanssa. Virtausnopeudet olivat voimakkaimmillaan nousevan tulvan aikana, kun vesi ei ollut vielä noussut särkän päälle (Kuva 29, 17–18.5) ja huippuvirtaaman aikana 19.5, jolloin vesi nousi virtaamaan kokonaan särkän päältä. Virtaaman laskettua virtausnopeuksien jakauma keskittyi arvoon 0,6–0,8 m/s ja enimmäisissä määrin sitä hitaampiin nopeuksiin (Kuva 29). Virtaaman noustessa muutama päivä tulvahuipun jälkeen, myös korkeammat virtausnopeudet lisääntyivät.

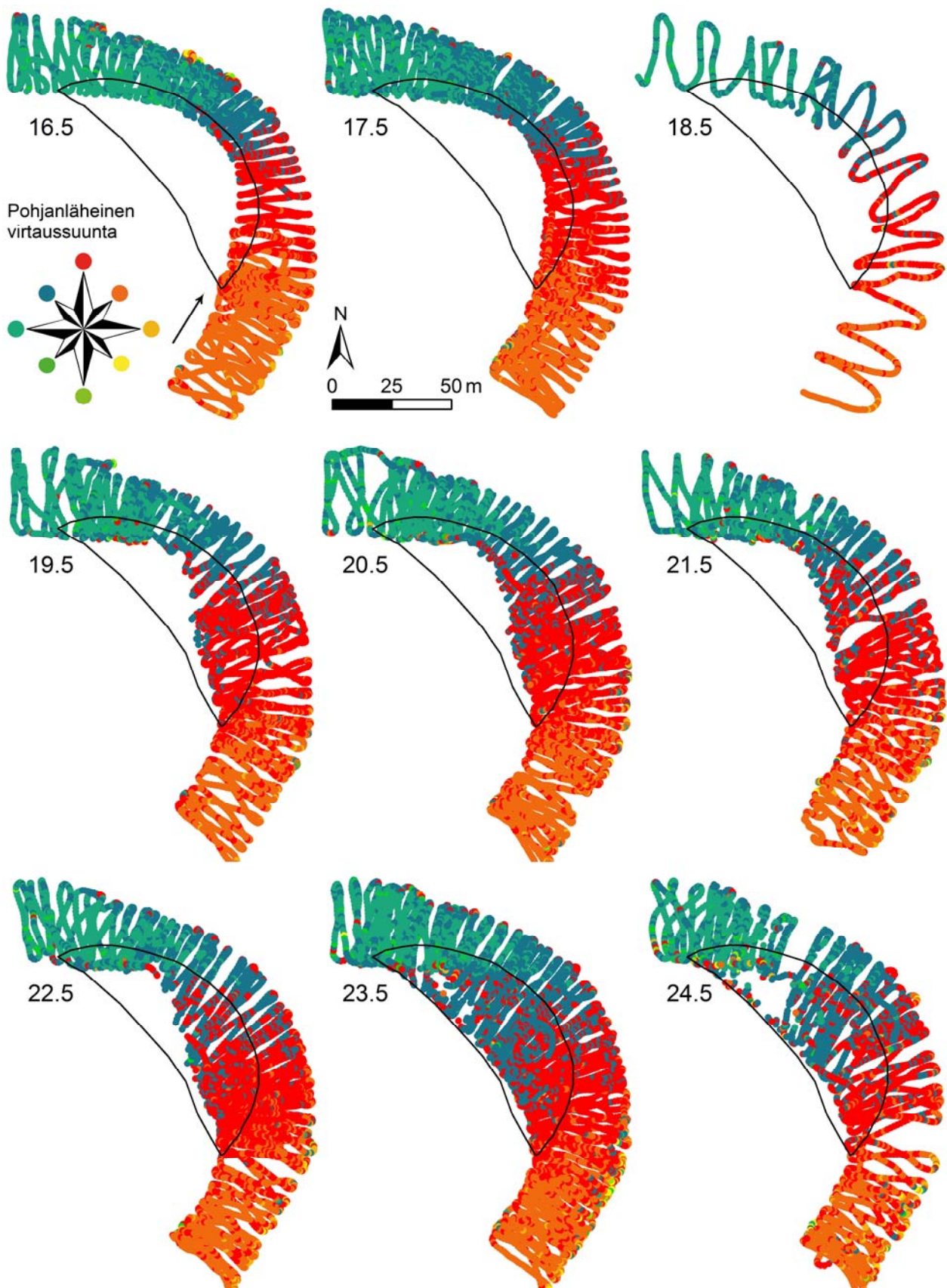


Kuva 29. Syvyyskeskiarvotettujen virtausnopeuksien jakauma luokittain.

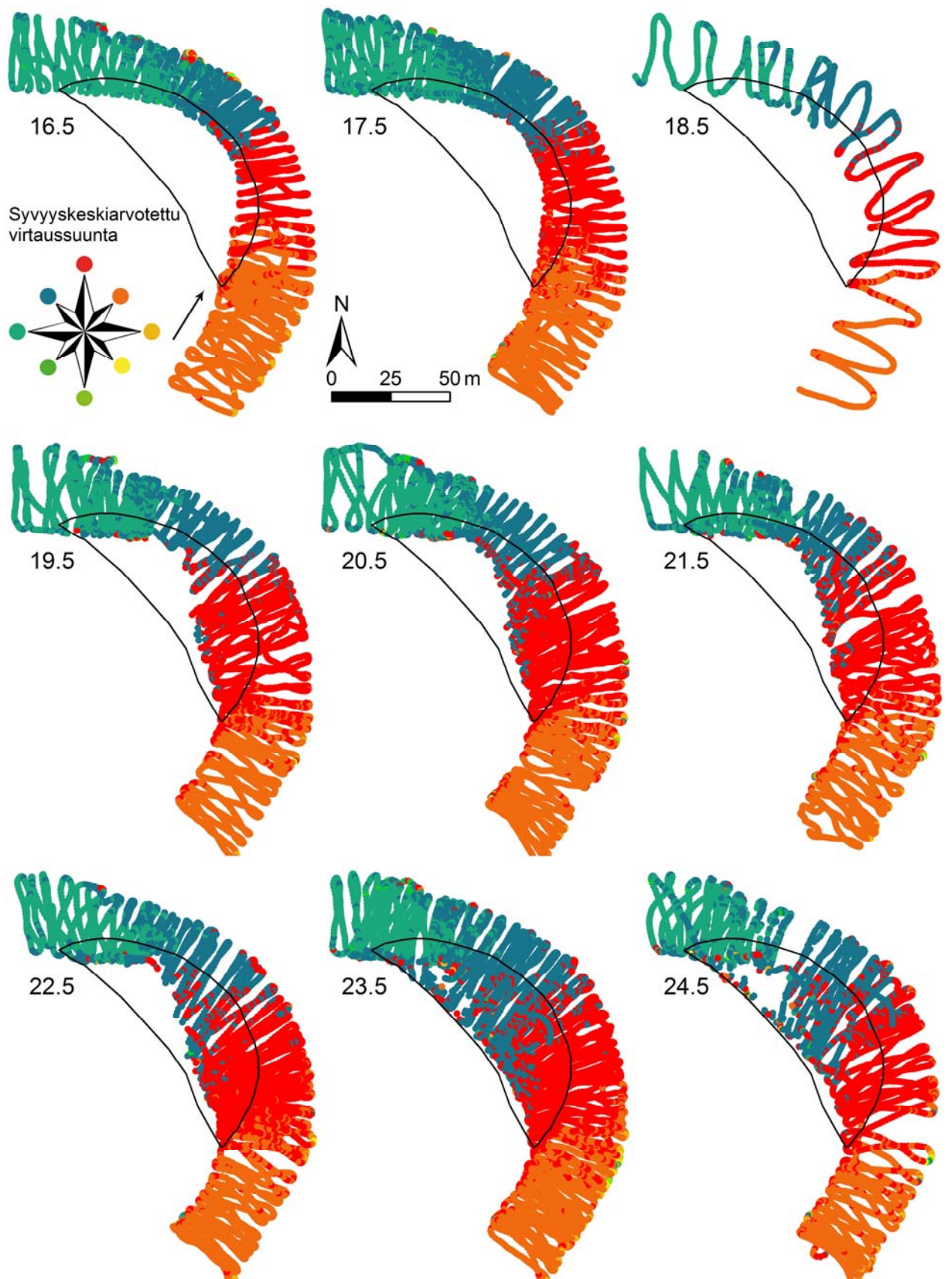
5.2 Virtaussuunnan muutos

Pohjanläheinen virtaussuunta seurasi pääosin uoman suuntaa (Kuva 30). Virtaus erosi uoman kulkusuunnasta etenkin reunoilla. Meanderin ulkoreunalla pohjanläheinen virtaussuunta oli kohti ulkokaarretta koko nousevan tulvan ajan. Virtaaman noustessa virtaussuunta ei eronnut uoman kulkulinjasta sisäkaarteessa. Tulvan noustessa särkän päälle pohjanläheinen virtauskenttä kaartui enemmän alavirtaan päin, virraten suoraan luoteen ja pohjoisen väliin. Särkän alajuoksun osaan muodostui virtauksen eroamisen alue, jossa pohjanläheinen virtaus suuntautui kohti uoman keskiosaa.

Syvyyskeskiarvotettujen virtaussuuntien muutokset olivat lähes identtisiä pohjanläheisten virtaussuuntien kanssa, seuraten pääosin uoman kulkusuuntaa (Kuva 31). Virtaussuunta erosi uoman suunnasta ulkokaarten reunoilla etenkin virtaaman nousevassa vaiheessa. Tulvan noustessa särkän päälle virtauksen eroaminen painottui särkän alavirran puolen sisäkaarteeseen, jossa virtauskenttä sekoittui. Muutoin virtaussuunnat seurasivat uoman kaarevaa kulkusuuntaa.



Kuva 30. Päivittäiset pohjanläheiset virtaussuunnat. Virtaussuunnat on kuvattu $\pm 22,5^\circ$ pää- ja väli-ilmansuuntien suhteen.

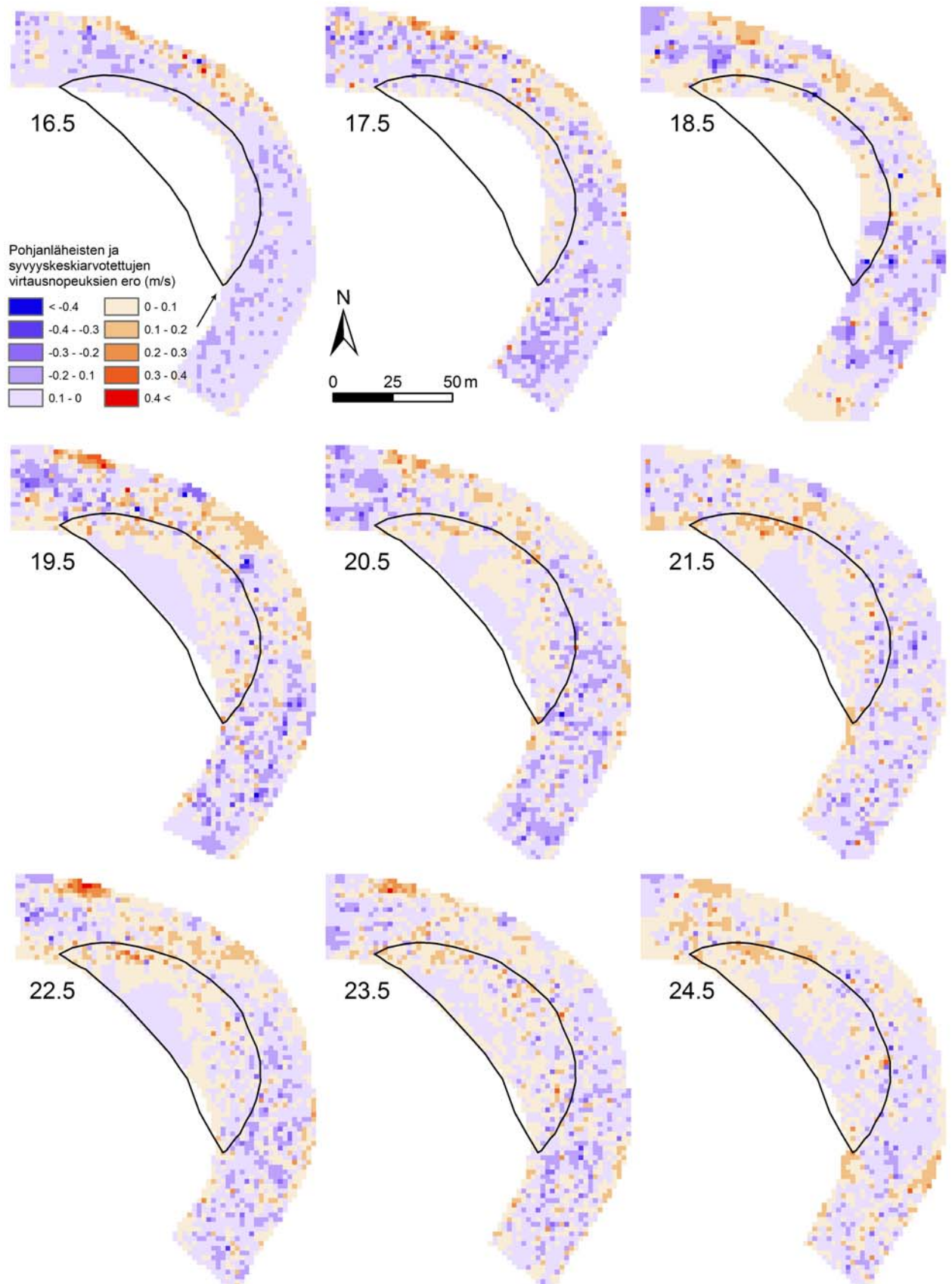


Kuva 31. Päivittäiset syvyyskeskiarvotetut virtaussuunnat.

