



Karoliina Lintunen

TALVIAJAN VIRTASUOSUUKTEET USKELANJOELLA

Maantieteen pro gradu -tutkielma

Turku 2021

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

Turun yliopisto
Matemaattis-luonnontieteellinen tiedekunta
Maantieteen ja geologian laitos

LINTUNEN, KAROLIINA: Talviajan virtausolosuhteet Uskelanjoella

Pro gradu -tutkielma, 81 s.
30 op.
Maantiede
Helmikuu 2021

Lauhkean ja kylmän ilmastovyöhykkeen jokiin muodostuu vuosittain jäätä ja jääkansi, joilla on vaikutuksia jokiuoman talviajan virtausolosuhteisiin. Keväällä jääkannen murtuessa liikkeelle lähteneet jäälautat saattavat kasautua jääpadoiksi ja siten aiheuttaa tulvimista. Ilmastonmuutoksen vaikutuksesta pysyvän jääkannen ajallisen keston ennustetaan lyhenevän. Suomessa kaikkiin jokiin ei välttämättä vuosittain muodostu pysyvää jääkantta, jolloin talviajan virtausolosuhteet muuttuvat.

Tässä tutkimuksessa tarkasteltiin talviajan virtausolosuhteita ja niihin vaikuttavia tekijöitä hydraulisen mallinnuksen menetelmin sekä aikasarjatarkastelulla. Pääpaino tutkimuksessa oli jääkansi- ja jääpatotilanteiden vertailussa, ja tavoitteena oli selvittää eri tilanteiden vaikutusta uoman virtausolosuhteisiin sekä sedimentin liikkeellelähtöön. Lisäksi tutkielmassa tarkasteltiin jääkannen liikkeellelähtötapoja ja niihin vaikuttavia sääolosuhteiden muutoksia ajanjaksolla 1990–2020. Tutkimusalueena oli Uskelanjoki, jonne on vuosina 2018 ja 2019 rakennettu jäänpidätysrakenteet sekä toteutettu kalataloudellinen kunnostus.

Tutkimus toteutettiin hyödyntämällä akustiseen virtausprofiilimittariin perustuvaa syvyysmallinnusta ja maalaserkeilaukseen perustuvaa digitaalista korkeusmallia. Syvyysmallin vedenalainen geometria ja maalaserkeilauksen vedenpinnan yläpuolinen geometria toimivat hydraulisen mallin pohjana, jolla mallinnettiin erilaisia yksiulotteisia jääkansi- ja jääpatotilanteita eri virtaamilla. Tuloksissa tarkasteltiin vedenpinnankorkeuden, virtausnopeuden ja leikkausjännityksen eroja sekä sedimentin liikkeellelähtöä mallinnetuissa tilanteissa. Aikasarjatarkastelussa hyödynnettiin keskilukuja, joiden perusteella tarkasteltiin jäidenlähtötapoja ja sääolosuhteiden muutosta.

Jääkannen muodostuminen hidasti virtausnopeuksia ja lasi leikkausjännitystä, jolloin uomassa liikkuvan sedimentin määrä lasi. Jääpadon alla virtausnopeudet ja leikkausjännitys nousivat ja liikkuvan sedimentin määrä uomassa kasvoi. Jääpatojen muodostuminen nosti vedenpinnankorkeutta ja aiheutti tulvimista niiden yläjuoksun puolella. Virtausolosuhteiden muutokset eivät aiheuttaneet tutkimusalueelle toteutetun kalataloudellisen kunnostuksen sedimenttien liikkeellelähtöä. Jäidenlähtötapojen tarkastelussa ei todettu tietyn jäidenlähtötavan olevan toista yleisempi. Sääolosuhteiden tarkastelussa todettiin kevätkuukausien keskilämpötilojen nousseen tarkastellun ajanjakson puolivälin jälkeen merkittävästi. Sadannassa ei tapahtunut tarkasteluajanjaksolla muutoksia.

Asiasanat: aikasarjatarkastelu, akustinen virtausprofiilimittaus, HEC-RAS, hydraulinen mallinnus, jääkansi, jääpato, maalaserkeilaus, syvyysmallinnus

UNIVERSITY OF TURKU
Faculty of Science
Department of Geography and Geology

LINTUNEN, KAROLIINA: Wintertime flow conditions in the Uskela River

Master's thesis, 81 pp.

30 ECTS

Geography

February 2021

In cold and temperate climates ice and ice covers are formed in rivers annually. These affect the wintertime flow conditions in riverbeds. As the ice cover breaks in spring, the freed ice floes can form ice jams and thus cause flooding. It is predicted that due to climate warming the annual existence of stable ice covers will shorten in duration. Not all rivers in Finland will necessarily form a stable ice cover, which leads to changes in the wintertime flow conditions.

This study examines the mentioned wintertime flow conditions and the factors that affect them through the means of hydraulic modeling and time series analysis. It most notably focuses on analysing the ice cover and ice jam situations. The main object of this study is to investigate the effects these varying situations have on the flow conditions in the riverbed and the movement of the sediment. Furthermore, this study explores the ways in which the ice cover begins its movement, as well as the changes in weather from 1990 to 2020 that have affected those ways. The area of study is Uskelanjoki, to where ice control structures have been constructed in 2018 and 2019, and where a fish habitat restoration has been implemented.

This study was conducted by utilizing bathymetric modeling via an Acoustic Doppler current profiler, and digital elevation modeling via terrestrial laser scanning. The underwater geometry of the bathymetric model and the surface geometry of the digital elevation model functioned as a base for the hydraulic model, which was used to model different 1-dimensional ice cover and ice jam situations in different discharges. The results were examined for changes in water elevation, flow velocity and boundary shear stress as well as the movement of the sediment in the modeled situations. Average values were used in the time series analysis, through which ice breakup types and changes in weather conditions could be investigated.

The formation of the ice cover slowed down the flow velocity and decreased the boundary shear stress. These changes resulted in a reduced amount of moving sediment in the riverbed. On the contrary, underneath an ice jam the flow velocity fastened and the boundary shear stress increased, causing the amount of moving sediment in the riverbed to increase as well. The formation of the ice jam elevated the water level and led to flooding in the upstream. The changes in the flow conditions did not cause sediment movement in the area of the fish habitat restoration. In the investigation of the ice breakup types no specific type was found to be more common than the rest. The examination of weather conditions revealed a significant increase in the average temperatures during springtime, but no changes in precipitation were detected during the investigated time period.

Key words: Acoustic Doppler Current Profiler, bathymetric mapping, HEC-RAS, hydraulic modelling, ice cover, ice jam, Terrestrial Laser Scanning, time series analysis

Sisällys

1.	Johdanto	1
2.	Tausta ja teoria	4
2.1.	Virtaus jokiuomassa	4
2.1.1.	Virtaus avoimessa uomassa	4
2.1.2.	Virtaus jääkannen alla	9
2.2.	Jää joessa	10
2.2.1.	Jäätyypit ja jääkannen muodostuminen	13
2.2.2.	Jääkannen murtuminen	14
2.2.3.	Jääpadot	17
2.2.4.	Jäänpidätysrakenteet	19
2.3.	Jään vaikutus jokiuomaan, sedimentin kiertoon ja jokiympäristöön	20
2.4.	Kenttämittausten ja mallinnuksen hyödyntäminen jokitutkimuksessa	24
2.4.1.	Veden virtausnopeuden, virtaaman ja uoman syvyyden mittaaminen	24
2.4.2.	Maaston geometrian mittaaminen laserkeilauksella	28
2.4.3.	Hydrauliset mallinnusmenetelmät	31
3.	Tutkimusalueen kuvaus	35
3.1.	Uskelanjoki	35
3.2.	Uskelanjoen tulvahistoria ja vesistöseuranta	40
4.	Aineisto ja menetelmät	42
4.1.	Geometria ja vesistöseuranta	42
4.1.1.	Uoman batymetrian mittaaminen, virtaamamittaus ja mittausten käsittely	43
4.1.2.	Uoman pinnan yläpuolisen topografian mittaaminen ja mittausten käsittely	44
4.1.3.	Vedenkorkeus, virtaama ja jäätiedot	45
4.1.4.	Aineistojen tarkkuus ja virhelähteet	45
4.1.5.	Aineistojen käsittely ja yhdistäminen	46
4.2.	Hydraulinen mallinnus HEC-RAS-mallilla	47
4.2.1.	Mallin taustatiedot ja rakentaminen	47
4.2.2.	Mallinnuksen tarkkuus ja virhelähteet	49
4.3.	Sääaineistot ja niiden tarkastelu	50
5.	Tulokset	52
5.1.	Mallinnetut virtaamatilanteet avouomassa ja jääkannen aikana	53
5.1.1.	Virtausolosuhteet avouomassa ja jääkannen alla	53
5.1.2.	Sedimentin liikkeellelähtö jääkannen alla	56
5.2.	Mallinnetut virtaamatilanteet jääpadon aikana	57
5.2.1.	Virtausolosuhteet jääpatotilanteessa	58
5.2.2.	Sedimentin liikkeellelähtö jääpatotilanteessa	61
5.3.	Lämpötilan ja sadannan muutokset sekä jäidenlähden ajankohta tutkimusalueella vuosina 1990–2020	62
6.	Tulosten tarkastelu ja pohdinta	67
6.1.	Jääkannen vaikutukset verrattuna avouomatilanteeseen	67
6.2.	Jääpadon vaikutukset	68
6.3.	Lämpötilan ja sadannan muutokset sekä jäidenlähtö	70
7.	Johtopäätökset	72
	Kiitokset	73
	Lähteet	74
	Avoimet aineistot	81

1. Johdanto

Joki on luonnostaan virtaava vesistö, joka yleensä laskee mereen, järveen tai toiseen jokeen (Ji 2017: 307). Kylmällä ilmastovyöhykkeellä sijaitseviin jokiin muodostuu vuosittain pysyvä jääkansi ja lauhan ilmastovyöhykkeen jokiin muodostuu vuosittain vähintään jäätä (Prowse & Beltaos 2002: 805–806). Joen jääkannen ja sen virtaukseen sekä aineksen kuljetukseen aiheuttamien vaikutusten tutkimus on tarpeellista veden säännöstelyyn, infrastruktuurin suunnitteluun, ympäristöllisten ja ekologisten arvojen takia (Shen 2010; Ettema & Kempema 2012). Pohjoisella pallonpuoliskolla sijaitsevissa joissa jäätä on keskimäärin lähes kolmasosan vuodesta. Jäällä on joessa merkittäviä hydrologisia vaikutuksia ja jää vaikuttaa esimerkiksi joen virtausolosuhteisiin, veden laatuun, tulvien syntymiseen ja vesivoiman tuotantoon. Ilmastonmuutos vaikuttaa tulevaisuudessa jokiprosesseihin ja muuttaa jokiympäristöjä (Knighton 1998: 302; Beltaos & Burrell 2008: 377). Jokien jääkannen muodostumista, siihen liittyviä prosesseja ja ilmastonmuutoksen vaikutuksia niihin on tutkittu vähän, mutta ennuste on, että ilmastonmuutos vaikuttaa jokien jääkannen kesto aikaan (Prowse ym. 2011) ja siten muuttaa prosessien käyttäytymistä (Beltaos 2002). Historiallisissa tarkasteluissa on todettu, että jokien jääkannen kesto aika on lyhentynyt ja vaihteluväli jääkannen muodostumis- ja murtumisajankohdissa on kasvanut (Magnuson ym. 2000).

Jääprosessit ovat herkkiä ilmastollisten tekijöiden muuttumiselle, ja jääprosessien muutokset voivat aiheuttaa sekä sosioekonomisia että ekologisia vaikutuksia (Beltaos & Burrell 2008: 377). Muutokset talviajan virtausolosuhteissa saattavat aiheuttaa merkittäviä muutoksia joen käyttäytymiseen. Magnuson ym. (2000) toteuttaman globaalin aikasarjatarkastelun perusteella jääkannen ajallinen kesto on pohjoisen pallonpuoliskon joissa lyhentynyt 1850-luvulta alkaen. Suomen merkittäviä tulvariskialueita ja niihin liittyviä tulvariskejä on tutkittu 2000-luvun aikana useiden eri tutkijoiden toimesta (Alho ym. 2008; Veijalainen & Vehviläinen 2008; Veijalainen ym. 2010). Ilmastonmuutoksen vaikutuksia jokiin ja erityisesti tulvariskeihin on tarkastellut muun muassa Veijalainen ym. (2012) ja Parjanne ym. (2018) erilaisten ilmastoskenaarioiden avulla. Ilmastoskenaarioilla on pyritty ennustamaan Suomen tulvariskien muutosta ja tulvavahinkojen määrää tulevaisuudessa. Arvioiden mukaan lämpötila nousee ilmastonmuutoksen vaikutuksesta Suomessa 2–7 astetta ja sadannan määrä kasvaa 5–40 prosenttia (Veijalainen & Vehviläinen 2008: 30). Ilmastonmuutos lyhentää Suomessa tulvien toistuvuus aikaa. Todennäköistä on myös kevättulvien ajankohdan aikaistuminen ja niiden laajuuden pieneneminen ja syys- ja talvitulvien sekä hyydetulvien yleistymisen (Veijalainen ym. 2010: 399–340; Veijalainen ym. 2012: 72–73). Pysyvää jääkantaa erityisesti Etelä-Suomen jokiin ei välttämättä muodostu lauhan talven aikana lainkaan, jolloin joen talviolosuhteet muuttuvat merkittävästi.

Jään kierto joessa voidaan jakaa jään muodostumiseen, muokkautumiseen, kuljetukseen, kasaantumiseen, heikentymiseen ja jäidenlähtöön (Shen 2010). Jään muodostuminen jokeen on monimutkainen prosessi ja jään muodostumisen eri vaiheet vaihtelevat jokiuomasta ja sen tyypistä riippuen (Turcotte & Morse 2013). Joen jääkannen muodostumiseen vaikuttavat toisiinsa vuorovaikutuksessa olevat tekijät, jotka ovat ilmasto, hydrologiset ominaisuudet ja uoman geomorfologiset piirteet. Jään kierto joessa tapahtuu hydrodynaamisten, mekaanisten ja lämpöprosessien vuorovaikutuksessa ja näitä prosesseja määrittelevät meteorologiset ja hydrologiset olosuhteet sekä ihmistoiminta (Shen 2010). Erityisesti sääolosuhteiden nopeat muutokset vaikuttavat jään kiertoon joessa merkittävästi ja sääolosuhteiden tarkastelulla voidaan ennakoida jään kiertoa ja sen aiheuttamia ilmiöitä kuten jääkannen murtumista ja jääpatojen muodostumista (Beltaos 2002).

Jokiprosessien ja jääkannen alaisen virtauksen tutkimuksessa on viime vuosikymmeninä hyödynnetty hydraulista mallinnusta (Shen 2010). Hydrauliset mallinnusmenetelmät jaetaan matemaattiseen ja fysikaaliseen mallinnukseen (Ji 2017: 285). Matemaattinen mallinnus perustuu matemaattisten yhtälöiden hyödyntämiseen, kun taas fysikaalinen mallinnus perustuu mallinnettavan prosessin fyysiseen toistoon pienemmässä mittakaavassa esimerkiksi vesikourussa. Matemaattisen mallinnuksen avulla voidaan simuloida tilanteita, joita ei kenttämittausten ja laboratoriokokeiden avulla voida fyysisesti mallintaa (Shen 2010). Jokiprosessien tutkimuksessa matemaattisen mallinnuksen menetelmät mahdollistavat erilaisten ilmiöiden tarkastelun nopeasti ja kustannustehokkaasti.

Matemaattinen mallinnus jääprosessien tarkastelun menetelmänä on yleistynyt maailmalla viimeisen kolmen vuosikymmenen ajan (Shen 2010). Jääprosessien tarkastelu mallinnuksella on pääasiassa keskittynyt jääpatoihin ja niiden aiheuttamiin tulviin (Zufelt ym. 2005; She & Hicks 2006; Beltaos ym. 2011; Beltaos 2018). Jääkannen vaikutusta sedimentin liikkeeseen jääkannen alla on tutkittu vähän (Turcotte ym. 2011; Kämäri ym. 2015), samoin kuin sääolosuhteiden vaikutusta jääprosesseihin (Beltaos 2013). Suomessa jääprosessien tarkastelu mallinnusmenetelmillä on pääasiassa keskittynyt jääpatotulvien ennakkointiin (Ahopelto ym. 2015; Aaltonen & Huokuna 2017) ja jääkannen alaisten virtausolosuhteiden tarkasteluun (Lotsari ym. 2017). Aiemmissä tutkimuksissa mallinnettavan jokiuoman geometriana on usein käytetty spatiaaliselta tarkkuudeltaan heikkoja aineistoja tai vain uoman yksittäisiä poikkileikkausmittauksia. Tässä tutkimuksessa talviajan jääprosesseja tarkastellaan hydraulisella mallinnuksella spatiaalisesti ja temporaalisesti tarkoilla lähtöaineistoilla. Tutkimuksen aineistoina käytetään yksityiskohtaisia geometriatietoja tutkimusalueen uoman pinnan ylä- ja alapuolisilta alueilta sekä ajallisesti kattavia virtaama- ja vedenpinnankorkeustietoja.

Lisäksi talviajan virtausolosuhteiden tarkastelussa hyödynnetään tietoja sääolosuhteista Uskelanjoella 30 vuoden aikana. Tämä tutkimus lisää tietoa talviajan virtausolosuhteista, sedimentin liikkeestä jokiuomassa ja sääolosuhteiden muutoksista tutkimusalueella. Lisätieto talviajan virtausolosuhteista on tarpeellista ilmastonmuutoksesta aiheutuvien muutosten ennakkoinnin takia. Tämän tutkimuksen etuna aiempaan tutkimukseen on sen lähtöaineisto, sillä vastaavia tarkasteluja ei ole toteutettu yhtä tarkoilla lähtöaineistoilla. Aineistot mahdollistavat talviajan virtausolosuhteiden ja jääprosessien kattavan tarkastelun yksiulotteisella hydraulisella mallinnuksella.

Tämän tutkimuksen tavoitteena on tarkastella matemaattisen mallinnuksen menetelmin virtausolosuhteiden eroja avouomassa, jääkannen alla sekä jääpatotilanteessa Uskelanjoen Yyrönkoskella ja aikasarjamenetelmin Uskelanjoen jäidenlähtöjä sekä sääolosuhteiden muutoksia kolmenkymmenen vuoden aikana. Tavoitteeseen pyritään vastaamaan seuraavan kolmen osakokonaisuuden ja niihin liittyvien tutkimuskysymysten avulla:

1. Jääkannen vaikutus virtausolosuhteisiin ja sedimentin liikkeellelähtöön
 - a. Miten virtausolosuhteet eroavat avouoma- ja jääkansitilanteessa uoman eri osissa?
 - b. Miten virtausolosuhteet avouoma- ja jääkansitilanteessa vaikuttavat uoman sedimentin liikkeellelähtöön?
2. Jääpatojen vaikutus virtausolosuhteisiin, sedimentin liikkeellelähtöön ja tulvimiseen
 - a. Miten jääpadot vaikuttavat uoman virtausolosuhteisiin ja uoman sedimentin liikkeellelähtöön?
 - b. Miten laajoja tulvia jääpadoista aiheutuu tutkimusalueella?
3. Jäidenlähtö ja sääolosuhteiden muutos viimeisen 30 vuoden aikana
 - a. Miten talvet ja keväät ovat muuttuneet tutkimusalueella vuosien 1990–2020 välisenä aikana?
 - b. Miten jäidenlähtö on tapahtunut vuosien 1990–2020 välisenä aikana Uskelanjoen pääuomassa?

Tutkimus on osa Varsinais-Suomen ELY-keskuksen rahoittamaa Uskelanjoen jäänpidätysrakenteiden toimivuuden seurantahanketta.

2. Tausta ja teoria

Veden virtaukseen avouomassa ja jääkannen alla vaikuttavat joen geomorfologiset ja hydrologiset ominaisuudet (Turcotte & Morse 2013). Joen geomorfologiset ominaisuudet, kuten uoman koko ja leveys, vaikuttavat virtauksen syvyyteen ja virtausnopeuteen yhdessä uoman kaltevuuden kanssa (Buffin-Bélanger ym. 2013: 23). Jääkannen muodostuminen ja pysyvä jääkansi vaikuttavat joen virtausolosuhteisiin ja siten jääkansi vaikuttaa jokiuomassa tapahtuviin prosesseihin, kuten sedimentin liikkeeseen (Ettema & Kempema 2012: 525). Jokiuoman hydrologisilla ominaisuuksilla tarkoitetaan veden kiertoa ja veden määrän vaihtelua uomassa. Jokiuoman hydrologiset ominaisuudet vaihtelevat joesta riippuen ja yksikään joki ei ole ominaisuuksiltaan täysin samanlainen. Kapeissa ja pienissä jokiuomissa virtaavan veden määrä on pienempi kuin suurissa ja leveissä jokiuomissa (Buffin-Bélanger ym. 2013: 22). Valuma-alueen koko ja sen järvisyysprosentti vaikuttavat merkittävästi veden varastoitumiseen ja virtaaman vaihteluihin. Virtausnopeuden vaihtelut, virtauksen tyyppi ja virtauksen syvyys vaikuttavat eri tavoin jäätymisprosessiin. Hydrologisten olosuhteiden muutoksilla on laaja-alaisia vaikutuksia uoman jääkannen ja eri jäätyyppien muodostumiseen (Buffin-Bélanger ym. 2013: 35).

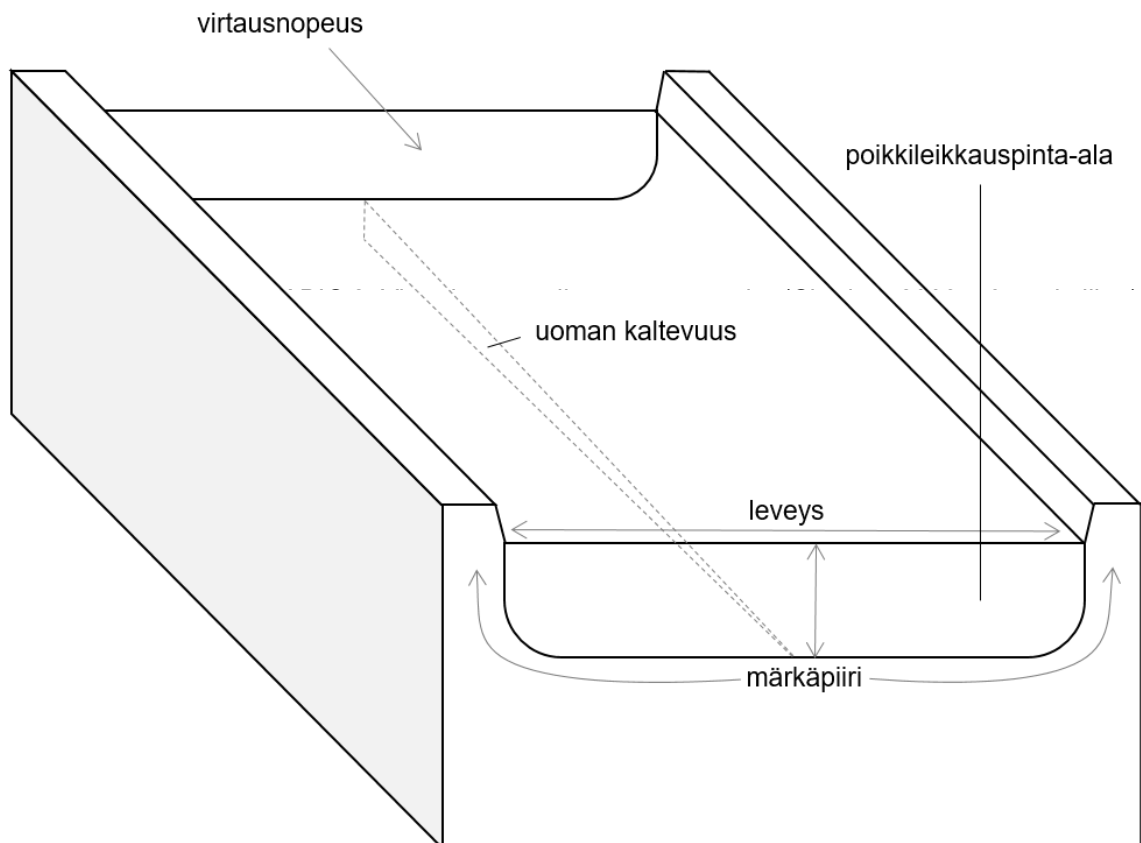
2.1. Virtaus jokiuomassa

Avoimessa uomassa virtaus on nopeinta keskellä uoman poikkileikkausta pinnan lähellä, jossa uoman reuna- ja pohjamateriaalin sekä veden välille syntyvän kitkan virtausnopeutta hidastava vaikutus on vähäisin (Charlton 2008: 78). Jääkansi kasvattaa virtaukseen kohdistuvan kitkavoiman määrää ja virtausvastusta sekä syventää virtauksen nopeinta kohtaa (Teal ym. 1994: 1385). Suurin virtausnopeus jääkannen alla saavutetaan uoman poikkileikkauksen keskellä pohjan ja pinnan puolivälissä.

2.1.1. Virtaus avoimessa uomassa

Jokiuomassa virtaava vesi on lähtöisin joen valuma-alueelta, jonne satanut vesi valuu pinta- tai pohjavalumana jokiuomaan. Valuman määrään vaikuttavat valuma-alueen maaperän kyky sitoa ja suodattaa vettä sekä sadannan määrä (Charlton 2008: 21). Jokiuomassa virtaavaan veteen kohdistuu kaksi voimaa: painovoima ja kitka (Knighton 1998: 96). Jokiuomassa painovoiman ja uoman kaltevuuden yhteisvaikutus saa veden virtaamaan yläjuoksulta kohti alajuoksua, kun taas veden virtausta estävät kitkavoimat ja veden viskositeetti (Charlton 2008: 69). Veden viskositeetti on veden kyky vastustaa virtausta ja viskositeetti muuttuu veden tiheyden mukaan. Uoman materiaalin ja veden välille syntyvä kitkavoima vastustaa veden virtausta ja hidastaa sen nopeutta yhdessä viskositeetin kanssa.

Jokia voidaan luokitella eri tyyppeihin useiden tekijöiden perusteella. Yleisesti jokiuomia luokitellaan geometrian, hydraulisten ominaisuuksien ja geomorfologisten ominaisuuksien mukaan (Turcotte & Morse 2013). Edellä mainituilla tekijöillä voidaan kuvata jokiuoman vallitsevia virtausolosuhteita. Yleisesti joet jaotellaan niiden uoman muodon ja mutkaisuuden perusteella suoriin, meandroiviin, palmikoiviin ja haarautuviin (*anabranching*) jokiin (Leopold & Wolman 1957; Knighton 1998: 206). Jokiuoman geometriaa kuvataan tyypillisesti uoman syvyys- ja leveystiedolla (Turcotte & Morse 2013). Jokiuoman muotoon vaikuttavat virtauksen energiamäärä, uoman materiaali ja sedimentin kulutuksen, kuljetuksen ja kasautumisen välinen vuorovaikutus (Charlton 2008: 117). Uoman muoto pysyy samana, kun edellä mainitut tekijät ovat tasapainossa keskenään ja uoman muoto muuttuu, kun tasapaino järkkyy. Uoman koko määritellään yleensä uoman poikkileikkausalan mukaan (Charlton 2008: 69–71). Poikkileikkausala on uoman poikkileikkauksen pinta-ala tietyssä kohtaa uomaa ja ala määritetään uoman leveyden ja syvyyden perusteella (kuva 1).



Kuva 1. Virtaukseen vaikuttavat muuttujat (Charlton 2008: 70, mukailten).

Virtaama (Q) kuvaa veden tilavuutta uoman poikkileikkauksessa tietyssä ajanhetkenä ja yleensä se ilmoitetaan yksikössä m^3/s (Charlton 2008: 23). Virtaama voidaan karkeasti ottaen laskea seuraavasti:

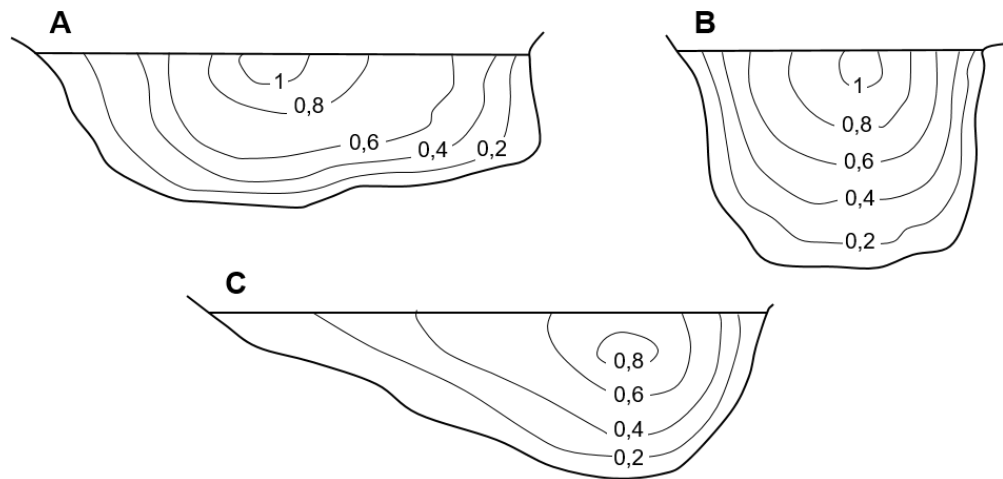
$$\text{virtaama} = \text{uoman poikkileikkauksen pinta-ala} * \text{virtauksen keskinopeus}$$

Virtaamaan jokiuomassa vaikuttavat uoman kaltevuus, koko, muoto ja hydrologiset ominaisuudet, kuten veden määrä uomassa (Knighton 1998: 96–98; Charlton 2008: 69–71). Uoman kaltevuus on alajuoksun ja yläjuoksun välinen korkeusero, joka usein ilmoitetaan pudotuskorkeutena. Märkäpiiri on uoman reunan ja pohjan pituus tietyssä poikkileikkauksessa, joka on kosketuksissa veden kanssa. Hydraulinen säde kuvaa uoman poikkileikkauspinta-alan ja märkäpiirin pituuden suhdetta. Märkäpiirin pituus ja veden syvyys uomassa vaikuttavat yhdessä uoman reuna- ja pohjamateriaalien kanssa veden virtausnopeutta hidastavan kitkan määrään, joten märkäpiirin pituus vaikuttaa joen virtausvastukseen. Verrattaessa kahta saman virtaaman ja reunamateriaalin jokiuomaa, joiden leveys on eri, on todettu leveässä ja pitkän märkäpiirin uomassa virtaavan veden ja uoman pohjan välisen kitkan olevan suurempaa kuin kapeassa uomassa. Virtaava vesi kohdistaa myös uoman reunoihin ja pohjaan leikkausjännityksen (*bed shear stress*), jonka voimakkuus kasvaa virtauksen syvyyden ja uoman kaltevuuden mukaan. Leikkausjännitys on veden viskositeetista ja virtauksen pyörteistä aiheutuva pinnansuuntainen kitkavoima, joka ilmoitetaan pinta-alayksikköä kohden (Knighton 1998: 107–109). Leikkausjännitys ilmoitetaan yleensä yksikössä N/m². Leikkausjännitys (*boundary shear stress*) vaikuttaa sedimentin liikkeeseen: kun tietyn partikkelikoon kriittinen leikkausjännitys uomassa ylittyy, partikkeli liikkuu. Leikkausjännitys (τ) määritetään yhtälöllä

$$\tau = \rho g R s$$

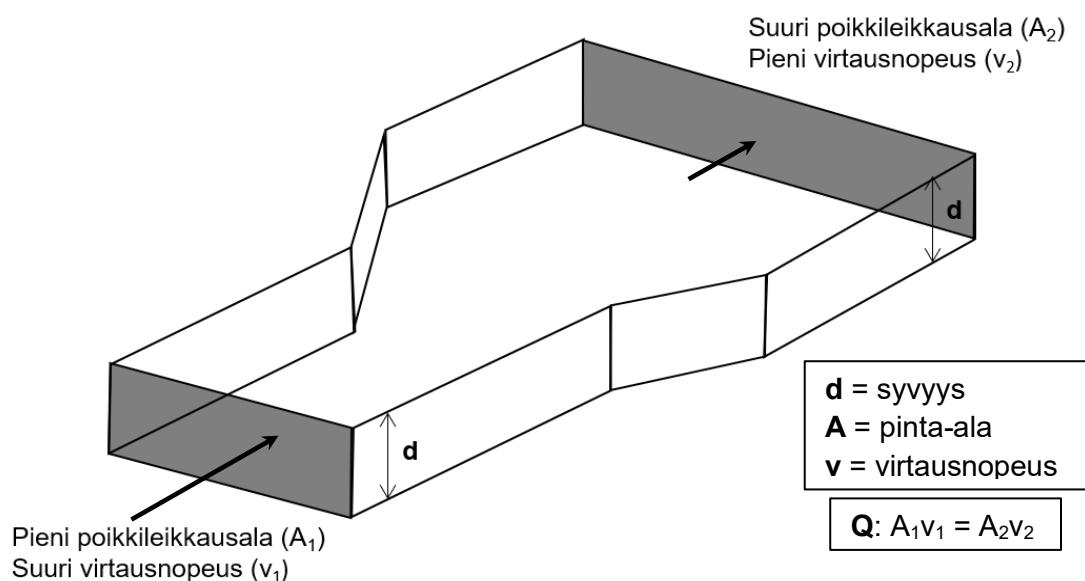
ja jossa ρ on veden tilavuus, g putoamiskiihtyvyys, R hydraulinen säde ja s uoman kaltevuus (Wohl 2020: 95).