5.3 Pohjanläheisen ja syvyyskeskiarvotetun virtausrakenteen ero

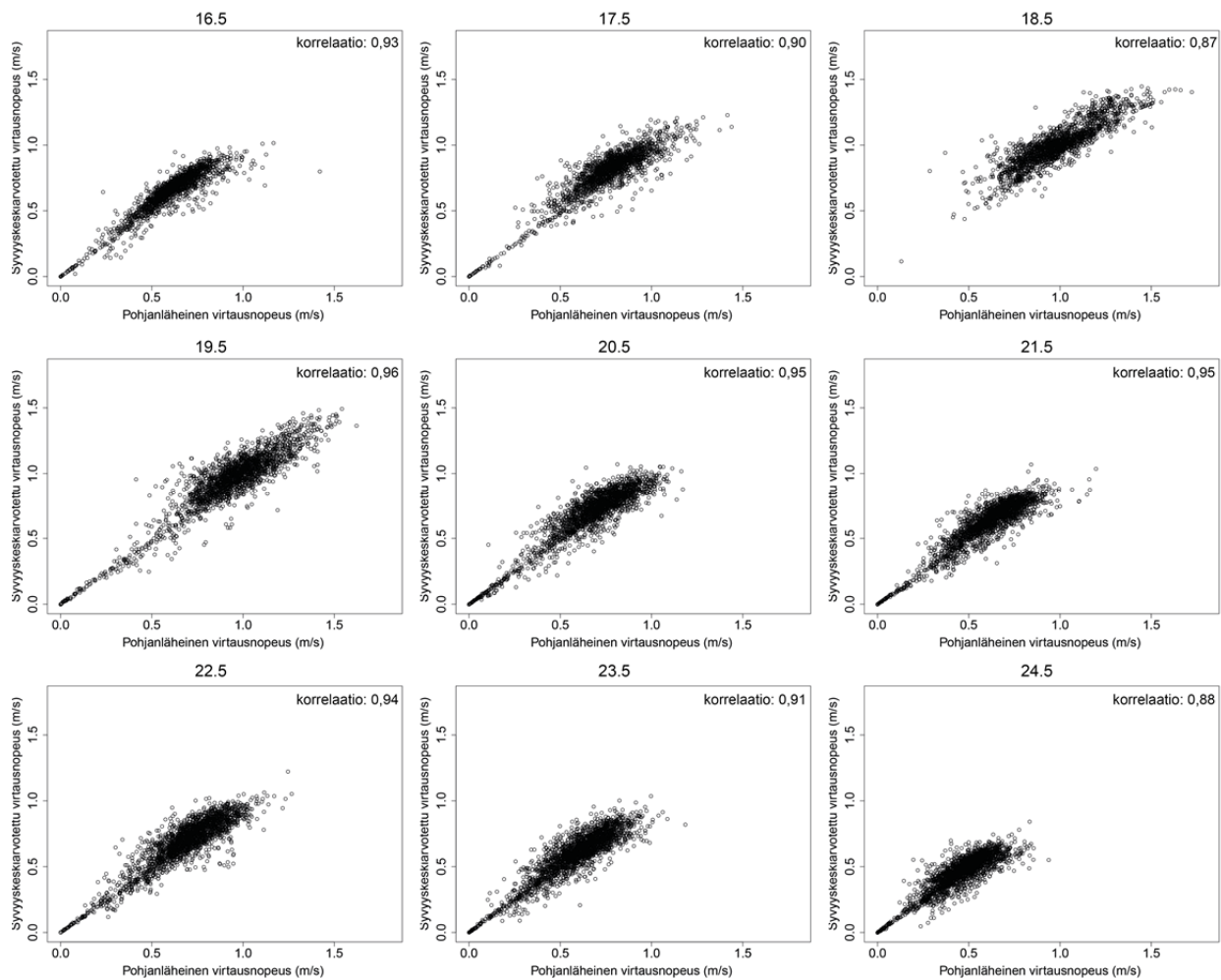
5.3.1 Virtausnopeudet

Pohjanläheisten ja syvyyskeskiarvotettujen virtausten erot olivat kokonaisuudessaan pieniä, mutta ne jakautuivat osittain alueellisesti (Kuva 32). Syvyyskeskiarvotetut virtausnopeudet olivat suurempia kuin pohjanläheiset virtausnopeudet särkän kärjen ylä- ja alavirran puolella uoman keskiosassa. Pohjanläheiset virtausnopeudet olivat suurempia virtaaman nousevassa vaiheessa särkän kärjen alajuoksun puolella ulkokaarteessa. Veden virratessa särkän päältä huippuvirtaamalla ja sen jälkeen pohjanläheinen virtausnopeus oli suurempi myös särkän kärjen alajuoksun puolella heti särkän reunassa sisäkaarteessa. Virtausnopeuksien vallitsevat erot olivat $\pm 0,1$ m/s.



Kuva 32. Pohjanläheisten ja syvyykeskiarvotettujen virtausnopeuksien ero. Eron ollessa negatiivinen syvyykeskiarvotettu virtausnopeus on suurempi kuin pohjanläheinen virtausnopeus.

Tulvan nousevassa vaiheessa syvyyskeskiarvotut virtausnopeudet olivat korkeampia kuin pohjanläheiset. Virtaaman laskiessa pohjanläheiset virtaukset olivat voimakkaampia paikoin, mutta vain vähissä määrin. Pienillä virtausnopeuksilla, pääosin alle 0,4 m/s, pohjanläheinen ja syvyyskeskiarvotettu virtausnopeus olivat lähellä toisiaan (Kuva 33). Suuremmilla virtausnopeuksilla pohjanläheinen ja syvyyskeskiarvotettu virtausnopeus erosivat toisistaan enemmän. Kuitenkin pohjanläheisen ja syvyyskeskiarvotetun virtausnopeuden välillä on voimakas yhteys myös suuremmilla virtausnopeuksilla, joskin hajonta on hieman suurempi kuin pienillä nopeuksilla.

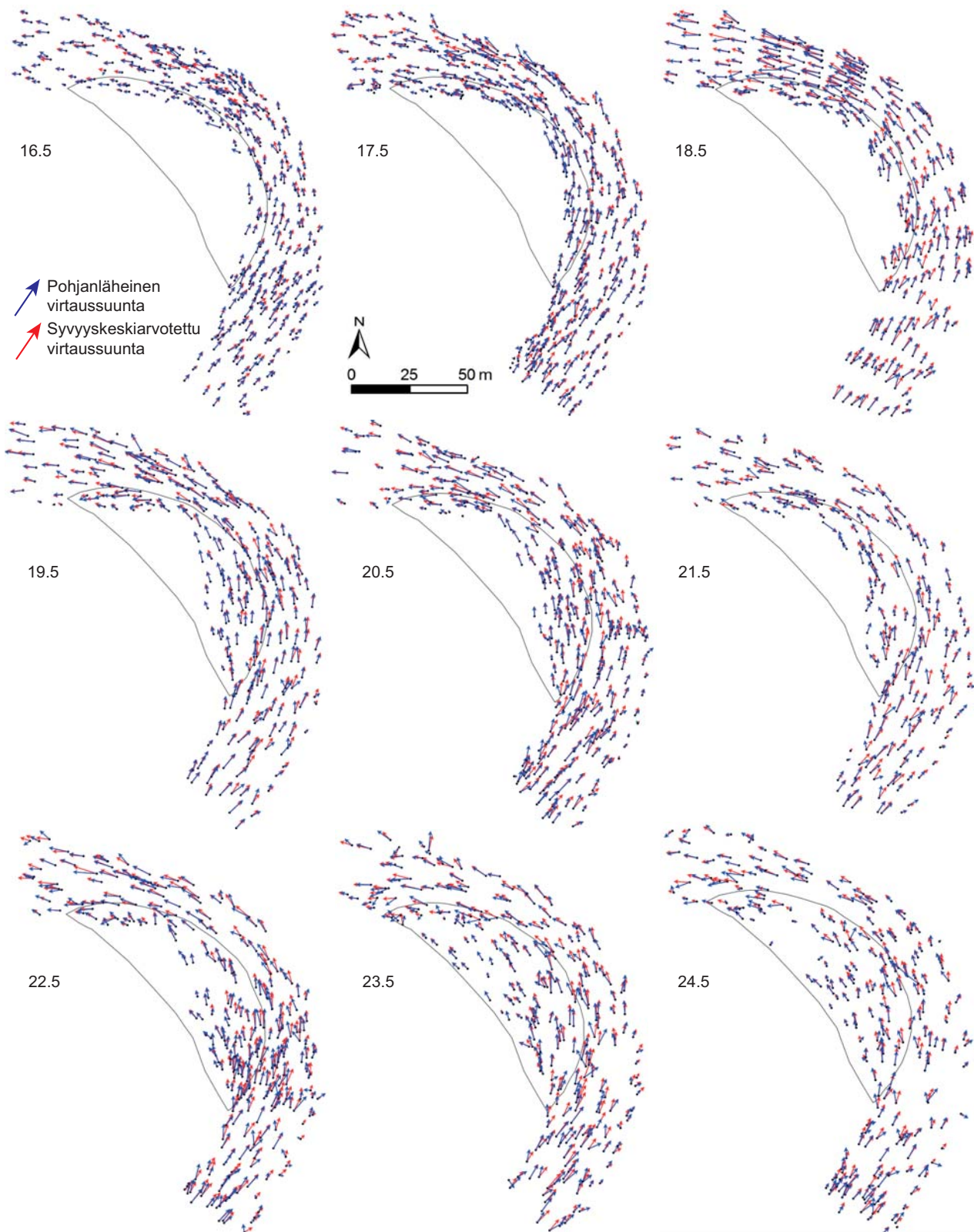


Kuva 33. Pohjanläheisten ja syvyyskeskiarvotettujen virtausnopeuksien arvojen suhde esitettyinä pistekaaviona.

5.3.2 Virtaussuunnat

Pohjanläheiset ja syvyyskeskiarvotetut virtaussuunnat olivat lähes samansuuntaisia (Kuva 34). Pohjanläheinen virtaus suuntautui enemmän kohti ulkokaarretta särkän ylävirran puolella ja kohti sisäkaarretta särkän kärjen alajuoksun puolella. Särkän yläosassa, kaarteiden alussa, ne virtasivat samaan suuntaan, kun taas heti kärjen alapuolella pohjanläheinen virtaus kääntyi kohti sisäkaarretta.

Särkän päällä virtaussuunnat olivat lähes samanlaiset, mutta suunnissa oli alueellista ja päivien välistä vaihtelua. Särkän alaosassa pohjanläheinen virtaussuunta oli kuitenkin enemmän sisäkaarteeseen päin, mutta tämä ei ollut päivien välillä täysin pysyvää.

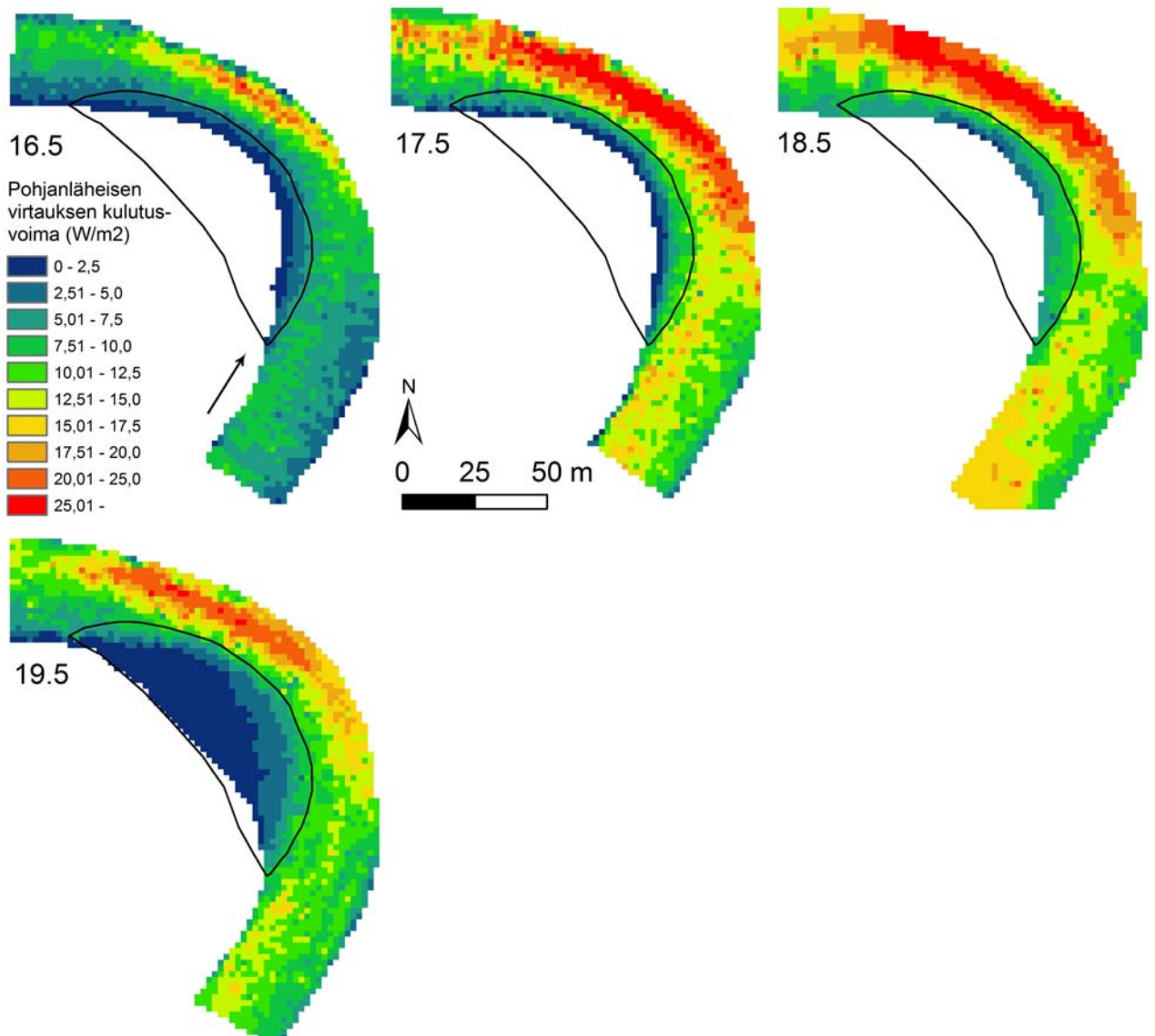


Kuva 34. Pohjanläheinen ja syvyyskeskiarvotettu virtaussuunta noin 300 mittauspisteestä päivittäin nousevan tulvan aikana. Suuntavektoreiden koot ovat suhteessa mittauskolun virtausnopeuteen, eivätkä ne ole vertailtavissa päivien välillä.