Virtausnopeus kuvaa veden virtauksen nopeutta uomassa ja se ilmoitetaan yksikössä m/s (Knighton 1998: 100–101; Charlton 2008: 71–75). Virtausnopeuteen uomassa vaikuttavat uoman kaltevuus, syvyys, poikkileikkaus ja reunamateriaali. Virtausnopeus voi vaihdella merkittävästi ajallisesti sekä sijainnin suhteen jokiuomassa. Ajallisesti virtausnopeus vaihtelee lyhyiden muutaman tunnin ajanjaksojen sekä pitkien kuukausien ja vuosien ajanjaksojen aikana muun muassa sadannan ja sulamisvesien vaikutuksesta. Sijainnin suhteen virtausnopeus vaihtelee vertikaalisesti ja horisontaalisesti uomassa. Virtausnopeus kasvaa uoman reunoilta kohti uoman keskiosaa ja uoman pohjalta kohti pintaa. Virtausnopeus on nopein uoman keskellä lähellä pintaa, jossa virtausta vastustavan kitkan voimakkuus on vähäisin (kuva 2). Uoman poikkileikkauksen muoto vaikuttaa myös virtausnopeuteen eri osissa uomaa, sillä lähempänä uoman reunoja kitka hidastaa virtausnopeutta.



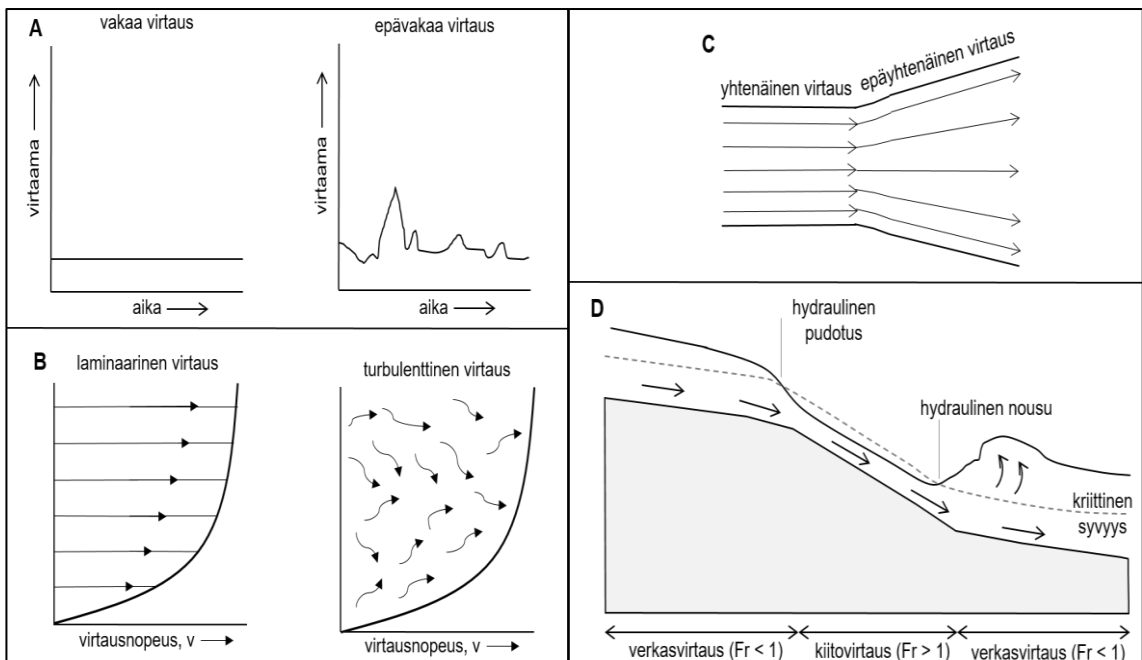
Kuva 3. Uoman muodon vaikutus virtausnopeuden vaihteluun. Uoma A on muodoltaan leveä ja matala, jolloin kitkan vaikutus virtausnopeuteen on suurempi kuin kapeassa ja syvässä uomassa B. Uoma C kuvaa virtausnopeutta kaarteessa (Knighton 1998: 98, mukaillen).

Virtaaman pysyessä vakiona, jokiuoman kapeissa kohdissa virtausnopeus on suurempi kuin jokiuoman leveissä kohdissa. Virtausnopeuden muutos johtuu siitä, että sama vesimäärä kulkee kapeamman poikkileikkauksen läpi, jolloin virtausnopeus kasvaa nopeammaksi kuin leveämmän poikkileikkauksalan läpäisyyn tarvittaessa (kuva 3). Uoman materiaalin karkeus vaikuttaa merkittävästi uoman pohjan ja reunojen sekä veden välille syntyvään kitkavoimaan. Materiaalin karkeus ilmoitetaan Manningin n -arvolla, joka määrittää uoman materiaalin, kasvillisuuden ja pohjan muotojen mukaan (Charlton 2008: 78). Pohjamateriaaliltaan sileissä, esimerkiksi savipohjaisissa, uomissa Manningin n -arvo on pieni ja silloin kitkan hidastava vaikutus veden virtausnopeuteen on vähäinen. Materiaaliltaan karkeissa uomissa Manningin n -arvo on korkea ja kitkan virtausnopeutta hidastava vaikutus on suuri.



Kuva 2. Uoman poikkileikkauspinta-alan koon vaikutus virtausnopeuteen (Charlton 2008: 76, mukaillen).

Avoimessa uomassa virtaus voidaan jakaa neljään eri ryhmään sen paikan, ajan, liikkeen ja virtaukseen vaikuttavien voimien mukaan (Knighton 1998: 96–101). Virtaus voi olla paikallisesti yhtenäistä tai epäyhtenäistä virtausnopeudesta riippuen (kuva 4). Virtaus jokiuomassa on yhtenäistä, kun virtausnopeus pysyy samana kaikissa uoman osissa ja epäyhtenäistä, kun virtausnopeus vaihtelee uoman eri osissa. Virtaus jaetaan vakaaseen (*steady*) ja epävakaaseen (*unsteady*) virtausnopeuden ajallisen vaihtelun mukaan. Virtaus on vakaata, kun virtausnopeus on sama koko ajan uoman tietyssä pisteessä ja epävakaata kun virtausnopeus vaihtelee ajan suhteen uoman tietyssä pisteessä.



Kuva 4. Eri virtaustyyppit. Kuvassa A ajassa vakaa ja epävakaa virtaus, kuvassa B laminaarinen ja turbulenttinen virtaus, kuvassa C paikassa yhtenäinen ja epäyhtenäinen virtaus ja kuvassa D verkas- ja kiitovirtaus. (Kuvat A & C: Charlton 2008: 77, mukailten; kuva B: Knighton 1998: 98, mukailten; kuva D: Charlton 2008: 81, mukailten).

Laminaarinen virtaus on eteenpäin suuntautuvaa ja turbulenttinen virtaus on pyörivää (Knighton 1998: 96; Charlton 2008: 81–83). Laminaarisessa virtauksessa vesi virtaa tasaisesti kerroksittain ja uoman pinnalla virtaava vesi liikkuu nopeammin kuin pohjalla. Laminaarisessa virtauksessa veden liikesuunta on koko vesipatsaassaa etenevä. Turbulenttisessa virtauksessa veden liike on epätasaista ja virtauksen liikesuunta on vaihteleva. Laminaarista ja turbulenttista virtausta kuvataan Reynoldsin luvulla (Re), joka määritellään

$$Re = \frac{vR\rho}{\mu}$$

ja jossa v on virtausnopeus, R hydraulinen säde, ρ veden tiheys ja μ viskositeetti. Pieni Reynoldsin luku kuvaa laminaarista virtausta ja iso luku turbulenttista

virtausta. Laminaarinen virtaus on tyypillistä nesteille, joilla on korkea viskositeetti ja turbulenttinen virtaus nesteille, joiden viskositeetti on matala. Veden viskositeetti on matala, jonka vuoksi laminaarista virtausta esiintyy joessa vain hitaissa virtausnopeuksissa.

Virtaus voidaan jakaa myös verkas- ja kiitovirtaukseen (*sub- and supercritical flow*), jota kuvataan Frouden luvulla (*Fr*). Frouden luku kuvaa virtaukseen vaikuttavien inertiavoimien ja painovoiman välistä suhdetta, joka määritellään

$$Fr = \frac{v}{\sqrt{gd}}$$

ja jolloin v on virtausnopeus, g on putoamiskiihtyvyys ja d syvyys. Inertiavoimilla tarkoitetaan kappaleen kykyä vastustaa liikkeen muutosta. Frouden luvun ollessa alle 1 painovoima on virtausta hallitseva tekijä ja virtaus on verkasta. Frouden luvun ollessa tasan 1 inertiavoimat ja painovoima ovat tasapainossa ja virtausta kutsutaan rajavirtaukseksi (*critical flow conditions*) (Knighton 1998: 97; Charlton 2008: 80–82). Frouden luvun ylittäessä luvun 1 virtausta hallitsee inertiavoimat ja virtausta kutsutaan kiitovirtaukseksi. Rajavirtaus on vallitseva veden syvyys uomassa. Verkasvirtauksen aikana virtausnopeus ylittää rajasyvyyden, kun virtausnopeudet ovat pieniä. Hydrauliseksi laskuksi kutsutaan ilmiötä, kun uoman muodon muuttuessa, esimerkiksi jyrkkyyden, veden virtausnopeus voi muuttua ja verkasvirtaus vaihtuu kiitovirtaukseksi. Vastaavasti kiitovirtauksen vaihtumista verkasvirtaukseksi esimerkiksi uoman kaltevuuden loiventuessa ilmiötä kutsutaan hydrauliseksi nousuksi.

2.1.2. Virtaus jääkannen alla

Avoimen jokiuoman vallitsevia virtausolosuhteita kuvataan uoman geometrian ja geomorfologisten ominaisuuksien sekä veden hydraulisten ominaisuuksien perusteella. Edellä mainituilla tekijöillä voidaan myös selittää jääkannen alaisen virtauksen ja jään muodostumiseen liittyviä prosesseja. Veden jäähtyminen ja jään muodostuminen vaikuttavat jokiuomassa sedimentin kulkuun, uoman geometriaan, virtausnopeuteen ja vedenkorkeuteen (Ettema 2002: 197; Sui ym. 2010: 39; Zare 2017: 14). Suurin vaikutus jääkannella on veden virtaukseen sen muodostumis- ja sulamisvaiheessa, jolloin siirtyminen avouomatilanteesta suljettuun uomaan tai toisinpäin aiheuttavat muutoksia virtaukseen (Ettema & Kempema 2012: 525).

Pysyvän jääkannen vaikutuksesta veden virtausnopeus uomassa hidastuu, nopeimman virtauksen paikka muuttuu, vedenpinta nousee ja märkäpiirin pituus kasvaa (Milburn & Prowse 2002: 825; Sui ym. 2010; Turcotte ym. 2011: 564). Uomassa virtaavan veden ollessa kosketuksissa myös jääkannen alareunan kanssa virtausnopeus hidastuu, koska

jääkannen alapinnan ja veden välille muodostuu kitkaa. Mikäli jääkannen alareuna on karkea, kitkavoima on suuri ja sen virtausnopeutta hidastava vaikutus on suuri. Vastaavasti alareunan ollessa sileä kitkavoimaa on vähemmän ja sen virtausnopeutta hidastava vaikutus on pienempi. Virtausvastuksen kasvu aiheuttaa myös vedenpinnan nousua (Ettema 2002: 203). Leikkausjännitys laskee märkäpiirin sekä poikkileikkausalan muutoksen ja siten hydraulisen säteen muutoksen myötä.

Avoimessa uomassa virtaus on nopeimmillaan uoman keskiosassa lähellä uoman pintaa, kun taas jääkannen alla virtaus on nopeimmillaan uoman pohjan ja jääkannen välillä (Sui ym. 2010). Nopeimman virtauksen keskus siis siirtyy uoman pinnalta jääkannen ja pohjan välille ja hitaimmat virtausnopeudet mitataan lähellä uoman pohjaa sekä jääkannen alapintaa. Uoman pohja- ja reunamateriaalien ja jääkannen välinen karkeusero vaikuttaa nopeimman virtauksen vertikaaliseen sijaintiin. Nopeimman virtauksen keskus on lähempänä uoman pintaa, jos pohjan karkeus ylittää jääkannen alapinnan karkeuden. Avouomatilanteessa meanderikaarteissa nopean virtauksen keskus sijaitsee uoman ulkokaarteissa, mutta jääkannen alla nopean virtauksen keskus jakautuu kahteen soluun syvyyden ollessa riittävä (Lotsari ym. 2017).