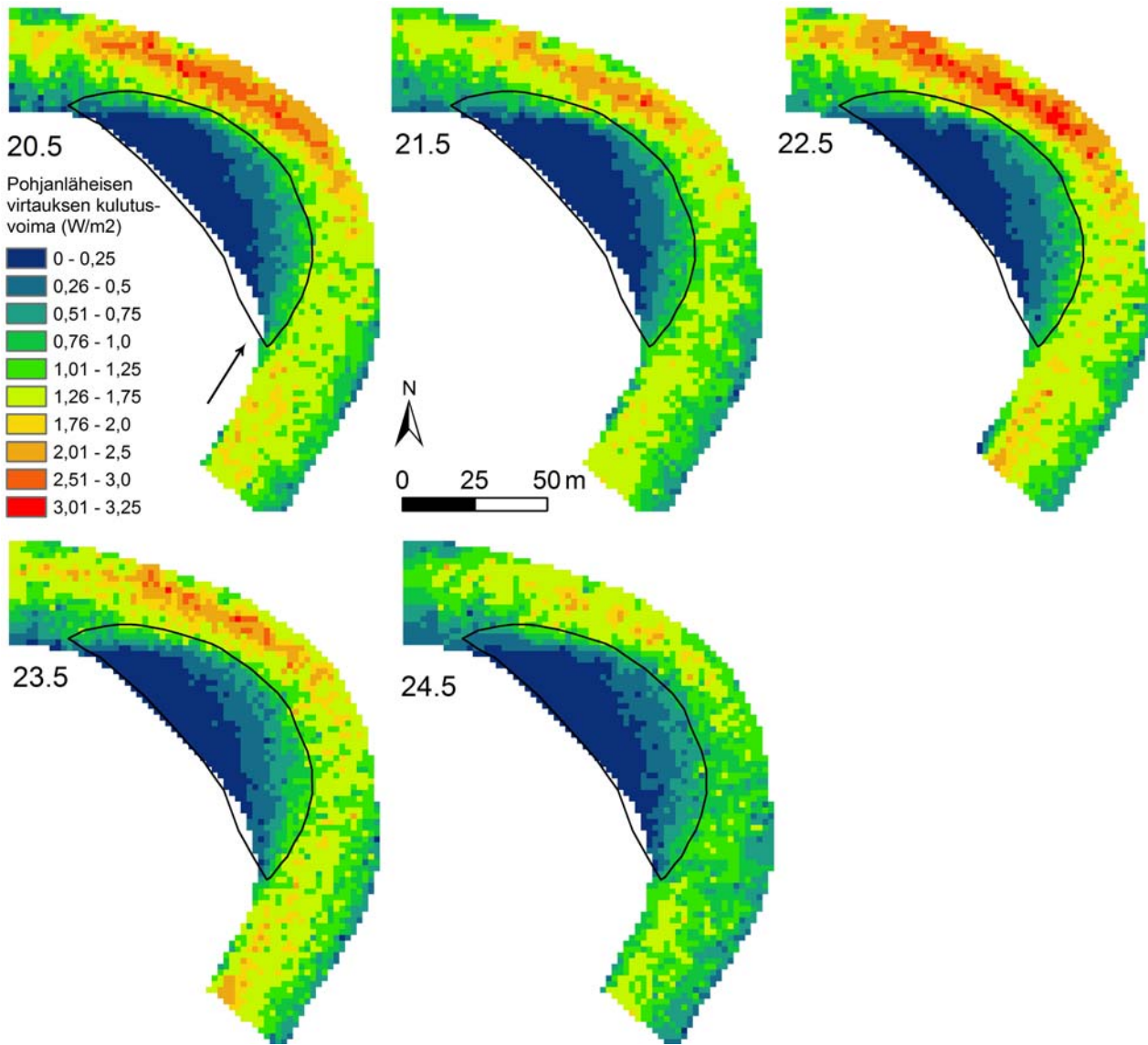
5.4 Kulutusvoima

Pohjanläheisen virtauksen aiheuttaman kulutusvoiman muutokset voidaan jakaa kasvavan ja pienentyvän virtaaman vaiheeseen (Kuva 35, Kuva 36). Virtaaman kasvaessa kulutusvoimat olivat noin kymmenen kertaa suurempia kuin pienentyvässä vaiheessa. Suurimmillaan kulutusvoima oli virtaaman nousun alkuvaiheessa 17.5, jonka jälkeen kulutusvoimat pienenevät hieman. Huippuvirtaaman jälkeen kulutusvoimat romahtivat alhaisiksi.

Alueellisesti kulutusvoimien suhteellinen jakautuminen oli samanlainen riippumatta virtaaman vaiheesta. Kulutusvoimat olivat suurimmillaan särkän kärjen kohdalla ja sen alajuoksun puolella ulkokaarteessa. Ne olivat suhteellisen suuria myös kaarteen yläjuoksun puolella sisäkaarteessa läpi tulvan nousevan vaiheen. Pienimmillään kulutusvoima oli aivan särkän päällä sisäkaarteessa.



Kuva 35. Pohjanläheisen virtauksen aiheuttama kulutusvoima kasvavan virtaaman vaiheessa.



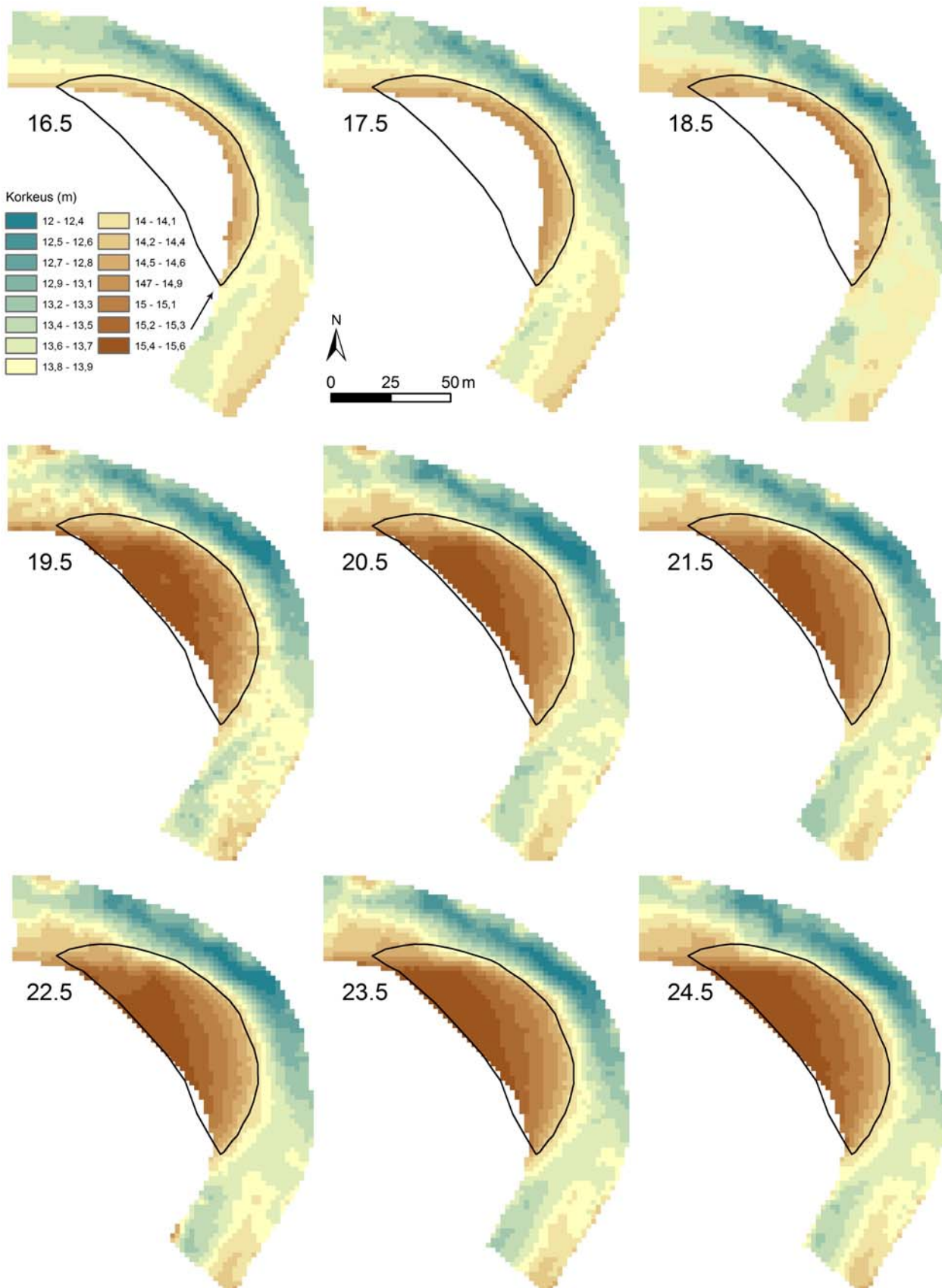
Kuva 36. Virtaaman pienenevän vaiheen kulutusvoimat. Kulutusvoimien suuruusluokka pieneni kymmenen kertaa pienemmäksi kuin nousevassa vaiheessa, mihin kuvien tulkitsejan tulee kiinnittää erityistä huomiota.

5.5 Uoman morfologian muutos

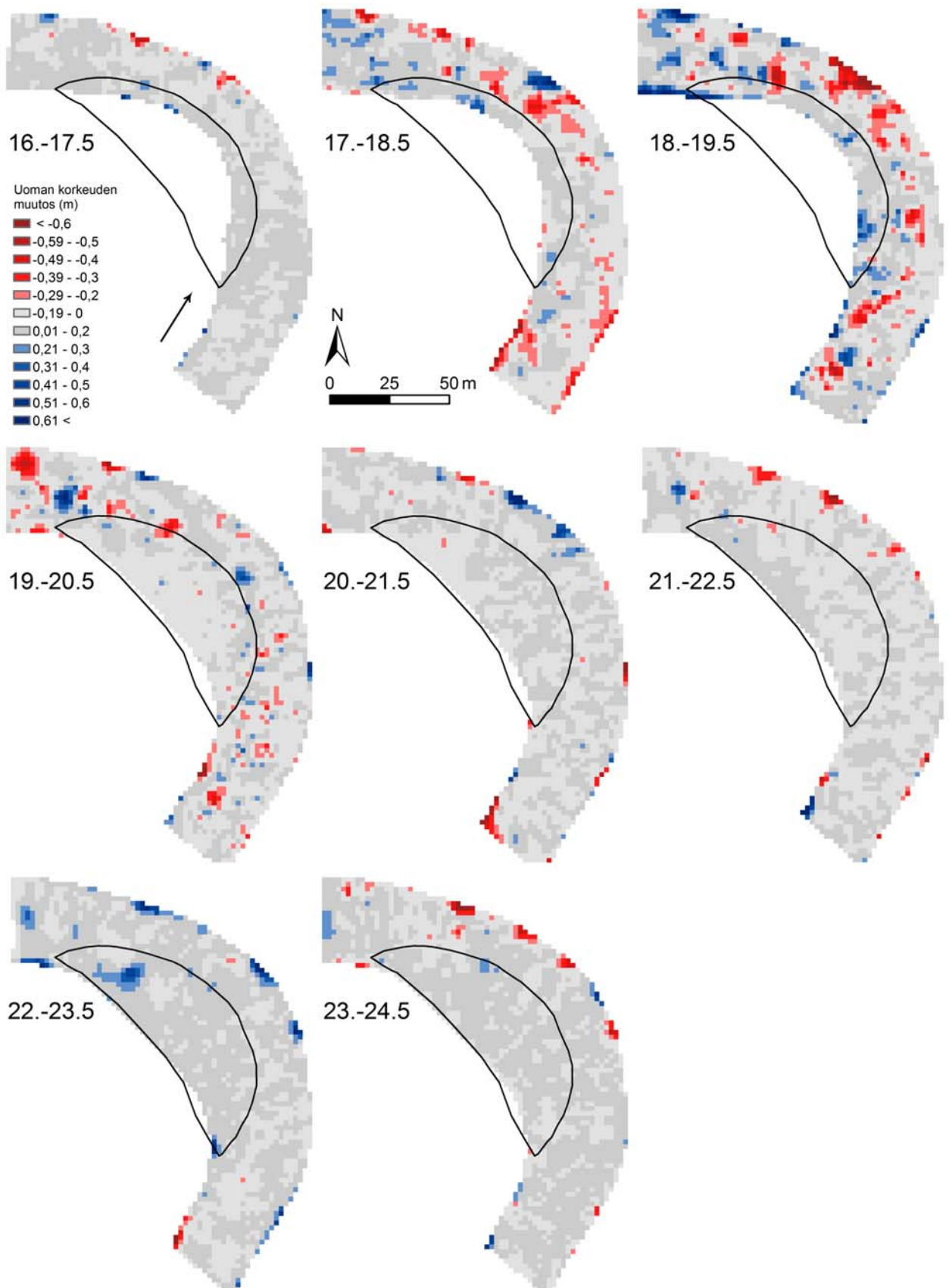
Päivittäin mitatuissa ja lasketuissa digitaalisissa korkeusmalleissa uoman pohjan suhteelliset korkeusvaihtelut olivat alueellisesti pysyviä (Kuva 37). Särkän morfologia on epätasainen, ollen yläosasta loiva ja alaosasta jyrkkä.

Uoman morfologiset muutokset painottuivat tulvan nousevan vaiheen alkuvaiheeseen (Kuva 38). Suurimmat muutokset tapahtuivat 17.–19.5 tulvan nousevan vaiheen alussa, jolloin vedenpinta ei ollut vielä noussut sisäkaarten särkän päälle. Eroosio oli suurinta särkän kärjen kohdalla ulkokaarteessa ja uoman keskiosassa, sekä yläjuoksulla uoman keskiosassa. Kasautumista tapahtui särkän alaosassa ja alapuolella sisäkaarteessa. Meanderikaarten reunojen erittäin pienten alueiden suuret muutokset eivät kuitenkaan ole luotettavia interpoloinnista johtuvien mahdollisten virheiden takia.

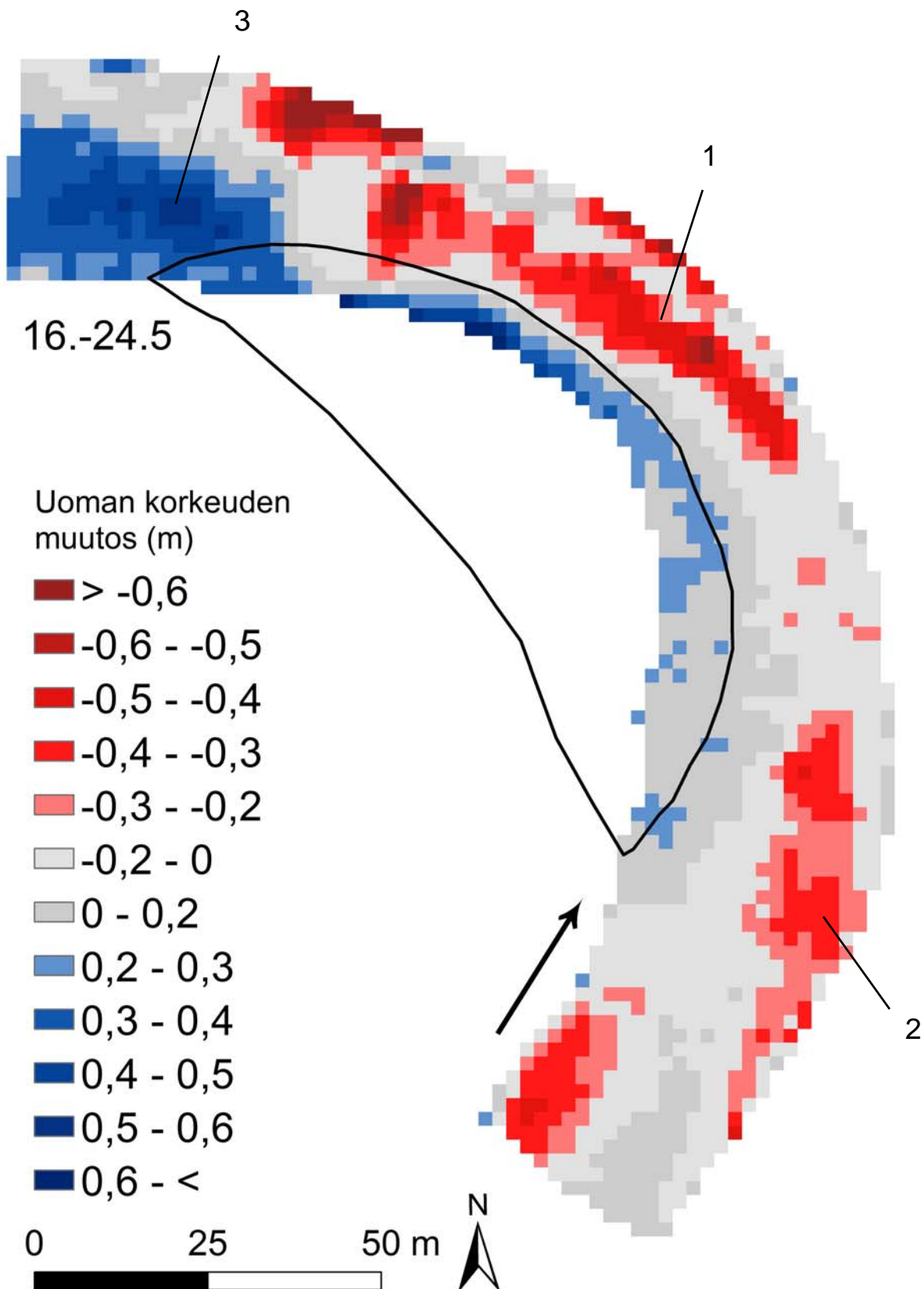
Kokonaisuutoksen (Kuva 39) perusteella tutkimusalueen kohoumat ja syvänteet muuttuivat tulvan aikana. Eroosio oli suurimmillaan särkän kärjen alajuoksun puolella keskellä uomaa (Kuva 39, 1) ja ulkokaarteessa sekä särkän yläjuoksulla sisä- ja ulkokaarteessa. Särkän kärjen eroosio painottuu syvänteen kohdalle ja ulkokaarretta seuraava kulutusalue kertoo syvänteen koon kasvamisesta (Kuva 39, 1 ja 2). Kasautumista tapahtui särkän sisäkaarteessa ja sen alajuoksulle kasaantui paljon materiaalia tulvan aikana. Särkän alajuoksun kasaantumisalue kasvatti kaarten jälkeistä kohoumaa (Kuva 39, 3).



Kuva 37. Uoman pohjan korkeusmalli päivittäin mittaussjakson aikana. Sisäkaarten särkkä on merkitty kuviin mustalla.



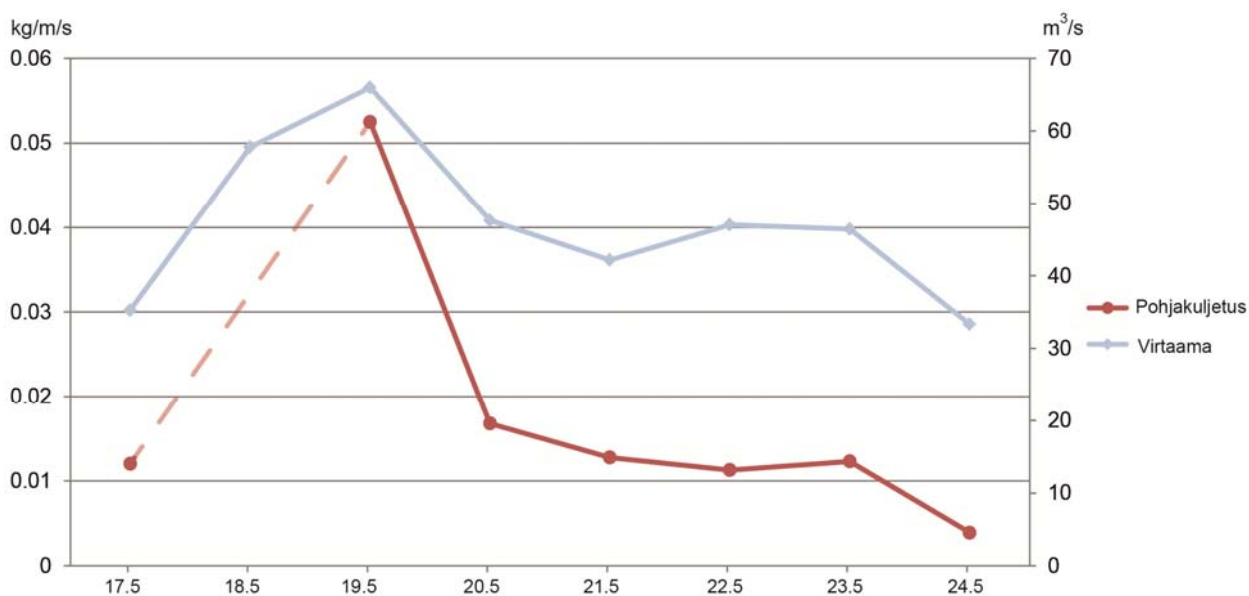
Kuva 38. Päivittäinen ja koko mittausjakson uoman morfologian muutos. Mittausmenetelmän tarkkuusarviointia pienemmät (± 20 cm) muutokset on esitetty selvyyden vuoksi harmaan sävyillä.



Kuva 39. Uoman morfologian kokonaismuutos tulvan nousevassa vaiheessa: 1) Kaarteen ulkoreunan syvänteen syveneminen, 2) Kaarteen yläjuoksun ulkoreunan kulutusalue, 3) Kaarteen alajuoksun sisäkaarteen laaja kasautumisalue.

5.6 Pohjakuljetus

Tulvan aikainen pohjakuljetusmäärä vaihteli 0,004–0,05 kg/m/s välillä, ollen suurimmillaan huippuvirtaaman aikaan (Kuva 40). Päivittäisissä pohjakuljetusmittauksissa oli hieman hajontaa mittauskertojen välillä (Liite B). Mittausten suurin hajonta oli kuitenkin virtaaman ollessa korkeimmillaan 19.5, jonka takia kyseisen päivän pohjakuljetusmäärässä voi olla hieman epävarmuutta.



Kuva 40. Pohjakuljetuksen ja virtaaman suuruus mittausjakson aikana. Pohjakuljetusta ei mitattu 18.5. Tämä jakso on merkitty katkoviivalla kuvaajaan.

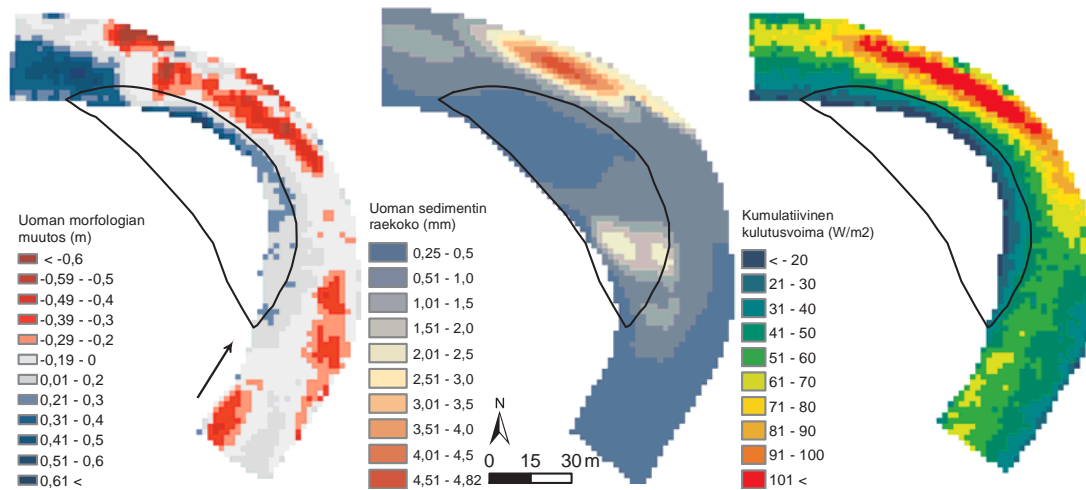
Pohjakuljetuksen mediaaniraekoko pysyi keskimäärin samana koko tutkimusjakson ajan, vaihdellen 0,31–0,43 mm välillä (Taulukko 5).

Taulukko 5. Pohjakuljetuksen määrä ja sedimentin halkaisijan mediaani.

Pvm	Pohjakuljetus (kg/m/s)	D50 (mm)
17.5	0,012	0,31
19.5	0,053	0,43
20.5	0,017	0,35
21.5	0,013	0,33
22.5	0,011	0,33
23.5	0,012	0,31
24.5	0,004	0,35

5.7 Uoman muutos suhteessa kulutusvoimiin

Virtaavan veden vaikutusta uoman muutokseen tutkittiin kumulatiivisen kulutusvoiman avulla (Kuva 41). Kumulatiiviset kulutusvoimat olivat koko mittausjakson aikana voimakkaimpia särkän kärjestä alajuoksun puolelle ulkokaarteessa. Särkän yläjuoksun ulkokaarten eroosioalueella kuitenkin kulutusvoima oli suhteellisen pientä.

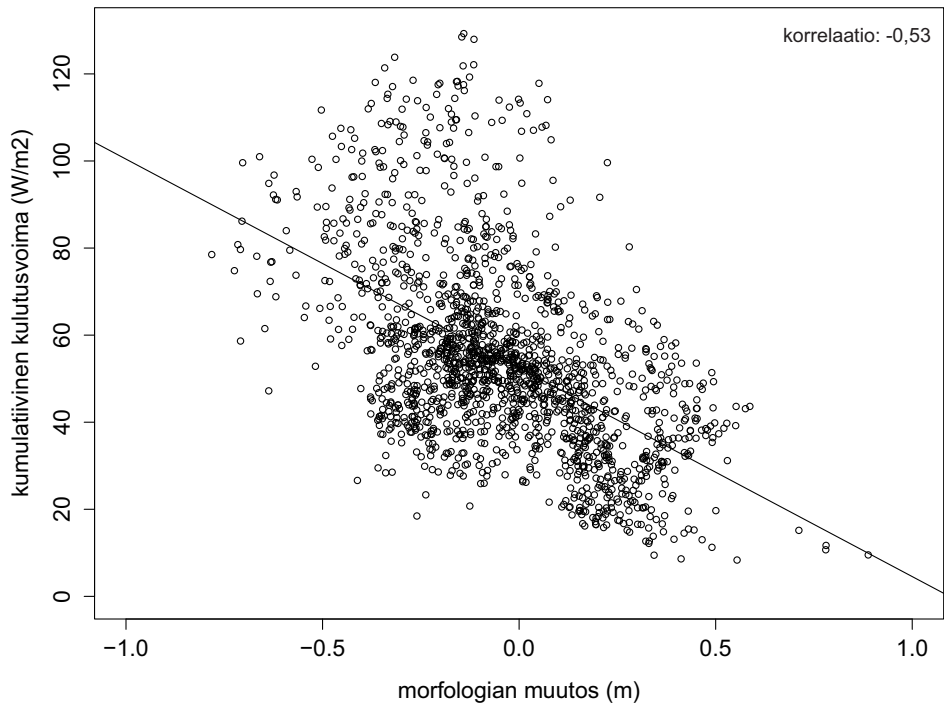


Kuva 41. Uoman morfologian muutos, syksyllä 2012 mitatut uoman pohjan raekoon vaihtelut (Kasvi ym. lähetetty käsikirjoitus) ja kumulatiivinen kulutusvoima koko mittausjakson aikana.