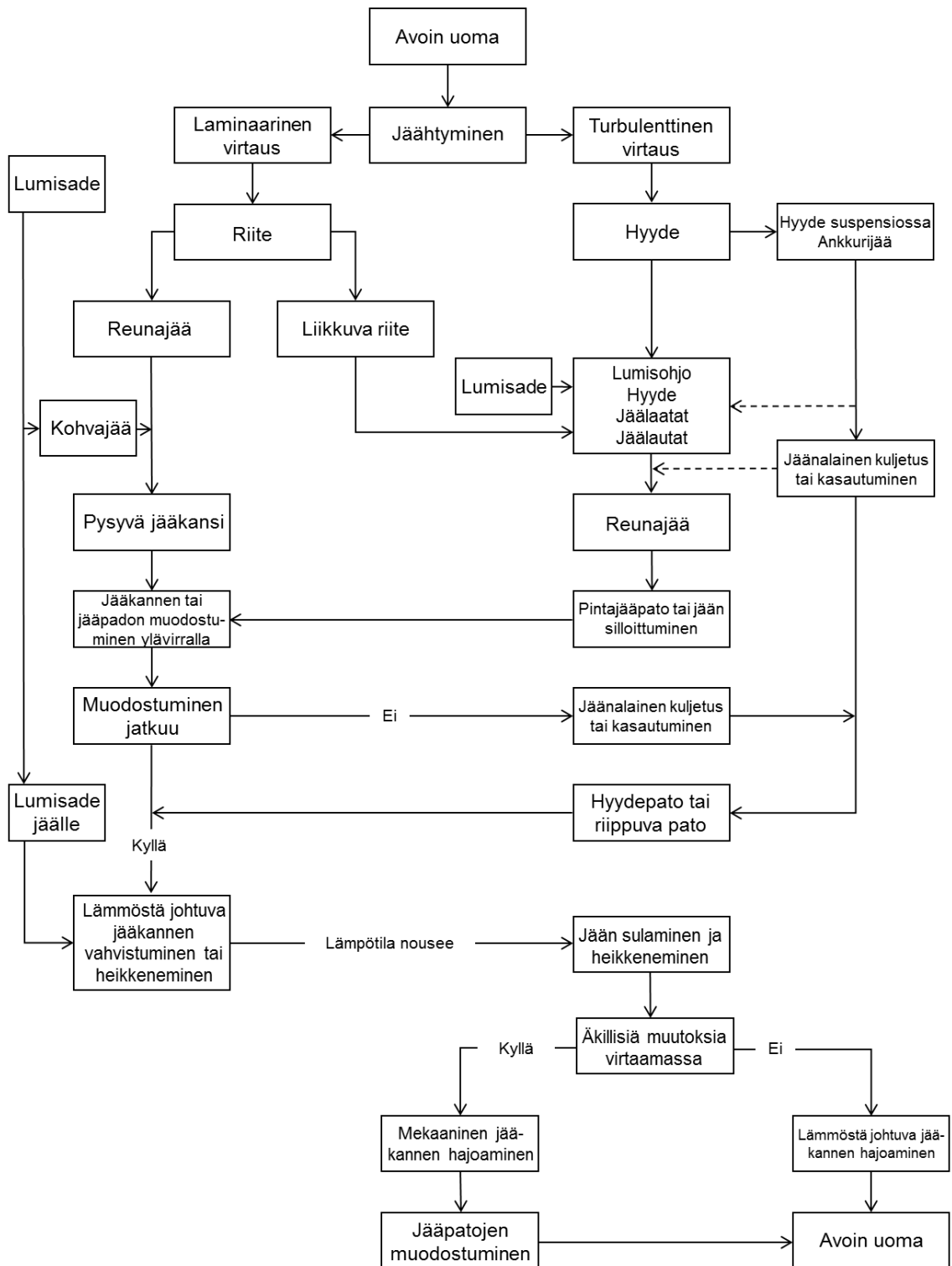
Jääkannen tyypillä on merkitys virtausolosuhteiden muuttumiseen jääkannen alla, sillä esimerkiksi kelluvan jääkannen alla virtausolosuhteet ovat erilaiset kuin reunoista kiinnittyneen jääkannen alla (Ettema 2002: 204; Zare 2017: 196). Jääkannen paksuus vaihtelee eri osissa uoman poikkileikkausta ja on tyypillisesti paksuinta uoman reunoilla ja ohuinta uoman keskiosissa. Uoman muoto vaikuttaa myös jääkannen paksuuteen, ja esimerkiksi kaarteissa jääkansi voi olla sisäreunasta paksu ja ulkoreunasta ohut virtauksen kulutusvoiman vuoksi (Kämäri ym. 2017). Kalteviin jokiuomiin syntyy tyypillisesti karkeampi ja epätasaisempi jääkansi kuin loiviin jokiuomiin (Prowse & Beltaos 2002: 807). Jääkannen paksuus ja karkeus vaikuttavat virtausnopeuteen, sillä mitä paksumpi ja karkeampi jääkansi, sitä hitaampi virtausnopeus jääkannen alla on (Lotsari ym. 2017).

2.2. Jää joessa

Jäätä muodostuu jokiin alueilla, jossa lämpötila ja muut joen jääkannen muodostumiseen vaikuttavat tekijät ovat suotuisia. Käytännössä jäätä muodostuu vain lauhkean ja kylmän ilmastovyöhykkeen alueilla virtaaviin jokiin, jossa vallitseva ilman lämpötila laskee tarpeeksi alas jään muodostumista varten. Talven kesto ja kylmyys vaikuttavat eniten joen jäätymiseen, sillä jääkannen muodostuminen, sen paksuus ja kestoaika ovat olennaisesti sidoksissa talven kestoon ja kylmyyteen. Joen etäisyyden kasvaessa napa-alueilta joen todennäköisyys jäätyä ja jääkannen kestoajan pituus lyhenee (Turcotte & Morse 2013).

Joen jääkansi muodostuu fysikaalisten ja termodynaamisten prosessien vuorovaikutuksesta veden lämpötilan laskiessa, kun ympäröivää ilmaa lämpimämmän jokiveden varastoima lämpö vapautuu ilmaan ja vesi jäähtyy (Milburn 2008: 22–26). Kesällä ilma on vettä lämpimämpää, jolloin ilman ja veden välillä tapahtuva lämmönvaihto lämmitteää vettä. Kesän aikana lämmennyt vesi jäähtyy ympäröivää ilmaa hitaammin syksyllä sääolojen muuttuessa. Syksyllä vesi on ympäröivää ilmaa lämpimämpi ja lämpöä siirtyy tuolloin vedestä ilmaan. Vesi jäähtyy, kun veden lämpötila laskee sen jäätympisteeseen ja saatavilla on jäätymsytimiä (Shen 2010: 4; Ettema & Kempema 2012: 526). Samalla veden jäätyminen muokkaa sen fysikaalisia ominaisuuksia. Veden jäähtyessä veden tiheys kasvaa, jolloin myös viskositeetti eli veden kyky vastustaa virtausta kasvaa. Viskositeetti määräytyy veden tiheyden mukaan ja saa suurimman arvon veden ollessa tiheimmillään neliaasteisena. Veden viskositeetin ja tiheyden muuttuessa myös veden virtausominaisuudet muuttuvat (Turcotte ym. 2011: 563; Zare 2017: 32).

Kylmillä alueilla jään vaiheet joessa voidaan jakaa kolmeen vaiheeseen: jäätymsvaihe, pysyvä jääkansi ja murtumisvaihe (Zhang ym. 2017). Jään kiertoa joessa voidaan kuvata myös syksyn avouomatilanteesta kevään avouomatilanteeseen (kuva 5). Talven aikana jokeen syntyy erilaisia jäätyyppejä ja -muodostumia eri sääolosuhteiden, virtausolosuhteiden ja uoman geomorfologiaan liittyvien tekijöiden vaikutuksesta.



Kuva 5. Jokijääprosessit ja jään kierto avouomatilanteesta avouomatilanteeseen (Shen 2010: 5, mukailten)

2.2.1. Jäätyypit ja jääkannen muodostuminen

Jokiin muodostuva jää jaetaan kolmeen eri tyyppiin; reunajää (*border ice*), hyide (*frazil ice*) ja ankkurijää (*anchor ice*) (Ettema & Kempema 2012; Buffin-Bélanger ym. 2013). Eri jäätyyppien muodostumistavoissa on vaihtelua ja ne voivat muodostua yhdessä tai erikseen jokiuoman eri osissa. Yksittäiset lämpöaallot muokkaavat jään vahvuutta, vaikuttavat jokiuoman reunojen rakenteisiin ja lumen sulamiseen (Ettema & Kempema 2012: 526).

Reunajää on uoman pinnalle muodostuvaa jäätä, joka muodostaa yhtenäisen jääkannen joko yksin tai yhdessä muiden jäätyyppien kanssa (Ettema & Kempema 2012; Buffin-Bélanger ym. 2013). Hyide on millimetrien kokoisia jääkiteitä, jotka muodostuvat alijäähtyneeseen veteen. Hyyteen muodostuminen on mahdollista jokiuoman osissa, jossa virtausnopeus estää pysyvän jääkannen muodostumisen ja vesi alijäähtyy. Ankkurijäätä muodostuu, kun vedessä oleva hyide painuu uoman pohjaan ja kiinnittyy sinne. Eri jäätyyppien yhdistyessä ja kiinnittyessä toisiinsa sekä myöhemmin hajotessa niistä muodostuu erilaisia jäärakenteita, kuten jäälauttoja ja -patoja.

Joen jääkannen muodostuminen alkaa yleensä loppusyksystä tai alkutalvesta, kun veden lämpötila saavuttaa jäätymispisteen (Shen 2010). Ensimmäisenä uomaan muodostuu reunajäätä, jota syntyy uomassa sellaisiin kohtiin, joissa veden virtaus on hidasta ja rauhallista (Shen 2010; Bergeron ym. 2011). Veden virtausnopeus on hitainta jokiuoman matalissa reunoissa, jossa uoman reunan ja pohjan sekä virtaavan veden välinen kitkavoima on suuri. Jokiuoman reunoissa virtaus voi olla laminaarista, jolloin veden pystysuuntainen sekoittuminen on vähäistä (Milburn 2008). Uoman reunoilla laminaarinen virtaus mahdollistaa riitteen muodostumisen, kun veden lämpötila laskee jäätymispisteeseen. Lämpötilan ja virtausolosuhteiden pysyessä vakaana riite vahvistuu reunajääksi ja myöhemmin reunajää kasvaa uoman reunoilta kohti uoman keskiosaa ja samalla paksunee (Milburn 2008; Shen 2010). Lämpötilan ja virtausolosuhteiden muutokset saattavat irrottaa riitteen uoman reunoilta, jolloin riitelautat liikkuvat uomassa virtauksen mukana. Virtauksen mukana kulkevat riitteestä muodostuneet jäälautat voivat kiinnittyä uudelleen uoman reunoille ja muodostaa reunajäätä tai yhdistyä muihin jäämuodostumiin (Shen 2010). Veteen satanut lumi muodostaa sohjoa, joka saattaa myös yhdistyä muihin jäämuodostumiin tai kiinnittyä reunajäähän.

Virtaus jokiuomassa on yleensä useammin turbulenttista kuin laminaarista (Milburn 2008). Pyörteinen eli turbulenttinen virtaus on tyypillistä jokiuoman keskiosissa ja koskipaikoissa. Turbulenttinen virtaus estää stationäärisen eli pysyvän jääkannen muodostumisen koskipaikkoihin, vaikka veden lämpötila laskisi alle jäätymispisteen. Mikäli jääkantta ei muodostu, veden ja ilman välinen lämmönsiirto jatkuu ja vesi

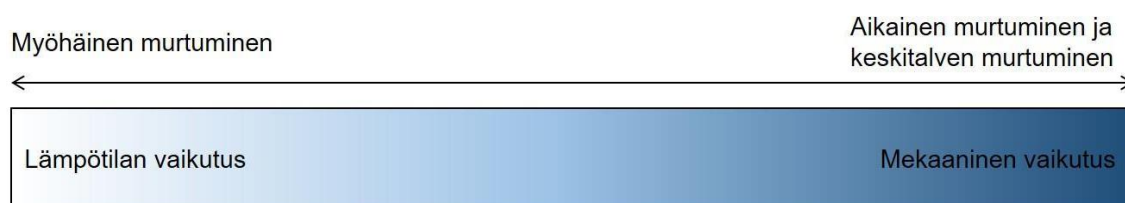
alijäähtyy. Kun alijäähtyneessä vedessä on jäätymisytimiä, veteen muodostuu hyydettä. Hyyde on turbulentsissa virtauksessa lähes kaikkien jäätyyppien ensimmäinen muoto (Shen 2010). Hyydekiteet muodostavat yhdistyessään suurempia kiteitä, jotka nousevat uoman pinnalle virtauksen ollessa riittävän hidasta ja muodostavat lautasjäätä (*frazil flocs*) (Hicks 2009). Pinnalle nousseet hyydemuodostumat yhdistyvät joko reunajäähen muodostaen lopulta yhtenäisen jääkannen uoman pinnalle tai muodostavat jäälauttoja. Pinnalle noussut hyyde voi myös kiinnittyä jääkannen alapintaan muodostaen riippuvia patoja (*hanging dams*). Voimakas virtaus voi estää hyydekiteiden nousun pinnalle ja jäälauttojen muodostumisen, jolloin hyydekiteet kiinnittyvät toisiinsa ja virtaavat veden mukana suspensiossa.

Ankkurijää eli pohjajää syntyy hyydekiteiden kiinnittyessä uoman pohjaan (Bergeron ym. 2011). Tyypillinen ankkurijään muodostumispaikka jokiuomassa on kohdat, joissa uoma on matala, virtaus on turbulentsista ja uoman pohja on karkeaa materiaalia. Ankkurijään muodostuminen vaatii suoran kontaktin ilman ja veden välillä, joten sitä ei synny, kun joessa on jääkansi (Ettema & Kempema 2012: 531). Tyypillisesti ankkurijäätä syntyy syksyisin ja keväisin, jolloin jokiuoma on avoin, mutta yöt ovat riittävän kylmiä jään muodostumiselle. Uoman pohjassa ankkurijää vaikuttaa virtaamaan, nostaa pinnankorkeutta uomassa ja vaikuttaa virtausnopeutta vastustaviin kitkavoimiin (Shen 2010). Öisin muodostunut ankkurijää saattaa päivän aikana vapautua pohjasta, jos vesi lämpenee. Vapautunut ankkurijää irrottaa mukanaan sedimenttiä kuljetukseen ja vapaa ankkurijää voi kiinnittyä pysyvän jääkannen alle muodostaen riippuvia jääpatoja (Ettema 2002: 202).

2.2.2. Jääkannen murtuminen

Jääkansi murtuu yleensä keväällä, mutta myös leudot ajanjaksot talvella saattavat aiheuttaa jääkannen murtumisen (Beltaos 2002). Murtuneet jäälautat lähtevät virtauksen vaikutuksesta liikkeelle ja saattavat kasautua esimerkiksi jokiuoman kaventuessa jääpadoksi. Jääpatojen kasautuminen kaupunkialueille aiheuttaa usein vahinkoja yhteiskunnalle ja taloudelle jääpatojen aiheuttamien tulvien ja niistä infrastruktuurille aiheutuvien vaurioiden vuoksi (Jones 1997: 99). Jääpadot lisäävät myös jokiuoman ja -ympäristön eroosiota, vaurioittavat kasvillisuutta ja muokkaavat eliöiden elinympäristöjä (Jones 1997: 309). Beltaos (2002) mukaan jääkannen muodostumiseen, murtumiseen ja jääpatojen muodostumiseen vaikuttavat jokiuoman syvyys, kaltevuus ja morfologia, jäätymisolosuhteet, talven sääolosuhteet, jään vahvuus ja paksuus sekä virtauksen määrä uomassa. Lähes jokaista edellä mainittua tekijää yhdistää Beltaos (2002) mukaan ilmastolliset tekijät, kuten ilman lämpötila ja kosteus, sadanta, Auringon lämpösäteily, pilvisuus ja tuulen nopeus, jonka vuoksi ilmastollisilla tekijöillä on merkittävä vaikutus jääkannen muodostumiseen, murtumiseen ja jäälauttojen kasautumiseen.