Muuttujien välisessä suhteessa voidaan nähdä laskeva trendi ja niiden välinen korrelaatio oli -0,53 (Kuva 42). Suuri kumulatiivinen kulutusvoima johtaa isompaan eroosioon, kun taas pieni kulutusvoima sedimentin kasautumiseen. Muuttujien välinen suhde ei kuitenkaan ole yksiselitteinen, vaan arvot ovat hajanaisia.

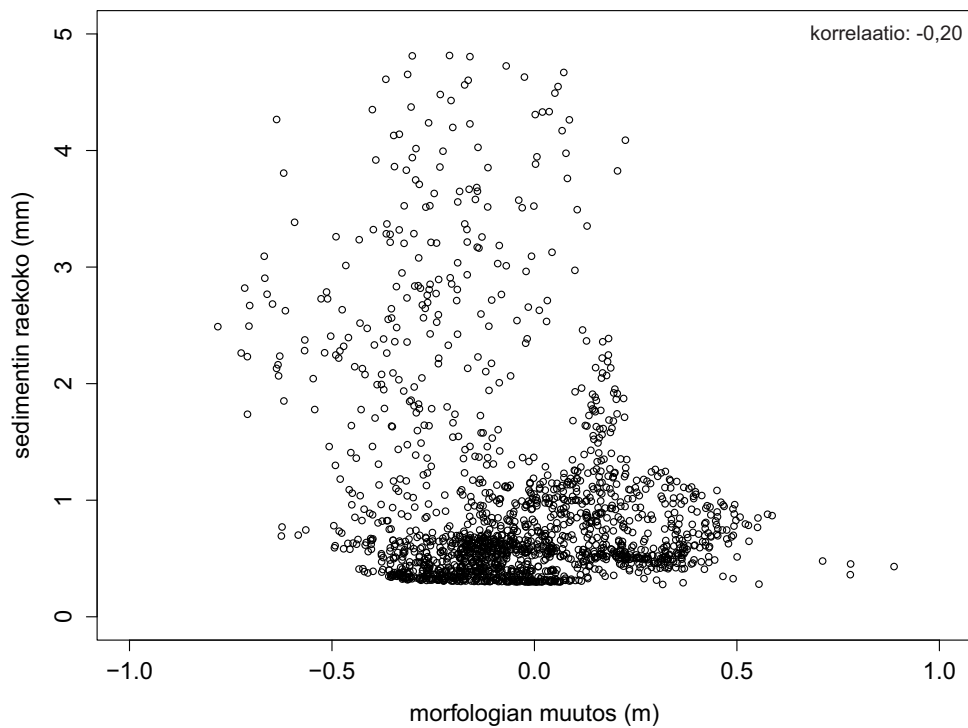
Kasvin ym. (lähetetty käsikirjoitus) syksyllä 2012 mittaamien ja interpoloitujen sedimentinäytteiden mukaan tutkimusalueen pohjan sedimentin raekoko on pääosin hienoa (0,2–0,5 mm) ja karkeaa (0,5–1,0 mm) hiekkaa (Kuva 41). Ulkokaarten syvänteessä ja särkän yläosan reunassa sedimenttiaines on huomattavasti karkeampaa. Morfologian kokonaisuutosta verrattaessa uoman sedimentin raekoon alueelliseen jakautumiseen, ei niiden välille pysty muodostamaan merkitsevää korrelaatiota (Kuva 43).

Morfologian muutos ja kumulatiivinen kulutusvoima



Kuva 42. Morfologian kokonaismuutoksen ja kumulatiivisen kulutusvoiman välinen suhde ja korrelaatio.

Morfologian muutos ja sedimentin raekoko



Kuva 43. Morfologian kokonaismuutoksen ja uoman sedimentin suhteen.

6 Tulosten tarkastelu ja pohdinta

6.1 Virtausrakenteen muutos nousevan tulvan aikana

Tulvan noustessa sisäkaarten särkän päälle sekä syvyyskeskiarvotetuista että pohjanläheisistä virtausnopeuksista havaittu nopean virtauksen ydin oikaisi särkän yläosan läpi samoin kun on havaittu aiemmissa tutkimuksissa (Kasvi ym. 2013b; Lotsari ym. 2014). Veden peittäessä koko särkän nopein virtaus kulki melko tarkasti sen reunaa seuraten, levittyen särkän kärjen päällä. Särkän kärjen alavirran puolella nopean virtauksen ydin teki tiukan mutkan virraten lähellä ulkokaarretta. Kasvi ym. (2013b) ja Lotsari ym. (2014) havaitsivat tutkimuksissaan samanlaisen liikeradan muutoksen, jossa nopean virtauksen ydin ei törmää meanderin kärjen alavirran puolella ulkokaarteeseen. Lotsarin ym. (2014) mukaan nopean virtauksen ydin siirtyy särkän päältä kohti ulkokaarretta virtaaman pienentyessä. Tässä tutkimuksessa näin ei kuitenkaan tapahtunut, vaan se pysyi särkän yläosan päällä koko mittausjakson loppuun asti. Tutkimusalueen alajuoksulla sijaitseva Pulmankijärvi muutti kaarteiden virtausrakennetta pidättämällä vedenpintaa korkealla virtaaman laskettua, mikä myös heijastui suoraan virtausnopeuksien voimakkuuksiin, jotka laskivat virtaaman laskettua pienemmäksi kuin 1 m/s. Tämän takia vedenkorkeus ei ole hyvä mittari virtausrakenteen muuttumiselle, vaan virtausnopeuksien alueellinen voimakkuus ja muuttuminen tulee mitata tarkasti.

Virtausnopeudet muuttuivat melko samankaltaisesti, mutta syvyyskeskiarvotettujen virtausnopeuksien alueellinen vaihtelu oli pienempää kuin pohjanläheisissä virtauksissa. Syvyyskeskiarvotetun virtausmuuttujan käyttäminen siis tasoittaa hetkellistä ja alueellista vaihtelua. Pohjanläheisen ja syvyyskeskiarvotetun virtausnopeuden jakautuminen oli kuitenkin alueellisesti hieman erilaista. Virtaaman nousevassa vaiheessa syvyyskeskiarvotetut virtausnopeudet olivat pääosin korkeampia kuin pohjanläheiset virtaukset, jotka olivat suurempia särkän kärjen alavirran puolella ulkokaarteessa. Veden noustua virtaamaan särkän päältä pohjanläheinen virtaus oli nopeampi myös särkän kärjen alajuoksun puolella heti särkän reunassa sisäkaarteessa. Tämä indikoi sitä, että veden noustessa särkän päälle sen alaosan jyrkkä reuna muuttaa pohjanläheistä virtauskenttää voimistamalla virtausnopeutta. Tutkittaessa veden vaikutusta uoman pohjaan vaikuttaa käytetyn virtaustason valitseminen virtausvoimien voimakkuuksien alueellisuuteen. Nopean virtauksen ytimen sijainti vaikuttaa enemmän syvyyskeskiarvotettuun virtausnopeuteen, joka huomioi koko mitatun vertikaalin virtausolosuhteet. Ylemmässä vesipatsaassa tapahtuvat muutokset kuitenkin vaikuttavat pohjanläheiseen vesikerrokseen vähemmissä määrissä. Virtausnopeudet pienenevät tehokkaasti nopean virtauksen ytimen ympärillä, kuten aiemmissa tutkimuksissakin on todettu (Dietrich ym. 1979), mutta matalassa vedessä se

voi vaikuttaa vesipatsaan koko syvyydellä. Kuten aiemmin todettiin, pohjanläheiset ja syvyyskeskiarvotetut virtausnopeudet jakautuivat alueellisesti samantapaisesti, joten voidaan olettaa, että nopean virtauksen ytimen sijainti vaikuttaa myös pohjanläheisiin virtausnopeuksiin matalassa vedessä.

Virtausnopeuden ollessa alle 0,4 m/s pohjanläheinen ja syvyyskeskiarvotettu nopeus olivat lähellä toisiaan. Suuremmilla virtausnopeuksilla ne erosivat toisistaan enemmän. Tämä voi johtua siitä, että yleisesti virtausnopeus oli hidaskärkän päällä, jossa vesi oli matalaa. Matalassa vedessä ADCP pystyy mittaamaan vain muutaman solun, jolloin pohjanläheinen ja syvyyskeskiarvotettu virtaus ovat lähellä toisiaan. Äärimmäisen matalilla alueilla laite pystyi mittaamaan särkän päältä vain yhden solun, jolloin sekä pohjanläheinen että syvyyskeskiarvotettu virtausnopeus olivat täsmälleen samat.

Pohjanläheinen virtaussuunta erosi syvyyskeskiarvotetusta virtausnopeudesta vain vähän. Särkän yläosassa ne virtasivat samaan suuntaan, mutta heti kärjen alapuolella pohjanläheinen virtaus kääntyi enemmän kohti sisäkaarta. Syvyyskeskiarvotetut virtaussuunnat seurasivat aiempien tutkimusten tuloksia: ne suuntautuivat enemmän kohti ulkokaarta särkän ylävirran puolella ja kohti sisäkaarta särkän kärjen alajuoksun puolella (Thompson 1986; Ferguson ym. 2003; Frothingham & Rhoads 2003; Lotsari ym. 2014). Lotsari ym. (2014) tutkimuksessa syvyyskeskiarvotettuja virtaussuuntia ei kuitenkaan analysoitu kokonaisvaltaisesti suuntavektorien avulla, joten laajalla tutkimusalueella virtaussuuntia on vaikea tulkita. Dietrich ja Smith (1983) ovat tutkineet erikseen meanderikaarten pohjanläheisiä virtaussuuntia ja havainneet samanlaisia alueellisia muutoksia, joskin heidän tutkimuksessaan pohjanläheinen virtaus oli suuntautunut kohti sisäkaarta koko ulkokaarteessa.

Särkän päällä virtaussuunnat olivat lähes samanlaiset, mutta suunnissa oli alueellista ja ajallista vaihtelua. Tutkimuksessa ei havaittu särkän päällä ulospäin suuntautunutta virtausta, vaikka aiemmissä tutkimuksissa on todettu, että matalan särkän päällä koko vesipatsas virtaa ulkokaarteeseen päin (Dietrich & Smith 1983). Kasvin ym. (2013a) havainnot tukevat tämän tutkimuksen tuloksia. He tutkivat samalla tutkimusalueella tulvan aikaisia simuloituja virtaussuuntia, jotka eivät virranneet kohti ulkokaarta.

6.2 Virtaava vesi uoman morfologian muuttajana

Tutkimusalueen suurin eroosioalue seurasi veden kulutusvoiman suurimpien arvojen alueita ollen suurimmillaan särkän kärjen alajuoksun puolella uoman keskellä ja ulkokaarteessa (Kuva 41). Ulkokaarten eroosioalue on havaittu

muissakin tutkimuksissa (esim. Gautier ym. 2010). Ainoana erikoisuutena on meanderin yläjuoksun ulkokaarteiden paikallinen eroosioalue, joka ei selity kulutusvoiman tai virtausnopeuksien avulla.

Meanderikaarteiden uomien kokonaismuutos seurasi aiempien tutkimusten tuloksia. Särkän alajuoksun puolen suuri kasautumisalue on tunnistettu muissakin tutkimuksissa (Gautier ym. 2010; Kasvi ym. 2013a, 2013b), kun särkän alaosassa äkkinäisesti kasvava veden syvyys ja pienenevä virtausnopeus mahdollistavat sedimentin kasautumisen särkän alaosaan (Leopold & Wolman 1960; McGowen & Garner 1970; Thompson 1986). Tämän tutkimuksen kasautumisalue sijaitsi kuitenkin hieman enemmän alajuoksulla päin, ja särkän päällisiä muutoksia ei tarkkuusrajojen puitteissa pystytty havaitsemaan. Tutkimusalueen särkän reunassa esiintyi myös epätyypillinen kasautumisalue. Kasvi ym. (2013a, 2013b) havaitsivat kuitenkin samalla tutkimusalueella eri kevättulvan aiheuttaneen kasautumisalueen särkän reunaan. Kuten heidän tutkimuksen huipputulvan aikana, myös tässä tutkimuksessa särkän reunan kulutusvoima oli korkea ($7\text{--}15\text{ W/m}^2$) virtaaman noustessa. Huippuvirtaaman jälkeen särkän reunan kulutusvoima pieneni kymmenen kertaa pienemmäksi, ollen $0,7\text{--}1,5\text{ W/m}^2$, joten oletettavasti kasautuminen tapahtui virtaaman lähdettyä laskuun, mutta vedenpinnan ollessa korkealla. Dietrichin ja Smithin (1984) mukaan särkän yläosassa suuret partikkelit voivat vierähtää reunaan pitkin uoman pohjalle ulospäin suuntautuneen virtauksen voimistaessa kuljetusta. Tämä voisi selittää aineksen kasautumisen särkän reunalle, mutta alueen mitatut virtausnopeudet, -suunnat ja kulutusvoima eivät olleet kuitenkaan suotuisia kasautumiselle.

Särkän päällistä muutosta ei pystytty tulkitsemaan mittaustarkkuuden rajojen sisällä. Kuitenkin virtaaman pienenevässä vaiheessa 22–23.5 särkän alaosaan kasautui ainesta pienelle alueelle. Tämä vahvistaa edellä mainittua sedimentin kasautumista särkän alaosaan. Pienet alueelliset muutokset alueen reunoilla voivat kuitenkin olla interpolointivirheinä, jolloin niiden kanssa tulee osoittaa erityistä tarkkuutta. Pienipiirteiset muutokset voidaan tutkia tarkemmin vedenpinnan laskettua esimerkiksi laserskannaamalla (Kasvi ym. 2013a, 2013b; Lotsari ym. 2014). Tällöin kuitenkin jää havaitsematta missä tulvan vaiheessa muutokset tapahtuvat. Tämän tutkimuksen kulutusvoimien suuruusvaihteluiden ja morfologisten muutosten perusteella voidaan kuitenkin todeta, että määrällisesti suurimmat muutokset tapahtuvat virtaaman nousevassa vaiheessa.

Muutostulkinnan tarkkuus $\pm 20\text{ cm}$ määräytyi mittaustekniikoiden ja aineiston kattavuuden perusteella. Mikäli tarkkuutta halutaan lisätä, tulee aineiston olla tiheämpää. Ongelmana alueellisessa tarkkuudessa on mittaustulosten väliin jäävät välit, jotka voivat olla useita metrejä leveitä. Interpolointi alueille jossa ei

ole mittauspisteitä heikentää ilmiön kuvaamista. Yksityiskohtaisemman tarkkuusarvioinnin tekemiseksi jatkossa voidaan käyttää yksityisyyskohtaisuusarvoa (eng. *level of detail*, LoD), jossa interpoloituja korkeusarvoja verrataan erittäin tarkasti mitattuihin uoman pohjan korkeusarvoihin (Lane ym. 2003). Tällöin uoman pohja tulisi mitata samanaikaisesti tarkemmin kuin ADCP:n kaikuluotaimella.

Alueellisesti intensiivisistä virtausmittauksista interpoloidut kulutusvoimat jakautuivat suhteellisesti samanlaisesti koko mittausjakson aikana. Kulutusvoimat olivat suurimmillaan särkän kärjen kohdalla ja sen alajuoksun puolella ulkokaarteessa sekä kaarteen yläjuoksun puolella sisäkaarteessa, mikä on yhdenmukainen aiempien tutkimusten kanssa (Hooke 1975; Lotsari ym. 2014). Osassa tutkimuksista virtausvoimat ovat kuitenkin olleet suurimmillaan sisäkaarteessa särkän yläjuoksulla (Dietrich & Smith 1984). Hooken (1975) tutkimuksen mukaan virtaaman, tai syvyyden, kasvaessa suurimmat virtausvoimat siirtyvät särkän yläosassa sisäkaarteeseen päin ja ylittävät kaartein enemmän alajuoksulla kuin matalalla virtaamalla. Tässä tutkimuksessa syvyyden vaihtelu ei kuitenkaan vaikuttanut suurimman kulutusvoiman alueen siirtymiseen, vaan tutkimusalueen suurimman kulutusvoiman sijaintiin vaikutti sen sijaan enemmän korkealla pysyvä vedenpinta ja nopean virtauksen ytimen sijainti. Suurimpien kulutusvoimien alue ei seurannut suoraan nopean virtauksen alueen siirtymistä, vaikka särkän reunan yläosan kulutusvoima kasvoi. Dietrichin ja Smithin (1984) mukaan kulutusvoimien alueellisuus ja sen muuttuminen vaikuttaa myös sedimentin kuljetukseen. Virtausvoimien alueellisuus ja veden kyky kuljettaa sedimenttiä vaihtelee alueittain ja suhteessa virtaamaan (Hooke 1975; Hooke 2007).

Kulutusvoima oli pienimmillään aivan särkän päällä sisäkaarteessa. Särkän päälle ei kuitenkaan kasaantunut ainesta niin paljoa, että sitä olisi pystynyt havaitsemaan käytetyllä tutkimusmenetelmällä. Kulutusvoimat kasvoivat virtaaman noustessa ja pienenevät huomattavasti huippuvirtaaman jälkeen. Tämä johtui siitä, että kulutusvoimien laskemiseen käytetyt vedenpinnan päivittäinen kaltevuus ja virtausnopeudet pienenevät tulvan noustua huippuunsa. Kulutusvoimien huomattava pieneminen johtui kuitenkin aidon kaltevuuden käytöstä, sillä virtausnopeudet eivät pienentyneet yhtä paljoa. Kaltevuus oli suurimmillaan virtaaman nousun alkuvaiheessa, kunnes suurella virtaamalla se pieneni hieman. Vedenpinnan noustua särkän päälle, kaltevuus tasoittui täysin. Tämä johtuu Pulmankijoen alajuoksulla sijaitsevasta järvestä, joka täyttyessään nostaa vedenkorkeutta ja tasoittaa vedenpinnan kaltevuuden tutkimusalueella. Tämä ominaisuus johtaa siihen, että virtaaman vaihtelut eivät vaikuta suoraan vedenkorkeuden vaihteluihin huipputulvan jälkeen. Virtaama ei ole hyvä mittari kuvaamaan meanderikaartein tulvan aikaisia olosuhteita,

joten niitä on paras tulkita vedenkorkeuden ja virtausnopeuden alueellisen vaihtelun perusteella. Myös Lotsari ym. (2014) ovat todenneet, että virtausnopeus ja korkean vedenpinnan ajan pituus ovat suuria vaikuttavia muuttujia meanderikaarteiden morfologiassa muutoksissa.

Kumulatiivinen kulutusvoima korreloi kohtalaisesti (korrelaatiokerroin -0,53) morfologian kokonaismuutoksen kanssa, joten kulutusvoiman alueellinen jakautuminen vaikuttaa morfologian muutokseen. Muuttujien välinen negatiivinen yhteys indikoi, että mitä suuremmat kulutusvoimat tietyllä alueella on, sitä suurempaa eroosio on. Vaikka yhteys ei ole yksiselitteinen kohtalaisen korrelaation vuoksi, voidaan se nähdä myös visuaalisesti tarkasteltaessa päivittäisiä kulutusvoimia (Kuva 35) ja morfologian muutosta (Kuva 38). Kuvatut kulutusvoimat ovat mittaushetkeltä, mutta niiden voimakkuus on suuntaa antava mittausta edeltävältä vuorokaudelta. Kulutusvoimien pienennyttyä myös uoman morfologian muutokset pienenevät. Alueellisesti suurimmat morfologiset muutokset tapahtuivat suurimman kulutusvoiman alueilla.

Sekä kulutusvoiman että virtausnopeuden tulee olla tietyn suuruinen, jotta sedimenttiaines voi kulua tai kasautua. Kasvin ym. (lähetetty käsikirjoitus) tutkiman sedimentin raekoon alueellisen jakauman mukaan pohjan sedimentin raekoko on pääosin 0,2–1,0 mm (Kuva 41), jolloin tarvitaan Hjulströmin kaavion (Kuva 6) mukaan:

- aineksen kuluttamiseen irti pohjasta virtaus, jonka nopeus on yli 0,2–0,25 m/s
- kuljettamiseen virtaus, jonka keskinopeus on yli 0,025–0,06 m/s
- ja kasautumiseen alle 0,025–0,06 m/s virtaus.

Hjulströmin kaaviosta tulkitut kulutusnopeudet keskiarvoja, jotka kuitenkin vaihtelevat veden turbulentsisuudesta riippuen noin $\pm 0,5$ m/s (Kuva 6). Halkaisijaltaan 1,0 mm suurempi sedimentti vaatii suuremmat nopeudet kulutukseen ja kasautumiseen. Suurimmat eroosioalueella havaitut raekoot olivat lähes 5 mm halkaisijaltaan, jolloin niiden kulumisnopeus on 0,9 m/s ja laskeutumisnopeus 0,2 m/s. Todellisuudessa nämä luvut ovat vielä pienempiä, sillä Hjulströmin (1935) mukaan kaavion nopeudet ovat keskimäärin 40 % suurempia kuin pohjanläheinen virtausnopeus. Vedenkorkeuden nousevassa vaiheessa virtausnopeudet olivat otollisia kasaantumiselle ja kuljetukselle veden kulkuradan sisäkaarteissa särkän päällä. Tämän jälkeen ne olivat tarpeeksi hitaita vain särkän sisäreunassa nopean virtauksen ytimen alavirran puolella. Muualla virtausnopeudet olivat paljon voimakkaampia. Huolimatta särkän päällisistä hitaista virtauksista, päivittäisten muutosten vertailussa

särkän päällä ei tapahtunut tarkkuusrajojen puitteissa merkittäviä muutoksia. Suurimpien tavattujen raekokoluokkien kulutuksen osalta pohjanläheiset virtausnopeudet ylittivät 0,9 m/s nopean virtauksen ytimen yhteydessä, etenkin särkän kärjen alavirran puolen ulkokaarteessa, alueella jossa havaittiin suuri eroosioalue. Uoman sedimentin raekoon, morfologian kokonaismuutoksen ja kumulatiivisen kulutusvoiman voidaan todeta vaikuttavan toisiinsa, vaikka niiden välillä ei havaittu vahvaa yhteyttä. Virtausnopeuden ja kulutusvoiman vaikutusta morfologian muutokseen verrattaessa uoman sedimentin raekoko on merkittävässä roolissa. Uoman sedimentin raekoon ja morfologian kokonaismuutoksen välillä ei kuitenkaan ollut yhteyttä (korrelaatio -0,20), joka olisi selittänyt muuttuvatko tietyn raekoon alueet enemmän. Virtausnopeuden, kulutusvoiman ja sedimentin raekoon tarkempaa yhteyttä tutkittaessa tulisi analysoida myös uoman alueellisen raekoon muuttuminen tulvan aikana. Alueellisesti tiheän raekoon näytteistäminen ja analysoiminen on kuitenkin ajallisesti vaativaa, jolloin nopean ja tehokkaan mittaamistavan hyöty pienenee.

Joen kyky kuluttaa ja kuljettaa ainesta kasvaa virtausnopeuden kasvaessa. Pohjakuljetusmäärän suhteen tämä piti paikkansa, sen ollessa suurimmillaan huippuvirtaaman aikana ja laskiessa virtaaman pienentyessä. Äärimmillään se oli kymmenen kertaa suurempi kuin matalin mitattu pohjakuljetusmäärä. Sedimentin pohjakuljetuksen mittauksissa esiintyi kuitenkin epävarmuuksia etenkin huippuvirtaaman aikana, johon varmasti vaikuttivat voimakkaat virtaukset ja vaikeat mittausolosuhteet. Virtaaman sijaan pohjakuljetuksen määrään ja laatuun vaikuttavat alueelliset virtausnopeudet ja pohjan sedimentin raekoko.

6.3 Liikkuva ADCP virtausrakenteen mittaamisessa

Jokien virtausrakennetta on tutkittu perinteisesti poikkileikkausten virtausoloja mittaamalla. Virtausnopeuksien ja -suuntien tarkan alueellisen jakautumisen tarkasteleminen vaatii kuitenkin intensiivistä tutkimusta ja alueellisesti yhtenäistä aineistoa. Uudet virtausrakenteen mittausmenetelmät ja tarkka satelliittipaikannus mahdollistavat tarkan alueellisen mittauksen.

Liikkuvan ADCP:n hyötynä on nopea mittausaika suhteessa suureen mittaustiheyteen. Kuitenkin tutkimusalueen kasvaessa mittausaika pitenee tai havaintojen tiheys pienenee. Tämän tutkimusalueen virtausolosuhteiden mittaukseen menetelmä toimi kuitenkin optimaalisesti, mittausajan pysyessä lyhyenä ja aineiston ollessa tarpeeksi tiheä. Aineistojen mittaamisen lisäksi prosessiin kuuluu jälkikäsitteily, johon kuluva aika riippuu päiväkohtaisten mittaustiedostojen määrästä ja suuruudesta sekä aineistosta tehtävistä analyyseistä. Jälkikäsitteily kestää melkein yhtä vähän aikaa kuin itse mittaus, jolloin yhden päivän mittaustulosten hankkiminen on erittäin tehokasta.

Kenttätyötä helpottavana tekijänä jälkikäsitteily voidaan tehdä mittausjakson päätyttyä, jolloin ajallisesti mittaukset voi toistaa alueellisesti tiheästi kahden tunnin välein.

Tässä tutkimuksessa mitattujen pistemäisten aineistojen sijaintitarkkuus on ± 5 cm, jolloin alueellisesti tiheää mittausaineistoa interpoloidessa sijainnin virhe ei kasva merkittävästi. Korkeuden suhteen virhearviointi ei ole niin yksiselitteistä, sillä mittausapojen epävarmuudet akkumuloituvat morfologian muutostulkinnan tarkkuuden ollessa lopulta ± 20 cm.

Virtausnopeuksien interpoloinnin alueellisen tarkkuuden lisäksi kuitenkin myös itse ilmiön alueellinen muuttuminen vaikuttaa lopputulokseen. Virtaussuuntia interpoloimalla olisi mahdollista suodattaa hetkittäisiä heilahduksia mittauksista. Tällöin myös ne olisivat päivien välillä suoraan vertailukelvollisia – aivan kuten interpoloidut virtausnopeudet. Koska tässäkin tutkimuksessa virtausnopeuksien tarkasteluun käytetty IDW-interpolointi antaa vain ennen kaikkea arvion ADCP:n mittaamasta virtauskentästä, on interpolointimenetelmien kehitykselle tilaa (Dinehart & Burau 2005). Kuitenkin tämän työn laajuuden ja päämäärän muistettaessa on pysyteltävä yksinkertaisuudessa ja laskennallisessa tehokkuudessa.