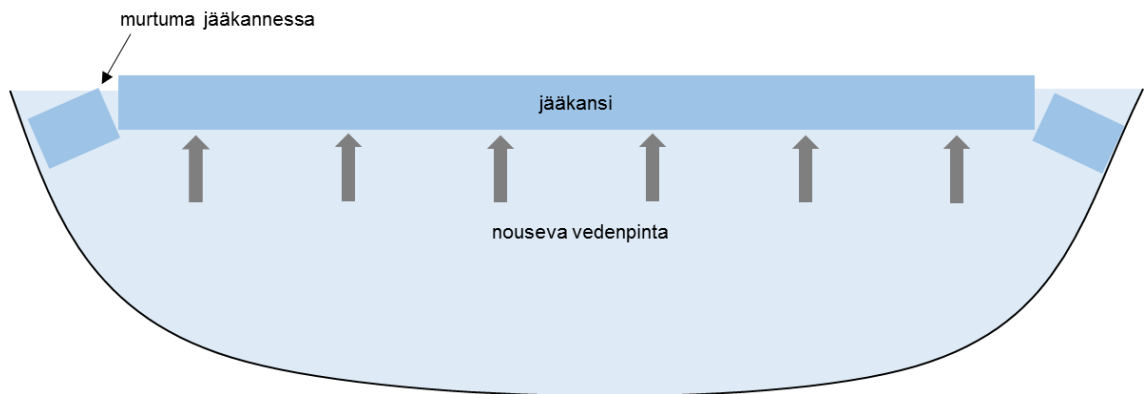
Jääkansi murtuu, kun pysyvä jääpeite uoman pinnalta hajoaa ja lähtee liikkeelle (Bergeron ym. 2011: 1164–1165). Jääkanteen vaikuttavat murtumista estävät voimat, kuten jäänpaksuus ja pinta-ala ja murtumista edesauttavat hydrodynaamiset voimat kuten vedenpinnan noususta johtuva paine ja virtausnopeuden kasvu. Beltaos (2008a: 51–65) jakaa jääkannen murtumisprosessin viiteen eri vaiheeseen: aika ennen jääkannen murtumista (*pre-breakup*), jääkannen murtuminen (*onset*), murtuneen jääkannen eteneminen (*drive*), jään kasautuminen (*jamming*) and jään huuhtoutuminen (*wash*). Ennen jääkannen murtumista jääkansi muuttuu herkäksi murtumiselle, kun ilman lämpeneminen ja Auringon lämpösäteily aiheuttaa jääkannen heikentymistä. Yleensä jääkansi murtuu keväällä ilman lämpenemisen ja lumipeitteen sulamisesta aiheutuvan vedenpinnan korkeuden nousun vuoksi, mutta jääkansi voi kuitenkin murtua myös sen muodostumisvaiheessa. Tällaisessa tilanteessa kylmää lämpöjaksoa seuraa äkillinen lauha tai sateinen jakso, joka sulattaa jään ja nostaa vedenkorkeutta. Jääkannen murtumiselle on kaksi erilaista tapaa: lämmön vaikutuksesta (*thermal breakup*) aiheutuva murtuminen tai jääkannen mekaaninen murtuminen (*mechanical breakup*) (Beltaos 2008a: 51). Termaaliset prosessit heikentävät jäänpaksuutta ja voimaa sekä vähentävät jääkannen kykyä pysyä kasassa hydrodynaamisten voimien vaikutuksen alla. Pääsääntöisesti mekaaniseen jääkannen murtumiseen liittyy virtaaman nopea kasvu ja jääkansi murtuu mekaanisesti virtauksen kulutusvoiman sekä nousevan veden jääkanteen kohdistaman paineen vuoksi. Jääkansi murtuu yleensä ensimmäisenä uoman reunoilta (Hicks 2009). Usein luonnossa jääkannen murtuminen on edellä mainittujen tapojen yhteisvaikutuksesta johtuvaa (Turcotte & Morse 2013). Keskellä talvea tai jääkannen muodostumisvaiheessa tapahtuva jääkannen murtuminen on yleensä mekaaninen ja johtuu nopeasta vedenpinnan noususta, kun taas kevättä kohden mentäessä jääkannen murtuminen tapahtuu lämmön vaikutuksesta termaalisesti ilman lauhtuessa (kuva 6).



Kuva 6. Jääkannen murtumisen ajankohtaan vaikuttavat tekijät (Turcotte & Morse 2013, mukaillen)

Lämpötilan vaikutuksesta johtuvassa jääkannen murtumisessa jääkansi tavallisesti heikentyy ja sulaa paikalleen, jolloin jäälauttoja ei lähde liikkeelle (Lindenschmidt 2020: 79–82). Auringon lämpösäteily ja lauhtuva ilma kuluttavat jääkantta sen pinnalta ja edellä mainittujen tekijöiden vuoksi lämmennyt vesi kuluttaa jääkannen

alapuolta. Mekaanisessa jääkannen murtumisessa uoman nousevan vedenpinnan aiheuttama paine rikkoo jääkannen (kuva 7). Lämpötilan noustessa sade- ja sulamisvedet nostavat uoman vedenpintaa jäätyishetkeä korkeammalle, jolloin paine aiheuttaa jääkannen mekaanisen murtumisen. Jäälaatat kulkevat virtauksen mukana kohti alajuoksua ja kulkiessaan rikkovat heikentynyttä jääkantta lisää tai muodostavat jääpadon pysyvän jääkannen suulle. Termaalinen jääkannen murtuminen on tyypillistä jokiuoman niissä osissa, joissa uoma on syvä, virtausnopeudet hitaita ja virtaamavaihtelut pieniä (Bergeron ym. 2011). Mekaaninen jääkannen murtuminen on tyypillistä jokiuoman matalissa osuuksissa, jossa virtausnopeudet ovat suuria ja virtaaman vaihtelut nostavat uoman pintaa nopeasti.



Kuva 7. Mekaaninen jääkannen murtuminen nousevan vedenpinnan aiheuttaman paineen kasvun vuoksi (Lindenschmidt 2020: 81, mukailten).

Beltaos (2002) jakaa jääkannen murtumisen myös myöhäiseen (*overmature*) ja aikaiseen murtumiseen (*premature*). Myöhäinen jään murtuminen on verrattavissa termaliseen jääkannen murtumiseen, jolloin jää sulaa paikalleen ilman lauhtumisen myötä ja jäälaattoja ei lähde liikkeelle. Aikainen jään murtuminen on taas verrattavissa mekaaniseen jääkannen murtumiseen, jolloin nopea jää- ja lumipeitteen sulaminen sekä rankka vesisade nostavat vedenpintaa uomassa (Beltaos 2003). Nousevan vedenpinnan aiheuttama paine murtaa jääkannen, jolloin jäälaatat lähtevät liikkeelle ja muodostavat jääpatoja. Aikaisen jään murtumisen liikkeelle panevat jäälaatat aiheuttavat yleensä tuhoisempia jääpatoja kuin myöhäisen jäänmurtumisen, sillä aikaisessa vaiheessa murtuva jääkansi ei ole ehtinyt heiketä lämpötilan nousun myötä. Aikaiseen jäänmurtumiseen liittyy usein myös nopea vedenkorkeuden nousu ja virtaaman kasvu, kun taas myöhäiselle jäänmurtumiselle on tyypillistä hitaat virtausnopeudet ja matalat vedenkorkeudet. Jääkannen murtuminen voidaan luokitella sen tapahtuma-ajan mukaan myös talvella ja keväällä tapahtuvaan murtumiseen. Jäiden murtumistavan määrittelyyn liittyviä kriteerejä on tieteellisesti tarkasteltu ensimmäisiä kertoja 1990-luvulla (Beltaos 2003). Kriteerit ovat pääasiassa täysin empiirisiä ja liittyvät vedenpinnan korkeuteen,

jäänpaksuuteen, jään muodostumisvaiheen sääoloihin ja ilman lämpötilan muutoksiin murtumista ennen. Yleensä murtumistavan määrittelyssä käytetään juuri vedenpinnan korkeuden ja ilman lämpötilan muutoksia, joiden perusteella jäiden murtumistapa voidaan määrittää.

Jääkannen murtumisen kesto koko jokiuomassa riippuu jokiuoman koosta, uoman pituudesta, joen virtaussuunnasta, jäänpaksuudesta, virtaamasta ja sääolosuhteista (Beltaos 2008a: 65). Lyhyimmillään jääkannen murtuminen ja uoman avautuminen voi kestää pienissä joissa muutaman päivän ja pisimmillään viedä jopa viikkoja suurissa joissa. Joen virtaussuunta vaikuttaa jääkannen murtumiseen erityisesti pitkissä useiden satojen kilometrien pituisissa joissa, joiden eri osuuksilla sääolosuhteet vaihtelevat merkittävästi. Etelästä pohjoiseen virtaavissa joissa jääkansi murtuu todennäköisesti yläjuoksulla aiemmin kuin alajuoksulla sääolosuhteiden vaikutuksesta, kun taas pohjoisesta etelään virtaavissa joissa tilanne on päinvastainen. Tästä johtuen etelästä pohjoiseen virtaavissa joissa jääpatojen syntyminen on yleisempää, sillä alajuoksulla jää on vielä vahvaa ja pysäyttää yläjuoksulta tulevat jäämassat.

2.2.3. Jääpadot

Jääpato on paikallinen jäälautojen tai hyyteen muodostama kasauma, joka estää veden vapaan virtauksen uomassa (Zare 2017: 16). Jääpato syntyy, kun virtaavan veden mukana kulkevan jään vapaa kulku estyy ja jää kasautuu (Beltaos 1995: 15–16). Jään kulku joessa voi estyä esimerkiksi joen poikkileikkauksen kaventuessa tai virtaaman voimakkuuden muuttuessa. Jääpatojen aiheuttamat tulvat ovat usein vaikeasti ennakoitavia ja aiheuttavat laajempia tulvia kuin tavalliset avouomatilanteen tulvat (Ettema & Kempema 2012; Aaltonen & Huokuna 2017). Uomaan kasautunut jäämassa estää veden vapaan virtauksen verrattuna avouomatilanteeseen, jolloin vedenkorkeus nousee ja mahdollisesti tulvii yli uoman reunojen. Jääpatoja esiintyy sekä jääkannen jäätymis- että sulamisvaiheessa talvisin ja keväisin (Beltaos 2008c). Jääpadot jaetaan jäätymisvaiheessa ja jääkannen murtumisesta syntyviin jääpatoihin (Ettema & Kempema 2012: 527). Jääpadot jaetaan myös kolmeen ryhmään myös niiden kasvuvaiheen mukaan: kehittyvät padot, laajentuvat padot ja purkautuvat padot (Zhang 2017). Luonnollisesti uomaan syntyvien jääpatojen lisäksi ihmisen toiminta voi vaikuttaa jääpatojen syntyyn ja jääpatoja voi syntyä esimerkiksi rakennettujen patojen yhteyteen (Beltaos 2008a: 63).

Erilaisia jääpatotyyppisiä on kolme: pintapadot (*surface ice jams*), kasautuneet jääpadot (*hanging ice jams*) ja hyydepadot (*frazil ice jams*) (Beltaos 1995: 15–16, Lindenschmidt 2020: 83–85). Pintapadot ovat uoman pinnalle muodostuneita veden mukanaan kuljettamien jäälautojen yhteen kasautumia. Kasautuneet jääpadot ovat pysyvän

jääkannen tai aiemmin muodostuneen pintapadon alle virtaavan veden kuljettamien jäälauttojen kasautumia. Kasautuneita patoja voidaan kutsua myös riippuviksi padoiksi. Hyydepadot muodostuvat alijäähtyneestä vedestä avoimeen jokiuomaan pitkäkestoisen pakkasjakson aikana. Jokiuoma pysyy avoimena kovan virtauksen vuoksi ja vesi alijäähtyy. Tämä mahdollistaa hyyteen muodostumisen ja isompien hyydekiteiden muodostumisen. Hyydekiteet nousevat joko uoman pinnalle muodostaen lautasjäätä ja jäälauttoja tai painuvat pohjaan muodostaen pohjajäätä (Hicks 2009). Hyyteen muodostumisen jatkuessa kasautuvat jäälautat voivat muodostaa padon, kun taas uomaan pohjaan muodostunut jää aiheuttaa pohjalta pintaa kohti kasvavan padon.

Virtauksen mukana kulkevat jäälaatat kasautuvat yleensä paikkoihin, jossa jokiuoman leveys muuttuu merkittävästi tai pysyvä jääkansi pysäyttää jäälaattojen liikkeen (Beltaos 2008a). Hitaan virtauksen alueilla jäälautat voivat myös kasautua vierekkäin muodostaen yhtenäisen jääpinnan (Hicks 2009). Ilmiötä kutsutaan jään silloittumiseksi. Jääpatoja voi myös muodostua myös jokiuoman kaarteisiin, uomien yhtymäkohtiin, saarten yhteyteen ja ihmisen rakentamiin kohteisiin (Turcotte ym. 2011: 574). Jääkannen murtumisvaiheessa syntyneet jääpadot ovat yleensä massaltaan suurempia kuin jäätymisvaiheessa syntyneet jääpadot, sillä erityisesti loppukevään murtumisvaiheessa jää- ja vesimassat ovat suuria (Ettema & Kempema 2012: 527–528). Beltaos (2002) mukaan talvella tapahtuvan jääkannen murtumisen vaikutuksesta syntyvät jääpadot aiheuttavat kuitenkin todennäköisesti enemmän tuhoja kuin keväällä muodostuvat padot. Keskellä talvea muodostuvien jääpatojen riskinä on, että jääkannen murtumisen aiheuttanut leuto sää muuttuu jälleen kylmäksi, jolloin jääpadot jäätyvät muodostumispaikoilleen. Usein talvella murtunut jääkansi on myös paksumpaa kuin keväällä, jolloin talvella muodostuvat jääpadot ovat kooltaan suurempia. Jääpatojen ja jääkannen jäätyminen estävät veden vapaata virtausta ja nostaa tulvia.

Kasautuvat jäät voivat muodostaa kestoltaan muutamista minuuteista useisiin päiviin olevia jääpatoja (Beltaos 2008a: 63–65). Pituudeltaan jääpadot voivat vaihdella muutamista metreistä useisiin kilometreihin. Mitä pitkäkestoisempi ja pidempi jääpato on, sitä todennäköisemmin se aiheuttaa merkittäviä haittoja ja muutoksia padon yläpuolisille alueille sekä jääpadon alle (Boucher ym. 2009). Erityisesti loppukevällä lauhan ilman myötävaikutuksesta syntyneet isojen jäämassojen jääpadot aiheuttavat merkittäviä tuhoja, jos säätila muuttuu ja jääpadot jäätyvät paikoilleen, jolloin jääpatojen kesto pitenee. Jääpadot hajoavat yleensä joko jääpadon edessä olevan kiinteän jääkannen murtumisen, sulamisen, veden virtauksen tai ihmistoiminnan tai vaikutuksesta. Jääpatojen hajotessa padon yläpuolelta vapautuvat vesimassat laskevat aiemmin korkeita vedenkorkeuksia nopeasti ja kuljettavat suuria sedimenttimääriä mukanaan.

2.2.4. Jäänpidätysrakenteet

Jäänpidätysrakenne (*ice control structure*, ICS) on jokeen rakennettava este, jonka tarkoituksena on pysäyttää liikkeelle lähteneiden jäälauttojen kulku uomassa (Tuthill & Lever 2006). Jäänpidätysrakenteiden rakentamisen tavoitteena on vähentää tai kokonaan estää jääpatojen muodostumista ja vähentää jääpatojen aiheuttamia tulvia riskialueilla (Beltaos 2008: 238). Jäänpidätysrakenteet pysäyttävät jäälauttojen etenemisen uomassa. Jäänpidätysrakenteiden sijoituspaikka on valittu niin, että paikalle kasautuvien jäälauttojen muodostama jääpato ja sen aiheuttama vedenpinnan nousu eivät aiheuta merkittäviä vahinkoja ympäristölle.

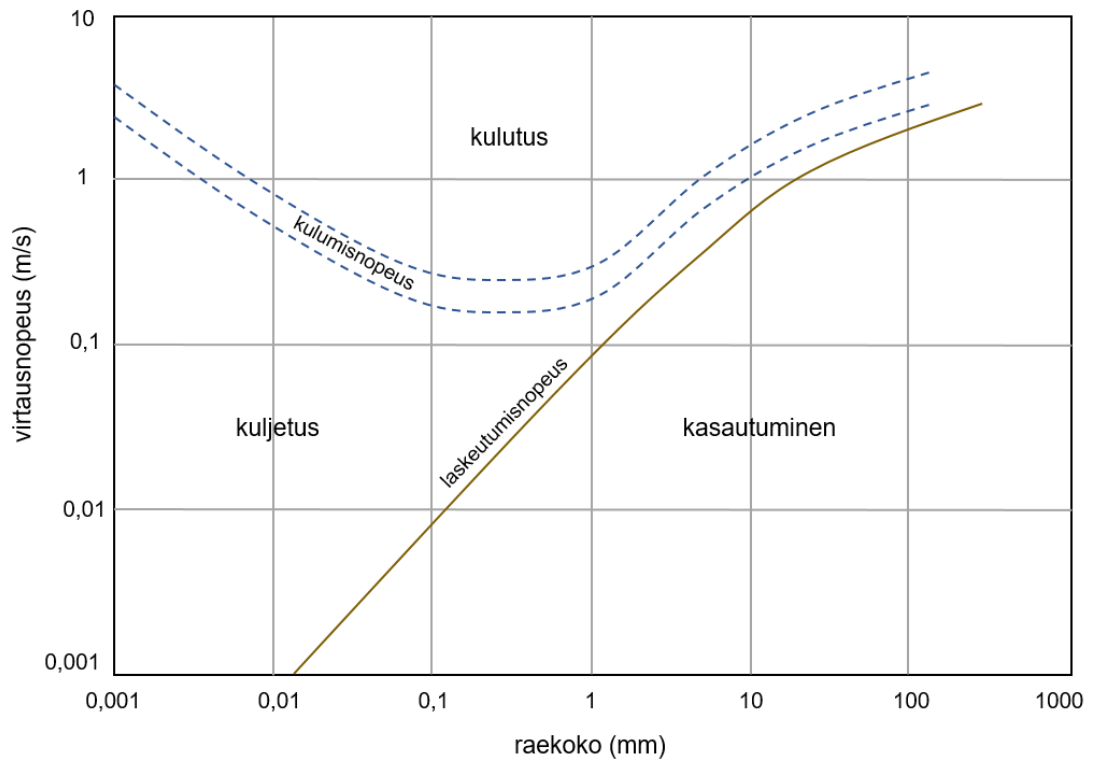
Säännöstellyissä joissa rakennetut padot ja muut säännöstelyrakenteet toimivat liikkuvien jäälauttojen pysäyttäjänä, kun taas säännöstelemättömissä joissa jäälauttojen liikkuminen voidaan pysäyttää erillisten jäänpidätysrakenteiden avulla (Tuthill & Lever 2006). Tyypillisimpiä jäänpidätysrakenteita ovat uoman poikkileikkaukseen tasaisin välimatkoin asennetut pilarit, jotka pysäyttävät jäälautat, mutta päästävät veden läpi. Rakenteina voidaan käyttää muun muassa metallisia pilareita, betonirakenteita, luonnonkiviä ja edellä mainittujen yhdistelmiä. Rakenteiden väliin voidaan asentaa myös verkkoja, jotka pysäyttävät myös pienimmät jäälautat. Jäänpidätysrakenteille sopiva paikka on sellainen kohta uomasta, jonka yläpuolelle syntyy laaja ja yhtenäinen jääkansi. Jäiden rikkoutuessa ja lähtiessä liikkeelle yhtenäinen jääkansi pysähtyy jäänpidätysrakenteisiin, muodostaa jääpadon ja pysäyttää yläjuoksulta tulevien jo pienemmäksi rikkoutuneiden jäälauttojen kulun. Kasautuessaan jäänpidätysrakenteisiin jäälautat hajoavat pienemmiksi, jolloin jäänpidätysrakenteet läpäistyään ne eivät enää myöhemmin kasautuessaan muodosta yhtä laajoja ja pitkäkestoisia jääpatoja. Jäänpidätysrakenteisiin muodostuvat jääpadot ovat tyypiltään pintapatoja ja kasautuneita patoja (Lever, Gooch & Daly 2000). Jäänpidätysrakenteiden yläpuolelle mahdollisesti nousevaa tulvaa voidaan ehkäistä rakentamalla rakenteet siten, että tulvatasangoille noussut vesi pääsee ohittamaan jääpadon uoman reunoilta.

Jäänpidätysrakenteita on aiemmin rakennettu ja tutkittu pääasiassa Kanadassa ja Yhdysvalloissa (Gooch & Deck 1990; Morse ym. 2006; Beltaos 2008c). Jäänpidätysrakenteet ovat helposti toteutettavia ja melko edullisia ratkaisuja jääpatotulvien aiheuttamien vahinkojen ehkäisyyn (Tuthill & Lever 2006). Rakenteiden vaikutus jokiympäristöön on myös pieni, sillä niiden rakentamisessa pyritään hyödyntämään luonnollisia tulvatasankoja ja niiden aiheuttama häiriö joen luonnolliseen virtaukseen on pieni. Jäänpidätysrakenteiden yläpuolelle syntyvien tulvien ajallinen kesto on yleensä lyhyt ja niiden aiheuttamat tulvavahingot taloudellisesti pieniä. Suomessa Salon Uskelanjoki on ensimmäinen kohde, jonne jäänpidätysrakenteet on rakennettu.

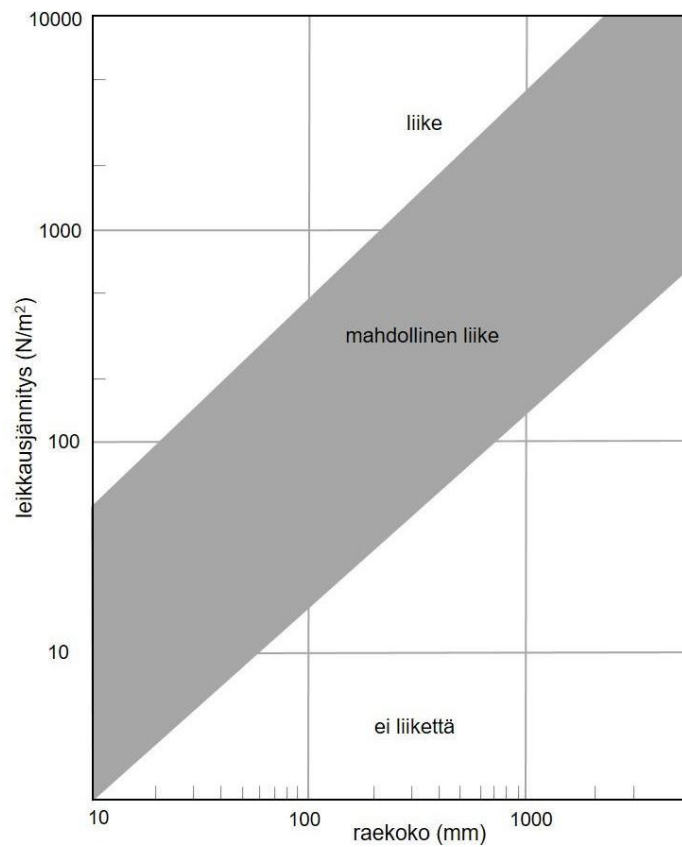
2.3. Jään vaikutus jokiuomaan, sedimentin kiertoon ja jokiympäristöön

Joen jääkansi vaikuttaa joen geomorfologiaan, hydraulisiin ominaisuuksiin ja ekologisiin olosuhteisiin (Milburn 2008). Tyypillistä on, että jääkannen muodostuminen nostaa vedenpinnan korkeutta uomassa, hidastaa virtausnopeutta, vaikuttaa sedimenttiprosesseihin, muokkaa uoman reunojen karkeutta ja kasvattaa märkäpiirin pituutta. Suurimmat vaikutukset joen jääkannella on joen geomorfologiaan sen murtumisvaiheessa (Zare 2017: 21–22). Jään murtuessa ja mahdollisesti kasautuessa se altistaa jokiuomaa eroosiolle irrottamalla uoman reunoilta ja pohjalta materiaalia virtauksen kuljetettavaksi. Irronneet materiaalit kasautuvat myöhemmin uoman alemmissa osissa. Jääpatojen yleistymisen paikoilla, joilla niitä ei ole aiemmin esiintynyt aiheuttaa häiriötä alueen ekosysteemille, kun uoman pohjan rakenne muokkautuu (Beltaos 2002). Jääpatojen muodostuminen muokkaa jokiuoman reunoja ja pohjaa sekä jokiympäristöä, jolloin alueen lajiston elinolosuhteet muuttuvat. Jääkannen ja jääpatojen vaikutuksia uomaan tarkastellessa tulee ottaa huomioon jääpeiteajan kesto (Ettema & Kempema 2012: 529).

Uomassa virtaavan veden kyvyn kuluttaa ja kuljettaa sedimenttiä määrittävät veteen kohdistuvat voimat; painovoima ja kitka (Knighton 1998: 97). Sedimentin kiertokulkuun kohdistuu kolme voimaa: kulutusvoima, kuljetusvoima ja kasautumisvoima. Sedimentin kuljetuksen vaikuttavat myös hydrologiset ja fysikaaliset tekijät, kuten veden virtausnopeus, viskositeetti ja leikkausjännitys (Turcotte ym. 2011: 563). Tekijät ovat sidoksissa veden ominaisuuksiin ja erityisesti sen lämpötilaan. Virtausnopeuden vaikutusta sedimenttipartikkelien kulutukseen, kuljetukseen ja kasautumiseen määritellään Hjulströmin diagrammin avulla (kuva 8). Veden viskositeetti kasvaa veden jäähtyessä ja suurempi viskositeetti mahdollistaa esimerkiksi suuremman määrän hiekkaa suspensiossa kuljetukseen (Ettema & Kempema 2012: 526). Kun leikkausjännitys ylittää tietylle raekoolle asetetun raja-arvon, sedimenttipartikkeli irtaoo liikkeeseen (kuva 9).



Kuva 8. Virtausnopeuden ja sedimenttipartikkelin raekoon merkitys aineksen liikkeellelähtönopeuteen, kuljetukseen ja kasautumiseen kuvattuna Hjulströmin diagrammilla (Hjulström 1935, mukailten).

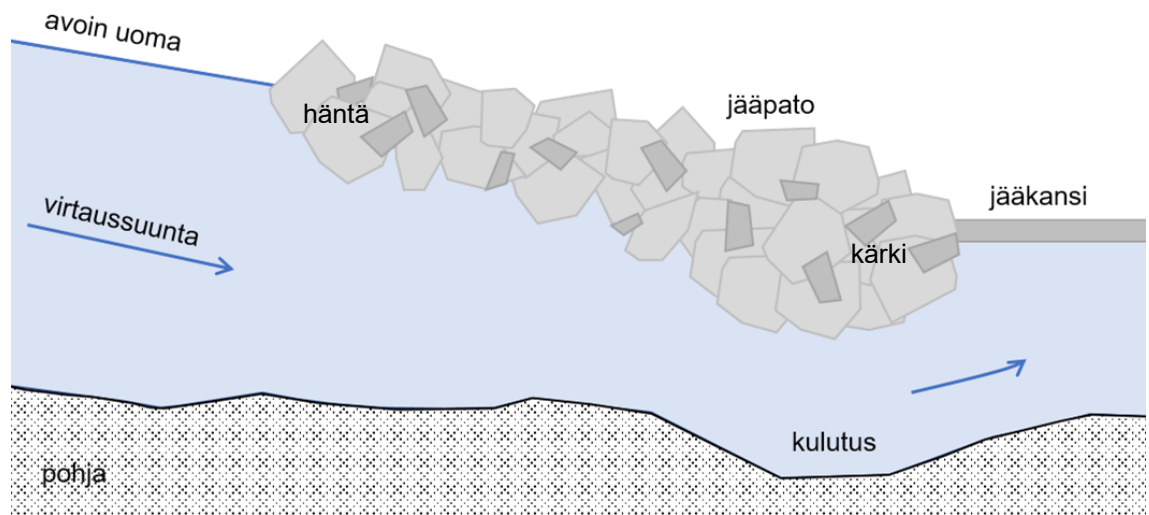


Kuva 9. Leikkausjännityksen ja sedimenttipartikkelin raekoon suhde sedimenttipartikkelin liikkeeseen (Williams 1983: 231, mukailten).

Jääkansi vaikuttaa sekä suojaavasti että kuluttavasti jokiuomaan (Ettema & Kempema 2012: 530–538). Jääkansi vaikuttaa paikallisiin virtausnopeuksiin uomassa, jolloin uoman pohja- ja reunamateriaaleihin kohdistuu aiempaa erilainen kulutusvoima, mutta pysyvän jääkannen aikana jää suojaaa jäätyneitä uoman reunoja, jolloin virtaava vesi ei kuluta reunamateriaaleja (Turcotte ym. 2011: 563–564). Jääkannen muodostumis- ja sulamisvaiheessa vedenpinnan vaihtelu nostaa ja laskee jääkantta, jolloin liike kuluttaa erityisesti uoman reunoja. Jääkannen murtumisvaiheessa uoman reunoihin kiinnittynyt jää irrottaa usein materiaalia mukaan kuljetukseen.

Jääkanteen liittyvät prosessit ja virtausolosuhteiden muutokset sekä lisäävät että vähentävät uoman pohjaan ja reunoihin kohdistuvaa eroosiota, vaikuttavat aineksen kuljetukseen ja veden virtaukseen (Ettema & Kempema 2012: 525). Jääkannen muodostumisvaiheella ja sulamisvaiheella on määrää kasvattava vaikutus sedimenttikuljetukseen, kun jää kuluttaa ja irrottaa sedimenttejä uoman reunoilta. Jääkannen alla kulkevan sedimentin määrä vedessä vähenee, kun pysyvän jääkansi vähentää leikkausjännitystä ja siten vähentää sedimentin kulumista ja liikettä (Ettema 2002: 195–196; Zare 2017: 22) Leikkausjännityksen voimakkuuden vähenemiseen jääkannen muodostumisen myötä vaikuttaa myös jääkannen paksuus ja karkeus (Kämäri ym. 2015). Myös pohjakulkeuma vähenee pysyvän jääkannen vaikutuksesta, kun virtausnopeudet hidastuvat (Turcotte ym. 2011: 564). Pysyvä jääkansi voi kuitenkin myös paikallisesti muuttaa virtausolosuhteita virtausnopeutta kasvattaen ja siten muodostaa uusia paikallisia kulumisalueita (Ettema & Kempema 2012: 530). Lisäksi jääkansi voi liikuttaa reunan ja pohjan materiaalia jääkannen liikkua tai jääkannen osuessa pohjaan. Tällaisissa tilanteissa sedimentin määrä vedessä lisääntyy.

Yleisesti jääpatotilanteita pidetään merkittävänä eroosiovoimakkuutta kasvattavana tekijänä ja jääpadot muokkaavat uoman geomorfologiaa ja geometriaa (Beltaos 2008b: 63; Boucher ym. 2009). Jääpatojen alta virtaava vesi kuluttaa uoman pohjaa, kun pato pienentää uoman poikkileikkausalaa (kuva 10). Jääpatojen aiheuttama uoman poikkileikkausalan pieneneminen pakottaa veden kulkemaan aiempaa pienemmän poikkileikkausalan läpi, jolloin virtausnopeus ja leikkausjännitys kasvavat (Ettema & Kempema 2012: 532). Erityisesti jääpatojen paksuimmissa kohdissa vesi uurtaa huomattavasti uoman pohjaa ja reunoja sekä irrottaa materiaalia kuljetukseen, sillä merkittävästi pienentynyt poikkileikkausala kasvattaa virtausnopeutta ja hydraulisen säteen muutos leikkausjännitystä. Mitä useammin jääpato muodostuu samaan uoman kohtaan, sitä enemmän uoman geomorfologia ja geometria muuttuvat. Jääpadon koko vaikuttaa uoman kulumiseen; vuosittaiset kooltaan pienet ja lyhytaikaiset padot eivät juuri vaikuta pysyvästi uoman geometriaan, kun taas isot ja pitkäkestoiset padot vaikuttavat (Boucher ym. 2009).



Kuva 8. Jäädaton muodostuminen pysyvän jääkannen yhteyteen ja jäädaton vaikutus virtauksen suuntaan ja uoman pohjan kulumiseen (Ettema & Kempema 2012: 532, mukailten).

2.4. Kenttämittausten ja mallinnuksen hyödyntäminen jokitutkimuksessa

Hydrodynamiikalla tarkoitetaan veden liikettä ja siihen vaikuttavia voimia (Ji 2017: 11–13). Hydrodynaamiset prosessit ovat esimerkiksi sedimentin kuljetuksen ja ravinnekierron liikkeellepaneva voima pintavesissä ja näitä prosesseja voidaan tarkastella kenttämittausten ja hydraulisen mallinnuksen avulla. Kenttämittausten ja hydraulisen mallinnuksen keinoilla voidaan selvittää ja ymmärtää paremmin pintavesiin vaikuttavia prosesseja ja niiden vaikutuksia ympäristöön. Hydrodynamiikan teoria perustuu kolmeen säilymlakiin, jotka ovat massan säilymlaki, energian säilymlaki ja liikevoiman säilymlaki. Kaikki hydraulisessa mallinnuksessa käytettävät laskuyhtälöt perustuvat edellä mainittuihin lakeihin.

2.4.1. Veden virtausnopeuden, virtaaman ja uoman syvyyden mittaaminen

Yleisin jokien käyttäytymistä määrittelevistä tekijöistä on veden virtausnopeus uomassa, jota mitataan poikkileikkauksittain joessa (Whiting 2016: 260). Virtausnopeuden avulla voidaan myös määrittää joen virtaama tietyssä poikkileikkauksessa ja arvioida muun muassa virtausvastusta, leikkausjännitystä sekä veden turbulenssia. Lisäksi jokien käyttäytymisen ja erilaisten jokiprosessien ymmärtämisen tarpeisiin käytetään muun muassa uoman geometriaa ja veden virtaussuuntia, joiden avulla voidaan määrittää muun muassa uoman virtausrakennetta ja sedimentin liikettä uomassa.