Mittaustavan tuloksien luotettavuuden parantamiseksi tulisi mahdollisuuksien mukaan mitata samaan aikaan paikallaan olevalla ADCP:llä yhden paikan virtausolosuhteita (Guerrero & Lamberti 2011; Petrie ym. 2013). Tällöin yhden pisteen virtauksen muutos voitaisiin yhdistää hystereesiin ja tarkastella sen vaikutusta liikkuvaan mittaukseen. Toisen ADCP:n käyttö mahdollistaisi myös perinteisten poikkileikkausten mittaamisen samaan aikaan liikkuvan ADCP:n kanssa, jolloin poikkileikkausten keskiarvotettuja virtausolosuhteita voitaisiin vertailla mitattuun raakadataan tai interpolointeihin.

7 Johtopäätökset

Tässä tutkimuksessa tutkittiin meanderikaarten pohjanläheisen ja syvyyskeskiarvotetun virtausrakenteen ja uoman morfologian alueellis-ajallista muutosta. Tulokset osoittivat, että virtausrakenteen muutos riippuu pääosin vedenpinnan korkeuden muutoksista, kun taas morfologian muutokset kulutusvoimien vaihtelusta. Liikkuva ADCP -mittausmenetelmä mahdollisti alueellisesti tarkkojen ja ajallisesti tiheiden virtausrakenteen ja syvyysolosuhteiden muutosten analysoimisen, joita on tarkasteltu aiemmissä tutkimuksissa pienemmällä intensiteetillä pääosin poikkileikkauksien mittauksiin perustuen. Tutkimuksen perusteella voidaan koostaa seuraavat johtopäätökset:

1. Tulvan noustessa virtausrakenne muuttuu suhteessa vedenkorkeuden ja virtaaman vaihteluihin. Sekä pohjanläheisestä että syvyyskeskiarvotetusta virtauksesta havaittava nopean virtauksen ydin oikaisi särkän päältä vedenpinnan noustessa koko sisäkaarteeseen päälle, joka on todettu myös monissa aiemmissa tutkimuksissa. Tämä kulkuradan oikaiseminen ei kuitenkaan muuttunut virtaaman laskettua, vaan virtaus kulki särkän päältä tutkimusjakson loppuun asti. Pohjanläheisen ja syvyyskeskiarvotetun virtausnopeuden voimakkuuden vaihtelut muuttuivat suhteessa virtaamaan, kun virtausnopeudet hidastuivat huomattavasti virtaaman pienentyessä.
2. Pohjanläheiset ja syvyyskeskiarvotetut virtausrakenteet muuttuvat samankaltaisesti nousevan tulvan aikana. Pohjanläheiset ja syvyyskeskiarvotetut virtausnopeudet muuttuivat lähes samansuuruisesti, joskin niissä oli alueellisia eroja: Pohjanläheinen virtausnopeus oli suurempi kuin syvyyskeskiarvotettu virtausnopeus särkän kärjen alavirran puolella, etenkin ulkokaarteessa. Virtaussuuntien muutosten osalta eroavaisuudet eivät olleet merkittäviä. Pohjanläheinen virtaus suuntautui vaihtelevasti sisäkaarteeseen päin, kun taas Dietrichin ja Smithin (1983) tutkimuksessa sen on havaittu olevan lähes kaikkialla kohti sisäkaarretta. Syvyyskeskiarvotettu virtaussuunta oli särkän yläjuoksulla ulkokaarteeseen ja alajuoksulla sisäkaarteeseen päin, joka on todettu myös aiemmissa tutkimuksissa.
3. Alueellisesti voimakkaimmat kulutusvoimat seuraavat nopean virtauksen ytimen sijaintia, joskin tutkimusalueesta riippuen siihen voi vaikuttaa enemmän myös syvyysolosuhteiden muuttuminen (Hooke 1975). Kulutusvoimien suuruus muuttuu virtaaman muutosten ja vedenpinnan kaltevuuden suhteen, niiden ollessa korkeimmillaan tulvan nousevassa vaiheessa.
4. Uoman morfologian suurimmat tulvan aikaiset muutokset tapahtuvat virtaaman kasvavassa vaiheessa, kun veden virtausnopeus ja kulutusvoima ovat suurimmillaan. Tulvan aikana tapahtuvat morfologian alueelliset muutokset seurasivat aiempien tutkimusten tuloksia eroosion ollessa suurimmillaan ulkokaarteeseen syvänteessä ja kasautumista tapahtuvan särkän alajuoksun puolella sisäkaarteessa.

Tulevaisuudessa tutkimuksen ajallista ulottuvuutta tulisi jatkaa kattamaan nousevan vedenpinnan vaiheen lisäksi myös vedenpinnan laskeva vaihe. Tällöin tulvan aikaisten morfologisten muutosten dynamiikkaa voitaisiin tämentää. Virtausrakenteen ja morfologian muutoksen alueellista tutkimusta tulisi myös laajentaa tutkimalla peräkkäisiä meanderikaarteita (Lotsari ym. 2014), jolloin

voidaan tutkia suuremman alueen muutosdynamiikkaa. Liikkuvan ADCP:n aineistoista virtausrakennetta voidaan tutkia myös kolmiulotteisena pistepilvenä (Flener ym. lähetetty käsikirjoitus), jolloin pystytään tutkimaan tarkasti sisäkaarten särkän vaikutusta nopean virtauksen ytimen kolmiulotteisen sijainnin muutokseen kuin myös toisin päin.

Kiitokset

Tämä tutkimus tehtiin osana Suomen Akatemian rahoittamaa RivCHANGE-projektia. Suuret kiitokset kuuluvat dosentti Petteri Alholle tutkielmani ohjaamisesta sekä asiantuntevista ja kannustavista kommentteista. Iso kiitos myös Turun yliopiston virtavesien tutkimusryhmän Claude Flenerille ja Elina Kasville, sekä Itä-Suomen yliopiston tohtori Eliisa Lotsarille loppumattomasta kannustuksesta, vankasta tuesta ja iloisista kenttätutkimuspäivistä Pulmangilla. Kiitos myös kotiin.

KIRJALLISUUS

- Alabyan, A. M. & R. S. Chalov (1998). Types of river channel patterns and their natural controls. *Earth Surface Processes and Landforms* 23, 467–474.
- Alho, P. & J. Mäkinen (2010). Hydraulic parameter estimations of a 2D model validated with sedimentological findings in the point bar environment. *Hydrological Processes* 24, 2578–2593.
- Bagnold, R. A. (1966). An approach to the sediment transport problem from general physics. US Geological Survey Professional Paper 422–1. US Geological Survey: Reston, Washington.
- Bartholdy, J. & P. Billi (2002). Morphodynamics of a pseudomeandering gravel bar reach. *Geomorphology* 42, 293–310.
- Bathurst, J., C. Thorne & R. Hey (1979). Secondary Flow and Shear Stress at River Bends. *Journal of the Hydraulics Division* 105: 10, 1277–1295.
- Blanckaert, K. (2010). Topographic steering, flow recirculation, velocity redistribution, and bed topography in sharp meander bends. *Water resources research* 46, W9506.
- Blanckaert, K. (2011). Hydrodynamic processes in sharp meander bends and their morphological implications. *Journal of geophysical research* 116, F1003.
- Blott, S. J. & K. Pye (2001). GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms* 26:11, 1237–1248.
- Blöschl, G. (2001). Scaling in hydrology. *Hydrological processes* 15, 709–711.
- Bridge, J. S. & J. Jarvis (1976). Flow and sedimentary processes in the meandering river South Esk, Glen Clova, Scotland. *Earth Surface Processes* 1, 303–336.
- Bridge, J. S. & J. Jarvis (1982). The dynamics of a river bend: a study in flow and sedimentary processes. *Sedimentology* 29, 499–541.
- Brookes, A. (1987). River channel adjustments downstream from channelization works in England and Wales. *Earth Surface Processes and Landforms* 12, 337–351.
- Brumley, B. H., R. G. Gabera, K. L. Deines & E. A. Terray (1991). Performance of a Broad-Band Acoustic Doppler Current Profiler. *IEEE JOURNAL OF OCEANIC ENGINEERING* 16: 4, 402–407.
- Charlton, R. (2008). *Fundamentals of fluvial geomorphology*. 234 s. Routledge, New York.
- David, L., A. Esnault & D. Calluad (2002). Comparison of interpolation techniques for 2D and 3D velocimetry. 11th International Symposium on Applications of Laser Techniques to Fluid Mechanics. 8–11 July 2002. Lisboa, Portugal.
- David, G., C. Legleiter, E. Wohl & S. Yochum (2013). Characterizing spatial variability in velocity and turbulence intensity using 3-D acoustic Doppler velocimeter data in a plane-bed reach of East St. Louis Creek, Colorado, USA. *Geomorphology* 183, 28–44.
- Dietrich, W. E. & J. D. Smith (1983). Influence of the point bar on flow through curved channels. *Water Resources Research* 19, 1173–1192.
- Dietrich, W. E. & J. D. Smith (1984). Bed load transport in a river meander. *Water Resources Research* 20: 10, 1355–1380.
- Dietrich, W. E., J. D. Smith & T. Dunne (1979). Flow and sediment transport in a sand bedded meander. *Journal of Geology* 87, 305–315.

- Dinehart, R. L & J. R. Burau (2005). Repeated surveys by acoustic Doppler current profiler for flow and sediment dynamics in a tidal river. *Journal of Hydrology* 314, 1–21.
- Druffel, L., W. W Emmett, V. R. Schneider & J. V. Skinner (1976). Laboratory hydraulic calibration of the Helley-Smith bedload sediment sampler. Technical report, US Geological Survey Open File Report 76–752.
- Esri (2014a). How Kriging works. 14.8.2014. Esri ArcGis 10.1.
- Esri (2014b.) How IDW works. 14.8.2014. Esri ArcGis 10.1.
- Esri (2014c). How Topo to Raster works. 14.8.2014. Esri ArcGis 10.1.
- Ferguson, R., D. Parsons, S. Lane & R. Hardy (2003). Flow in meander bends with recirculation at the inner bank. *Water Resources Research* 11, 1322.
- Flener, C. (2013). Estimating deep water radiance in shallow water: adapting optical bathymetry modelling to shallow river environments. *Boreal Environment Research* 18, 488–502.
- Flener, C., E. Lotsari, P. Alho & J. Käyhkö (2012). Comparison of Empirical And Theoretical Remote Sensing Based Bathymetry Models In River Environments. *River Research and Applications* 28, 118–133.
- Flener, C., M. Vaaja, A. Jaakkola, A. Kukko, H. Kaartinen, E. Kasvi, A. Krooks, J. Hyyppä, H. Hyyppä & P. Alho (2013). Mapping Contiguous River Channels at High Resolution Using Mobile LiDAR and UAV-Photography. *Remote Sensing* 5, 6382–6407.
- Flener, C., Y. Wang, L. Laamanen, E. Kasvi, J-M. Vesakoski & P. Alho (lähetetty käsikirjoitus). Measuring multidimensional flow characteristics during a flood event using a remote-controlled ADCP system.
- Frothingham, K. M., & B. L. Rhoads (2003). Three-dimensional flow structure and channel change in an asymmetrical compound meander, Embarras River, Illinois. *Earth Surface Processes and Landforms* 28, 625–644.
- Gautier, E., D. Brunstein, P. Vauchel, J. Jouanneau, M. Roulet, C. Garcia, J. Guyotg & M. Castroh (2010). Channel and floodplain sediment dynamics in a reach of the tropical meandering Rio Beni (Bolivian Amazonia). *Earth Surface Processes and Landforms* 35, 1838–1853.
- Gordon, R. (1996). Acoustic Doppler current profiler principles of operation: A practical primer, Technical report, RD Instruments, San Diego, California.
- Guerrero, M. & A. Lamberti (2011). Flow Field and Morphology Mapping Using ADCP and Multibeam Techniques: Survey in the Po River. *Journal of Hydraulic Engineering* 137: 12, 1576–1587.
- Hickin, E. J. (1974). The development of meanders in natural river-channels. *American Journal of Science* 274, 414–442.
- Hilldale, R. C. & D. Raff (2008). Assessing the ability of airborne LiDAR to map river bathymetry. *Earth Surface Processes and Landforms* 33, 773–783.
- Hjulström, F. (1935). Studies on the morphological activity of rivers as illustrated by the river fyris. Inaugural dissertation. 527 s. Almqvist & Wiksells boktryckeri a.b. Uppsala.
- Hooke, J. M. (2007). Spatial variability, mechanisms and propagation of change in an active meandering river. *Geomorphology* 84, 277–296.