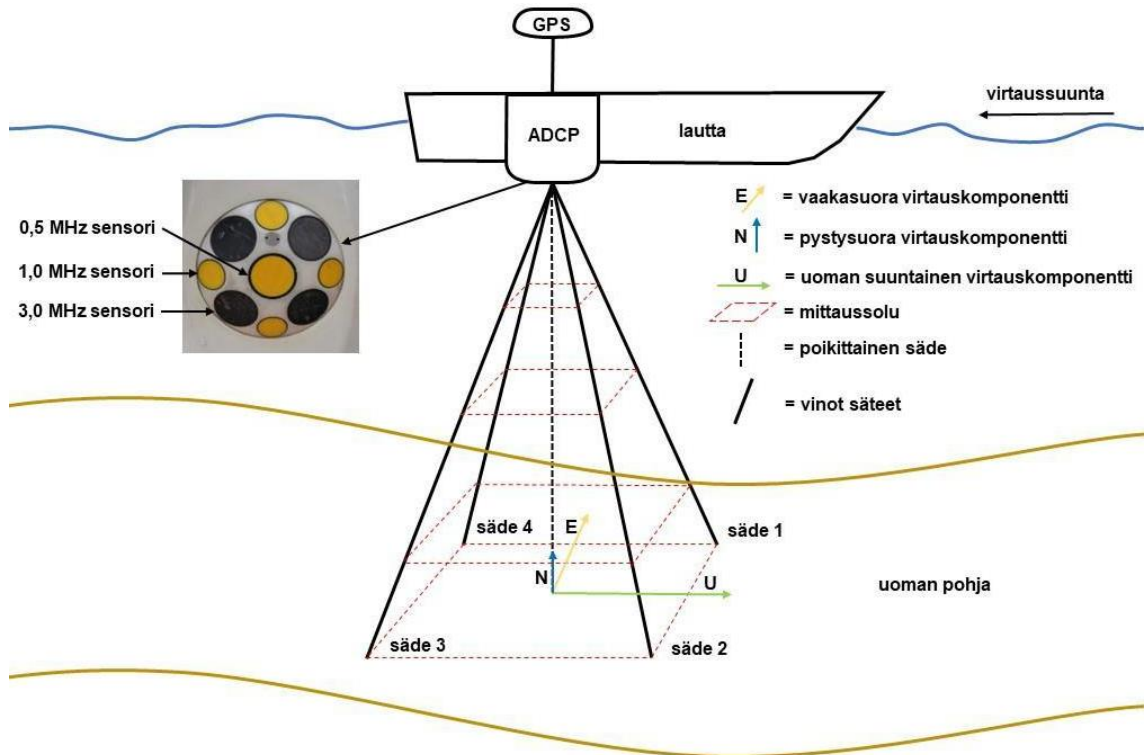
Alkujaan virtausnopeudet mitattiin mekaanisesti (Whiting 2016: 261–262), jonka jälkeen elektromagneettisten ja akustisten virtausmittarien (*Acoustic Doppler velocimeter*, myöhemmin ADV) käyttö yleistyi. Nykyään virtausmittaukset toteutetaan useimmin akustisilla virtausprofiilimittareilla (*Acoustic Doppler current profiler*, myöhemmin ADCP) niiden nopean käytettävyyden ja monipuolisuuden ansiosta.

Mekaaniset mittaukset toteutetaan käyttäen mittalaitteena siivikkoa. Sillä veden virtausnopeus määritetään laitteen propellin pyörimismäärän perusteella tietynä ajanjaksona (Whiting 2016: 261–264). Mittaukset tehdään eri syvyyksillä, jonka lisäksi virtaussuunnat voidaan määrittää eri tavoin siivikon ja siihen osuvan virran välisestä kulmasta. Elektromagneettisissa mittauksissa veden virtausnopeus määritetään jännitemuutoksesta. Mittalaite luo magneettikentän, jonka läpi kulkiessa vesi aiheuttaa jännitemuutoksen, jonka perusteella veden virtausnopeus voidaan määritellä. ADV-mittaus veden virtausnopeus määritetään Doppler-ilmiön perusteella, jolloin virtausnopeus saadaan tietoon kolmiulotteisesti vesipatsaan tietyssä pisteessä. Mittari lähettää ääniaaltoja, jotka osuvat vedessä suspensiossa kulkeviin partikkeleihin. Osa ääniaallosta heijastuu takaisin mittalaitteelle, joka määrittää virtausnopeuden lähtö- ja paluuaallon välisestä taajuuserosta. Kaikki edellä mainitut mittausmenetelmät perustuvat siihen, että mittaus toteutetaan yhdessä pisteessä. Koko uoman

poikkileikkauksen virtausnopeuksien mittaus eri syvyyksillä vaatii siis huomattavasti aikaa.

ADCP:n toiminta perustuu ADV:n tavoin Doppler-ilmiöön ja mittaustekniikan avulla voidaan tarkastella virtausnopeuden lisäksi uoman kolmiulotteista virtausrakennetta koko vesipatsaassa ja uoman syvyyttä (Whiting 2016: 266–267; SonTek 2017). ADCP-mittauksessa mittalaitte lähettää tietyn taajuuden ääniaaltoja eri suuntiin vesipatsaassa, jotka osuvat vedessä kulkeviin partikkeleihin. Partikkeliin osuessa ääniaalto heijastuu takaisin mittalaitteelle ja aallon taajuus muuttuu. Veden virtaussuunta saadaan määritettyä lähetetyn ja vastaanotetun ääniaallon taajuuserosta ja niiden kulkuun kuluneen ajan muutoksen perusteella. Vesipatsas jaetaan mittauksessa pienempiin soluihin, joiden virtaussuunta ja -nopeus määritetään solun mittausten keskiarvoista. Solukoko vaihtelee mittalaitteesta, syvyydestä ja mittausolosuhteista riippuen, mutta tarkimmilla laitteilla solukoko voi olla jopa kaksi senttimetriä (SonTek 2015). Solujen keskiarvojen perusteella saadaan määritettyä koko vesipatsaan tiedot. Mittaukset toteutetaan aikakeskiarvotettuna, jolloin yksittäiset muutokset esimerkiksi turbulenssin vuoksi eivät aiheuta virheitä mittaustuloksiin. ADCP-mittausten etuna verrattuna muihin menetelmiin on sen laajuus ja nopeus: aiempien pistemäisten mittausmenetelmien sijaan ADCP mahdollistaa mittausten toteuttamisen liikkeessä ja laajemmalta alueelta, jolloin yhden poikkileikkauksen mittaaminen on nopeaa.

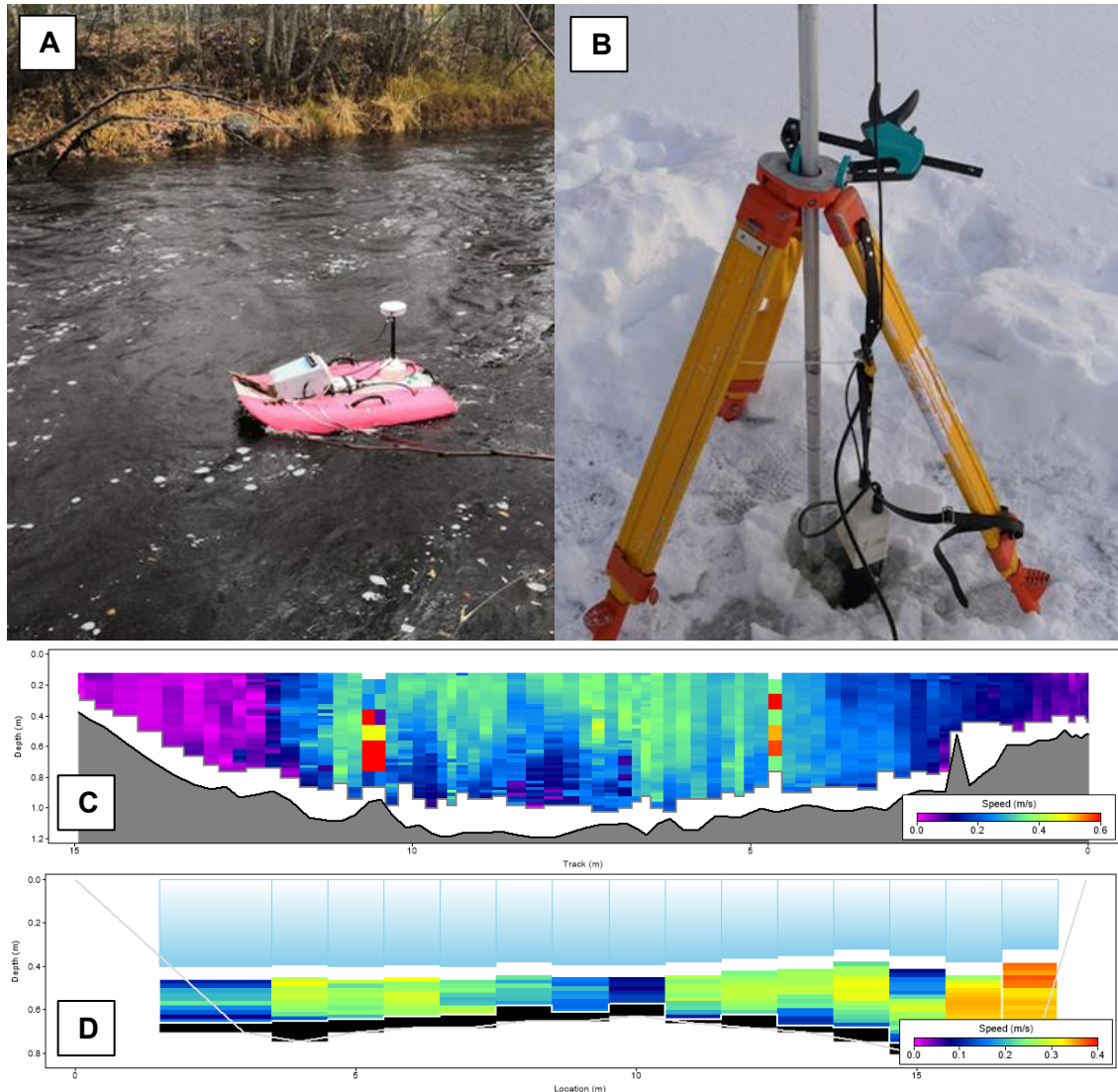
Akustisessa virtausprofiilimittarissa on yleensä kolme tai neljä anturisädettä, jotka lähettävät ääniaaltoja tietyissä kulmassa ja tietyllä ääniaallolla (kuva 11) (Whiting 2016: 266–267; SonTek 2017). Lähetettyjen säteiden perusteella saadaan määritettyä virtauskomponentit, jotka jaetaan poikittaiseen (E), pystysuoraan (N) ja uomansuuntaiseen virtauskomponenttiin (U). Virtauskomponenttien arvoista voidaan laskea trigonometrian perusteella virtaussuunta asteina ja virtausnopeus halutussa nopeuden yksikössä (yleensä m/s). Lisäksi mittarissa on usein myös pystysuora säde, jota käytetään uoman syvyyden määrittämiseen yhdessä vinojen säteiden kanssa. Mittalaitteen teknisistä ominaisuuksista riippuen syvyys voidaan määrittää jopa 80 metriin asti (SonTek 2015). Syvyysmittauksen menetelmä toimii vastaavalla tavalla kuin virtauskomponenttien mittaus. Mittalaitte lähettää pystysuoran ääniaallon kohti uoman pohjaa, joka heijastuu takaisin pohjasta mittalaitteeseen. Heijastuessaan pohjasta ääniaallon taajuus muuttuu. Mittalaitte laskee lähetetyn ja palanneen säteen kulkuun kuluneesta ajasta ja taajuuden muutoksesta uoman syvyyden. Jos mittaus on toteutettu poikkileikkauksena uoman toisesta reunasta toiseen, myös virtaaman määrittäminen mitattujen virtausnopeuksien ja uoman syvyyden perusteella on mahdollista.



Kuva 9. Akustisen virtausprofiilimittarin toimintaperiaate. Virtausprofiilimittarin mittaustapa kuvattuna neljällä vinolla säteellä ja yhdellä pystysuoralla. Laitteessa on sensorit, jotka lähettävät vinoja ja pystysuoria säteitä eri taajuuksilla. Vinojen säteiden mittausten tuloksista saadaan määritettyä virtauskomponentit, joiden perusteella lasketaan mittaussolun virtausnopeus ja -suunta. Pystysuoran säteen avulla saadaan mitattua syvyys. Mittaussolun tilavuus kasvaa syvyyden kasvaessa. Esimerkkikuvassa SonTekin M9-laitteen sensorit (Flener 2015: 24, mukailen).

Eri tarkoituksia varten ADCP-mittauksia voidaan toteuttaa joko liikkuvana (Kasvi ym. 2017) tai stationäärisenä eli paikallaan pysyvänä mittauksena (Lotsari ym. 2017) (kuva 12). Avouomatilanteessa mittaukset toteutetaan useimmiten liikkuvana mittauksena kauko-ohjattavalla lautalla, johon ADCP-laitte on kiinnitetty, mutta mittaukset voidaan toteuttaa myös esimerkiksi liikuttamalla lautaa manuaalisesti köyden avulla. Jääkannen aikana uomaan tehdään poikkileikkauksena kairareikiä, joista mittaukset toteutetaan stationäärisesti pitämällä ADCP-laitetta paikoillaan mittauspisteessä. Mittausten tuloksena saadaan tietoon uoman poikkileikkauksen kolmiulotteinen virtauskenttä ja syvyys. Sekä liikkuvien että stationääristen ADCP-mittausten sijainnit voidaan sitoa koordinaatistoon DGPS-mittauksen (*Differential Global Position System*) avulla, jolloin tietylle mittaukselle saadaan tarkka horisontaalinen sijaintitieto. DGPS-mittauksessa sijainti määritetään paikannussatelliittien, tiedettyjen sijaintien ja laitteen lähettämien signaalien avulla. Paikannusmenetelmän tarkkuuteen vaikuttaa saatavilla olevien satelliittien määrä ja signaalin vahvuus, jota esimerkiksi sillat ja latvusto voivat heikentää.

Usein DGPS -laite on kiinnitettynä mittaustilanteessa ADCP-laitteen yhteyteen, jolloin mittaustietoon saadaan suoraan liitettyä horisontaalinen sijaintitieto.



Kuva 10. Esimerkkikuva mittaustavoista ADCP-laitteella ja mitattu aineisto uoman geometriasta ja virtausnopeuksista. ADCP-laitteen mittaustavat ovat liikkuva mittaustapa, jossa ADCP-laite on kiinnitettyä esimerkiksi kauko-ohjattavaan lauttaan (A), ja stationäärinen mittaustapa (B), jossa ADCP-laite on kiinnitetty paikalleen kolmijalkaan. Liikkuvalle mittaustavalle voidaan mitata kattavasti uoman geometriaa ja virtausolosuhteita (C), kun taas stationäärisellä mittaustavalla saadaan mitattua paikallisesti uoman geometria- ja virtausolosuhteita (D).