- Hooke, R. (1975). Distribution of sediment transport and shear stress in a meander bend. *Journal of Geology* 83, 543–565.
- Jackson, R. G. (1976). Largescale ripples of the lower Wabash River. *Sedimentology* 23, 593–623.
- Kaatra, K., K. Suihkonen, T. Tolvi, K. L. Välipirtti, A. Leinonen, V-P. Reskola, M. Ollila, M. Kujanpää, U. Hurmeranta, N. Gullstén, H. Ijäs, R. Seppänen & K. Valjakka (2006). Tulvavahinkotyöryhmä. Työryhmämuistio MMM 2006:16. 62s. Maa- ja metsätalousministeriö, Helsinki.
- Kasvi, E., P. Alho, V. Matti, H. Hyyppä & J. Hyyppä (2013a). Spatial and temporal distribution of fluvio-morphological processes on a meander point bar during a flood event. *Hydrology Research* 44.6, 1022–1039.
- Kasvi, E., M. Vaaja, H. Hyyppä, J. Hyyppä, H. Kaartinen & A. Kukko (2013b). Morphological changes on meander point bars associated with flow structure at different discharges. *Earth Surface Processes and Landforms* 38, 577–590.
- Kasvi, E., M. Vaaja, H. Kaartinen, A. Kukko, A. Jaakkola, P. Alho, C. Flener, H. Hyyppä, J. Hyyppä (lähetetty käsikirjoitus). Sub-bend scale flow-sediment interaction of meander bends – a combined approach of field observations, CFD and close-range remote sensing.
- Keller, E. A. (1972). Development of Alluvial Stream Channels: A Five-Stage Model. *Geological Society of America Bulletin* 83: 5, 1531–1536.
- Kinzel, P. J., C. J. Legleiter & J. M. Nelson (2012). Mapping River Bathymetry with a Small Footprint Green LiDAR: Applications and Challenges. *Journal of the American Water Resources Association* 49: 1, 183–204.
- Kiss, T. & G. Sipos (2007). Braid-scale channel geometry changes in a sand-bedded river: Significance of low stages. *Geomorphology* 84, 209–229.
- Knighton, D. (1998) *Fluvial forms and processes. A new perspective*. 383 s. Arnold, London.
- Knighton, D. (1999). Downstream variation in stream power, *Geomorphology* 29, 293–306.
- Koljonen, S., A. Huusko, A. Mäki-Petäys, P. Louhi & T. Muotka (2012). Assessing Habitat Suitability for Juvenile Atlantic Salmon in Relation to In-Stream Restoration and Discharge Variability. *Restoration ecology* 21: 3, 344–352.
- Kondolf, G. M. & H. Piégay (2003). *Tools in geomorphology*. 679 s. John Wiley & Sons Ltd, Sussex, England.
- Laamanen, L., C. Flener & P. Alho (2014). Spatio-temporal flow structures and morphological changes in a meander bend during a spring flood: a unique ADCP mini-boat approach. *EGU General Assembly Conference Abstracts* 16, 4890.
- Lane, S. N., R. M. Westaway & D. M. Hicks (2003). Estimation of erosion and deposition volumes in a large, gravel-bed, braided river using synoptic remote sensing. *Earth Surface Processes and Landforms* 28, 249–271.
- Larsen, E. W., A. K. Fremier & S. E. Greco (2007). Cumulative Effective Stream Power And Bank Erosion On The Sacramento River, California, Usa. *Journal of the American Water Resources Association* 4, 1077–1097.
- Leeder, M. R. & P. H. Bridges (1975). Flow separation in meander bends. *Nature* 253, 338–339.
- Leopold, L. B. (1972). River Channel Change with Time: An Example. *Geological Society of America Bulletin* 84, 1845–1860.

- Leopold, L. B. & M. G. Wolman (1957). River channel patterns: braided, Meandering and straight. Geological survey professional paper 282-B. U.S. Geological Survey. Washington.
- Leopold, L. B. & M. G. Wolman (1960). River meanders. *Bulletin of the Geological Society of America* 71, 769–794.
- Lewin, J. (1976). Initiation of bed forms and meanders in coarse-grained sediment. *Geological Society of America Bulletin* 87: 2, 281–285.
- Lofthouse, C. & A. Robert (2008). Riffle-pool sequences and meander morphology. *Geomorphology* 99, 214–223.
- Lohrmann, A., R. Cabrera & N. C. Kraus (1994). Acoustic-Doppler velocimeter (ADV) for laboratory use. Fundamentals and Advancements in Hydraulic Measurements and Experimentation Proceedings, Buffalo, NY, American Society of Civil Engineers, 351–365.
- Lotsari, E., N. Veijalainen, P. Alho & J. Käyhkö (2010). Impact of climate change on future discharges and flow characteristics of the Tana River, sub-arctic northern Fennoscandia. *Geografiska Annaler* 92, 263–284.
- Lotsari, E., M. Vaaja, C. Flener, H. Kaartinen, A. Kukko, E. Kasvi, H. Hyyppä, J. Hyyppä, P. Alho (2014). Annual bank and point bar morphodynamics of a meandering river determined by high-accuracy multitemporal laser scanning and flow data, *Water Resources Research* 50: 7, 5532–5559.
- Lyzenga, D. R. (1981). Remote sensing of bottom reflectance and water attenuation parameters in shallow water using aircraft and Landsat data. *International Journal of Remote Sensing* 2, 71–82.
- Lyzenga, D. R., N. P. Malinas & F. J. Tanis (2006). Multispectral Bathymetry Using a Simple Physically Based Algorithm. *IEEE Transactions On Geoscience And Remote Sensing* 44: 8, 2251–2259.
- Mansikkaniemi, H. & O-P. Mäki (1990). Paleochannels and recent changes in the Pulmankijoki valley, northern Lapland. *Fennia* 168, 137–152.
- Marchioli, C., V. Armenio & A. Soldati (2006). Simple and accurate scheme for fluid velocity interpolation for Eulerian-Lagrangian computation of dispersed flows in 3D curvilinear grids. *Computers & Fluids* 36, 1187–1198.
- Marcus, W. A., C. J. Legleiter, R. J. Aspinall, J. W. Boardman & R. L. Crabtree (2003). High spatial resolution hyperspectral mapping of in-stream habitats, depths, and woody debris in mountain streams. *Geomorphology* 55, 363–380.
- McGowen, J. H. & L. E. Garner (1970). Physiographic features and stratification types of coarse-grained point bars: Modern and ancient examples. *Sedimentology* 14, 77–111.
- Michaud, R. & P. J. Pilon (1999). Hydrological Hazards. *Teoksessa* Melching, C. S & P. J Pilon (toim.): Comprehensive Risk Assessment for Natural Hazards. 93 s. World Meteorological Organization, WMO.
- Milne, J. A & D. A. Sear (1997). Modelling river channel topography using GIS. *International Journal of Geographical Information Science* 11, 499–519.
- Muste, M., D. Kim & J. A. González-Castro (2010). Near-Transducer Errors in ADCP Measurements: Experimental Findings. *Journal of Hydraulic Engineering* 136: 5, 275–289.

- Muste, M., K. Yu & M. Spasojevic (2004). Practical aspects of ADCP data use for quantification of mean river flow characteristics; Part I: moving-vessel measurements. *Flow Measurement and Instrumentation* 15, 1–16.
- Nanson, G. C. & E. J. Hickin (1986). A statistical examination of bank erosion and channel migration in western Canada. *Bulletin of the Geological Society of America* 97, 497–504.
- Ottevanger, W., K. Blanckaert & W. Uijttewaal (2012). Processes governing the flow redistribution in sharp river bends. *Geomorphology* 163–164, 45–55.
- Parsons, D. R., J. L. Best, O. Orfeo, R. J. Hardy, R. Kostaschuk & S. N. Lane (2005). Morphology and flow fields of three-dimensional dunes, Rio Parana', Argentina: Results from simultaneous multibeam echo sounding and acoustic Doppler current profiling. *Journal of Geophysical Research* 110, F04S03.
- Petrie, J., P. Diplas, M. Gutierrez & S. Nam (2013). Combining fixed- and moving-vessel acoustic Doppler current profiler measurements for improved characterization of the mean flow in a natural river. *Water Resources research* 49, 5600–5614.
- Reid, I., L. E. Frostick & J. T. Layman (1985). The incidence and nature of bedload transport during flood flows in coarse-grained alluvial channels. *Earth Surface Processes and Landforms* 10, 33–44.
- Reinfelds, I., T. Cohen, P. Batten & G. Brierley (2004). Assessment of downstream trends in channel gradient, total and specific stream power: a GIS approach. *Geomorphology* 60, 403–416.
- Rennie, C. (2008). Uncertainty of ADCP spatial velocity distributions. 6th International Symposium on Ultrasonic Doppler Methods for Fluid Mechanics and Fluid Engineering., Czech Technical University, Prague, 9 - 11 Sep 2008.
- Rennie, C. & M. Church (2010). Mapping spatial distributions and uncertainty of water and sediment flux in a large gravel bed river reach using an acoustic Doppler current profiler. *Journal of geophysical research* 115, F03035.
- Richtman, C. (2006). A GIS Method for Determining Volumetric Flow in a Riverine Channel. Volume 8, Papers in Resource Analysis. 8 pp. Saint Mary's University of Minnesota Central Services Press. Winona, MN.
- Riley, J. D. & B. L. Rhoads (2012). Flow structure and channel morphology at a natural confluent meander bend. *Geomorphology* 163–164, 84–98.
- Schumm, S. A. (1981). Evolution and response of the fluvial system— sedimentologic implications. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication* 31, 19– 29.
- Schumm, S. A. (1985). Patterns of alluvial rivers. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 13, 5– 27.
- Shields, F. D & J. R. Rigby (2005). River Habitat Quality from River Velocities Measured Using Acoustic Doppler Current Profiler. *Environmental Management* 36: 4, 565–575.
- Sime, L. C., R. I. Ferguson & M. Church (2007). Estimating shear stress from moving boat acoustic Doppler velocity measurements in a large gravel bed river. *Water Resources Research* 43, W03418.
- Simpson, M. R. (2001). Discharge Measurements Using a Broad-Band Acoustic Doppler Current Profiler. United States Geological Survey OPEN-FILE REPORT 01-1. 134 s.

- Solinist (2013). User Guide, Levellogger Series – Software Version 4. 24.7.2014. <<http://www.solinst.com/products/dataloggers-and-telemetry/3001-levellogger-series/operating-instructions/user-guide/3001-user-guide.pdf>>
- Sontek (2013). RiverSurveyor S5/M9 System Manual Firmware Version 3.50.
- Termini, D. & M. Piraino (2011). Experimental analysis of cross-sectional flow motion in a large amplitude meandering bend. *Earth Surface Processes and Landforms* 36, 244–256.
- Thompson, A. (1986). Secondary flows and the pool-riffle unit: a case study of the processes of meander development. *Earth Surface Processes and Landforms* 11, 631–641.
- Thorne, J. & R. Hey (1979). Direct measurements of secondary currents at a river inflexion point. *Nature* 280, 226–228.
- Thorne, J., L. W. Zevenbergen, J. C. Pitlick, S. Raist, J. B. Bradley & P. Y. Julien (1985). Direct measurements of secondary currents in a meandering sand-bed river. *Nature* 316, 767–747.
- van Rijn, L. C. (2007). Manual sediment transport measurements in rivers, estuaries and coastal seas. 500 s. Aqua Publications, The Netherlands.
- Voulgaris, G. & J. H. Thowbridge (1998). Evaluation of the Acoustic Doppler Velocimeter (ADV) for Turbulence Measurements. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 15, 272–289.
- Wentworth, C. K. (1922). A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. *The Journal of Geology* 30:5, 377–392.
- Woodget, A. S., P. E. Carbonneau, F. Visser & P. Maddock. (2014). Quantifying submerged fluvial topography using hyperspatial resolution UAS imagery and structure from motion photogrammetry. *Earth Surface Processes and Landforms*, online.
- Wright, S. A. & M. Kaplinski (2011). Flow structures and sandbar dynamics in a canyon river during a controlled flood, Colorado River, Arizona. *Journal of Geophysical Research* 116, F01019.
- Yang, C. (1977). The movement of sediments in rivers. *Geophysical surveys* 3, 39–68.
- Yorke, T. & K. A. Oberg (2002). Measuring river velocity and discharge with acoustic Doppler current profilers. *Flow measurement and instrumentation* 13, 191–195.

Litteet

Liite A. Helley-Smith pohjakuljetusmittausten tulokset.

Päivä	Näyte	Seulonta hävikki (%)	Paino (kg)	Korjattu paino (kg)	Pohjakuljetus (kg/m/s)	D50 (mm)
17.5	1	0,3	0,26	0,18	0,006	0,25
	2	0,2	0,65	0,44	0,016	0,30
	3	0,2	0,80	0,53	0,019	0,30
	4	0,3	0,37	0,25	0,009	0,36
	5	0,4	0,36	0,24	0,009	0,29
	6	0,4	0,51	0,34	0,012	0,34
				keskiarvo	0,012	0,31
19.5	7	0,2	2,47	1,65	0,060	0,40
	8	0,1	3,88	2,59	0,095	0,57
	9	0	4,72	3,15	0,115	0,74
	10	0,2	0,74	0,49	0,018	0,30
	11	0,2	1,02	0,68	0,025	0,32
	12	0,5	0,10	0,07	0,002	0,24
				keskiarvo	0,053	0,43
20.5	13	0,1	1,18	0,79	0,029	0,39
	14	0,2	0,63	0,42	0,015	0,37
	15	0,1	0,49	0,33	0,012	0,31
	16	0,2	1,23	0,82	0,030	0,44
	17	0,3	0,29	0,19	0,007	0,31
	18	0,4	0,31	0,20	0,007	0,28
				keskiarvo	0,017	0,35
21.5	19	0,2	0,64	0,42	0,016	0,32
	20	0,2	0,33	0,22	0,008	0,32
	21	0,2	0,57	0,38	0,014	0,34

	22	0,2	0,57	0,38	0,014	0,34
	23	0,4	0,49	0,33	0,012	0,34
	24	0,3	0,55	0,37	0,014	0,33
				keskiarvo	0,013	0,33
22.5	25	0,3	0,84	0,56	0,020	0,37
	26	0,2	0,26	0,17	0,006	0,30
	27	0,3	0,74	0,49	0,018	0,38
	28	0,8	0,23	0,15	0,006	0,28
	29	0,3	0,45	0,30	0,011	0,33
	30	0,3	0,26	0,17	0,006	0,30
				keskiarvo	0,011	0,33
23.5	31	0,3	0,49	0,33	0,012	0,31
	32	0,4	0,27	0,18	0,007	0,31
	33	0,3	0,51	0,34	0,012	0,33
	34	0,2	0,80	0,53	0,020	0,32
	35	0,3	0,50	0,33	0,012	0,29
	36	0,3	0,46	0,31	0,011	0,30
				keskiarvo	0,012	0,31
24.5	37	0,4	0,22	0,15	0,005	0,36
	38	0,4	0,18	0,12	0,004	0,36
	39	0,5	0,19	0,13	0,005	0,38
	40	0,8	0,07	0,05	0,002	0,33
	41	0,5	0,19	0,13	0,005	0,33
	42	0,2	0,11	0,07	0,003	0,34
				keskiarvo	0,004	0,35