Uoman syvyyden mittaamisessa voidaan käyttää kaikuluotauksen sijaan myös muita menetelmiä, kuten yksittäisten syvyyspisteiden mittausta ja kaukokartoitusta. Yksittäisiä syvyyspisteitä voidaan mitata esimerkiksi luotinarulla tai VRS-GNSS-laitteella (*Virtual Reference Station – Global Navigation Satellite System*) jolloin mitatut syvyyspisteet interpoloidaan yhtenäiseksi syvyyskartaksi. Yksittäisten syvyyspisteiden mittaaminen menetelmänä on kuitenkin aikaa vievä ja on käytännössä mahdollista toteuttaa vain hyvin pienillä vesialueilla (Flener ym. 2013). Uoman syvyyden mittaus on mahdollista myös esimerkiksi kaukokartoitusmenetelmin satelliitti- ja ilmakuvauksaineistoista (Flener

ym. 2010). Käytännössä nämä menetelmät vaativat otolliset olosuhteet tutkittavalla alueella, jotta edellä mainituin menetelmin uoman pohjan geometria saadaan selvitettyä tarkasti. Yleisesti ottaen tutkittavan uoman veden tulee olla kirkasta ja siinä ei saa kulkea juurikaan suspendoitunutta aineista, joka estää pohjan näkymisen kuvissa. Lisäksi sääolosuhteiden tulee olla kuvaukselle otolliset, jolloin esimerkiksi varjot ja heijastukset eivät peitä uomaa. Käytännössä kaukokartoitusmenetelmät toimivat siis uoman geometrian selvittämisessä esimerkiksi hiekkapohjaisissa jokiuomissa matalan virtaaman aikana, kun suspendoituneen aineen kuljetus on vähäistä ja sääolosuhteet sopivat kuvaukselle.

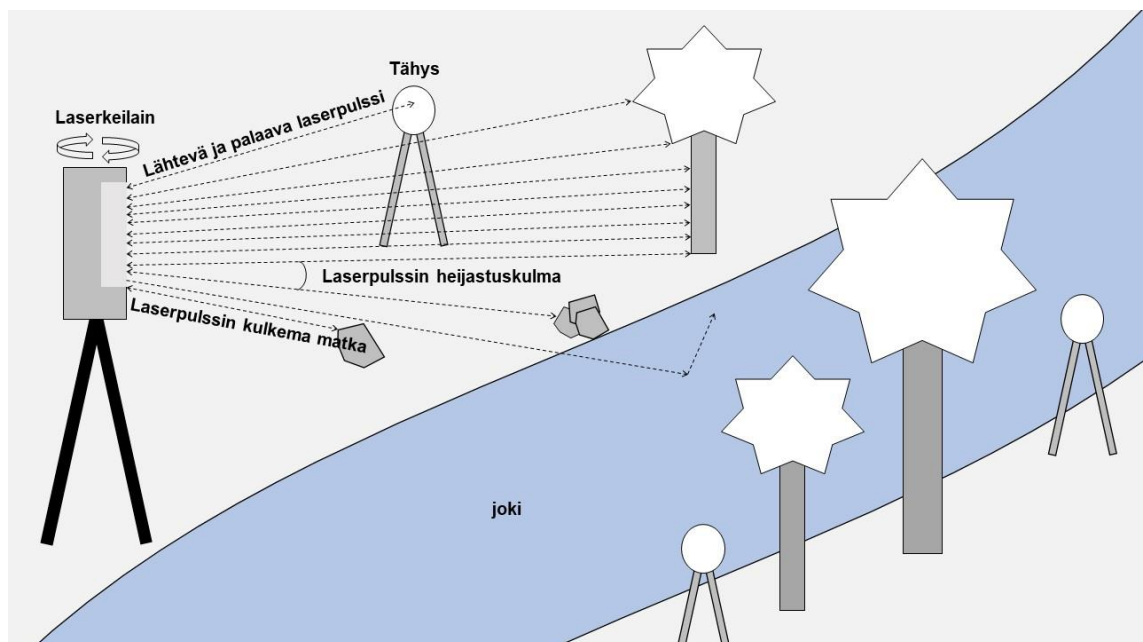
2.4.2. Maaston geometrian mittaaminen laserkeilauksella

Maaston geometrian mittaus on perinteisesti toteutettu takymetri- ja GPS-mittauksilla, joissa korkeuspisteet on manuaalisesti mitattu yksittäisistä kohteista. 2000-luvun alussa yleistyneestä laserkeilauksesta on kuitenkin tullut tärkein geospatiaalisen aineiston keruumenetelmä (Petrie & Toth 2009a: 1). Perinteisiin menetelmiin verrattuna laserkeilaus on huomattavasti nopeampi ja kattavampi menetelmä geometrian mittaamiseen, sillä menetelmän avulla suurien pinta-alojen mittaus on nopeaa ja tehokasta ilman että aineiston tarkkuus ja laatu kärsivät (Hyypä & Hyypä 2005; Petrie & Toth 2009a: 2). Laserkeilaus on aktiivinen kolmiulotteinen laserkeilausmenetelmä, jonka mittaustuloksena syntyy pistepilviaineisto mitatusta alueesta (Brasington ym. 2012). Laserkeilaus voidaan toteuttaa laserkeilaimella usein eri menetelmin joko stationäärinenä mittauksena, liikkuvana mittauksena tai ilmasta käsin toteutettuna mittauksena (Hohenthal ym. 2011).

Stationäärinen mittaus toteutetaan maastolaserkeilauksena (*Terrestrial Laser Scanning*, TLS), jossa keilaimen sijainti pysyy samana yhden laserkeilauksen toteutuksen ajan (Petrie & Toth 2009a: 2–3). Laserkeilaimen sijaintia siirretään laserkeilausten välissä, jolloin tarkasteltava alue saadaan mitattua kattavasti. Stationäärisessä mittauksessa laserkeilaimen sijainnin muuttaminen on lähes välttämätöntä, sillä usein tarkasteltavalla alueella on esimerkiksi maaston muodosta johtuvia katvealueita, joita ei saada yhdestä keilaussijainnista kattavasti kartoitettua. Liikkuvassa mittauksessa (*Mobile Laser Scanning*, MLS) laserkeilainta kuljetetaan mitattavalla alueella esimerkiksi repussa, kärryssä tai veneessä (Hohenthal ym. 2011). Ilmasta käsin toteutettuna (*Airborne Laser Scanning*, ALS) laserkeilain on lentokoneessa, joka lentää tutkittavan alueen yli. Sopiva menetelmä laserkeilauksen toteutukseen määritetään tutkittavan alueen koon, mittaukseen tarvittavan ajan, halutun tarkkuuden ja kustannusten perusteella. Pienille tutkimusalueille, joista halutaan mahdollisimman tarkka pistepilviaineisto, on maastolaserkeilaus yleensä sopivin vaihtoehto, kun taas ilmalaserkeilaus sopii hyvin suurille alueille. Jokiympäristöjen tutkimisessa maastolaserkeilausta ja liikkuvaa

laserkeilausta on alettu hyödyntämään menetelmänä 2000-luvun aikana (Alho ym. 2009; Kasvi ym. 2013).

Maastolaserkeilaimet jaetaan lyhyen, keskipitkän ja pitkän toimintasäteen laitteisiin sen perusteella miten pitkän matkan keilaimen lähettämät lasersäteet kulkevat (Oguchi ym. 2011). Lyhyen toimintasäteen laserkeilaimen toimintasäde ylittää 50–100 metriin, keskipitkän 150–350 metriin ja pitkän yli 500 metriin (Petrie & Toth 2009b: 92–104). Pitkän toimintasäteen keilaimia hyödynnetään suurten alueiden keilaamisessa, kun taas lyhyen toimintasäteen keilaimet ovat parhaimmillaan, kun tavoitteena on kartoittaa pieni alue hyvin tarkasti. Laserkeilauksessa laserkeilaimen ja mitattavan kohteen välinen etäisyys lasketaan laserkeilaimesta lähetetyn lasersäteen ja mitattavasta kohteesta takaisin heijastuneen säteen välisestä aikaerosta (Petrie & Toth 2009a: 6–8) (kuva 13). Etäisyys määritetään lähetetyn säteen ja sen takaisin heijastuneen säteen kulkuun kestäneen ajan perusteella. Havaitun kohteen etäisyys muutetaan kolmiulotteisiksi pisteiksi, joista muodostuu pistepilvi. Pistepilvi on mittatarkka kolmiulotteinen kuvaus maastosta ja teoriassa tutkittavasta alueesta voidaan kerätä millintarkka aineisto (Oguchi ym. 2011). Maastolaserkeilauksen avulla saadaan mallinnettua jokiympäristössä vain uoman vedenpinnan yläpuolinen topografia, sillä laserpulssi ei heijastu takaisin veden pinnasta vaan siroutuu.



Kuva 11. Maalaserkeilaminen toimintaperiaate jokiympäristössä

Pistepilvi voidaan siirtää myös karttakoordinaatistoon sijaintitietojen avulla. Mitattu aineisto georeferoidaan koordinaatistoon referenssipisteiden avulla, jolloin aineistosta saadaan myös spatiaalisesti tarkka (Hetherington 2009). Referenssipisteinä käytetään maastoon asetettuja tähyksiä, jotka ovat helposti löydettävissä ja määritettävissä pistepilvestä (kuva 14). Referenssipisteiden sijainti määritetään VRS-GNSS-mittauksen avulla. Verrattuna laserkeilausaineiston sijaintitarkkuuteen VRS-GNSS:n tarkkuus on heikompi ja sen käyttö georeferoinnissa saattaa aiheuttaa aineistoon sijaintitietoihin mittavirhettä. Tällöin pistepilviaineiston tarkkuus kärsii, mutta mittavirhe ei ole merkittävä ottaen huomioon aineiston käyttötarkoituksen. Jokiympäristössä laserkeilausta voidaan hyödyntää esimerkiksi jokiympäristön geometrian mittauksessa (Kociuba ym. 2014), uoman geomorfologian muutostarkastelussa (Calle ym. 2015; Lotsari ym. 2015) ja sedimentin määrällisen muutoksen tarkastelussa (Rusnák ym. 2020). Laserkeilaustekniikka mahdollistaa tutkittavien alueiden mittaamisen nopeasti ja tuloksena saadaan tarkka aineisto mitatusta ympäristöstä. Käytännössä laserkeilauskampanja toteutetaan siten, että haluttu alue keilataan useasta eri kulmasta mahdollisimman tarkan ja kattavan aineiston kerryttämiseksi.



Kuva 12. Esimerkki maalaserkeilaimen käytöstä ja laserkeilausmittauksen toteuttamisesta jokiympäristössä. Kuvassa laserkeilan ja tähy, taustalla Moisionkosken jäänpidätysrakenteet. Kuva: Linnea Blåfield 2019.

2.4.3. Hydrauliset mallinnusmenetelmät

Kenttämittausten ohella joen hydrodynamiikkaa tarkastellaan hydraulisen mallinnuksen avulla. Hydraulinen mallinnus perustuu numeeriseen virtausdynamiikkaan (eng. *Computational Fluid Dynamics*, CFD), joka menetelmänä kehitettiin jo 1960-luvulla (Bates ym. 2005: 1–3; Wohl 2020: 95). Numeerisen virtausdynamiikassa tarkastellaan matemaattisten menetelmien avulla nesteiden ja kaasujen käyttäytymistä tietokonelaskennalla. Ympäristöntutkimuksessa numeerista virtausdynamiikkaa voidaan hyödyntää jokien hydraulisen mallinnuksen lisäksi esimerkiksi järvien, merien ja ilmakehän tutkimuksessa.

Hydraulisen mallinnuksen avulla voidaan selittää, ennakoida ja ymmärtää luonnonprosessien toimintaa (Ji 2017: 285). Hydrauliset mallinnusmenetelmät jaetaan matemaattisiin ja fysikaalisiin menetelmiin (Ji 2008: 437). Matemaattiset mallit perustuvat matemaattisiin kaavoihin, joiden avulla fluviaaliprosesseja voidaan määritellä teoriassa, kun taas fysikaalisten mallien tarkoituksena on tarkastella prosesseja käytännössä. Kumpikaan mallinnusmenetelmä ei kuitenkaan ole täydellinen, sillä fluviaaliprosessit ovat niin monimutkaisia, että kaikkia vaikuttavia tekijöitä on mahdotonta ottaa huomioon (Ji 2017: 285). Matemaattinen mallinnus on hyödyllinen metodi jääprosessien tutkimuksessa, sillä mallinnuksen avulla voidaan simuloida tilanteita, joita ei kenttämittausten ja laboratoriokokeiden avulla voida fyysisesti mallintaa (Shen 2010). Tällaisia tilanteita ovat esimerkiksi jääpato- ja tulvatilanteet, joiden mittaaminen kentällä on hankalaa ja laboratoriokokeina vaikeita toteuttaa.

Fysikaalinen malli on useimmiten laboratorioon rakennettu tietyn mittakaavan kokoinen pienoismalli, jonka avulla joessa tapahtuvia prosesseja voidaan tarkastella ja mitata (Ji 2008: 437–438). Esimerkiksi jääkannen muodostumisprosessin tarkastelua varten rakennettu vesikouru on fysikaalinen malli, jonka tarkoituksena on ilmentää luonnonprosesseja pienoiskoossa. Laboratoriokokeista saatuja tuloksia hyödynnetään todellisten prosessien tutkimiseen ja niihin ennakkointiin sekä varautumiseen. Jääpatojen muodostumista ja jäänpidätysrakenteita on tarkasteltu erilaisten laboratoriokokeiden avulla (Morse ym. 2006). Fysikaaliset mallit ovat kuitenkin usein vaikeita ja kalliita toteuttaa ja niiden hyötysuhde tulosten saamiseen on pieni.

Matemaattiset mallit perustuvat fysiikan, kemian ja biologian perusperiaatteisiin, joilla voidaan kuvata fluviaaliprosessien ajallista ja paikallista vaihtelua (Ji 2008: 437–438). Matemaattisten mallien tarkoituksena ei ole kuvata kaikkia jokiympäristössä tapahtuvia prosesseja, vaan tarkastella niistä tärkeimpiä, jotka vaikuttavat tarkasteltavaan ilmiöön. Jin (2008) mukaan yleistetyt matemaattiset tulee kalibroida tutkittavan uoman todellisten mittausten avulla, sillä jokiuomissa ja niiden käyttäytymisessä on eroja. Usein myös

mallin rakentamisessa hyödynnetään kenttämittauksilla kerättyä tietoa. Kalibroinnin avulla samaa mallia voidaan yleistää ja siten hyödyntää usean eri virtaustilanteen tarkastelussa ja niiden vertailussa. Matemaattiset mallit voidaan jakaa myös eri tekijöiden mukaan tilastollisiin tai mekanistisiin malleihin, deterministisiin tai stokastisiin malleihin ja analyttisiin tai numeerisiin malleihin. Shenin (2010) mukaan jääprosessien tarkastelussa matemaattiset mallit voidaan jakaa myös osamalleihin ja kokonaismalleihin. Osamalleilla tarkastellaan teoreettisesti tai käsitteellisesti tiettyjä osia jääprosesseista kuten jääkannen muodostumista. Kokonaismalleissa hyödynnetään osamallien tuottamaa tietoa koko jääprosessiketjun tarkastelussa.

Virtavesien matemaattisessa mallinnuksessa käytettävät tilastolliset eli empiiriset mallit perustuvat tutkimusaineiston tarkasteluun tilastollisin menetelmin, kun taas mekanistiset mallit perustuvat fysikaalisiin, kemiallisiin ja biologisiin mekanismeihin, jotka vaikuttavat tarkasteltavaan ilmiöön (Ji 2008: 437–440; Ji 2017: 285–286). Tilastollisissa malleissa aineistoon sovitetaan tilastollisia yhtälöitä, joilla pyritään kuvaamaan aineistossa esiintyviä matemaattisia suhteita. Mekanistisessa mallinnuksen keinoilla saadut tulokset ovat usein tilastollisten mallien tuloksiin verrattuna tarkempia, sillä ne huomioivat useamman eri aineistoon vaikuttavan tekijän. Tästä syystä myös mekanististen mallien tulosten perusteella tehdyt yleistykset ovat tilastollisiin verrattuna luotettavampia.

Determinististen mallien komponentit ja syötetyt arvot ovat matemaattisten yhtälöiden perusteella tarkasti määritellyjä ja tuloksissa ei ole satunnaisvaihtelua, kun taas stokastisissa malleissa tilanne on päinvastainen (Ji 2008: 437–439; Ji 2017: 286). Käytännössä siis deterministiseen malliin syötetyt samat lähtöasetukset ja arvot tuottavat samat tulokset. Tämä mahdollistaa esimerkiksi tarkan virtaaman selvittämisen tiettyinä ajanhetkenä mallinnuksessa. Stokastisen mallin satunnaisvaihtelu aiheuttaa sen, että tulokset perustuvat satunnaismuuttujan todennäköisyysjakaumaan. Tällöin useampi samoilla lähtöasetuksilla ja -arvoilla toteutettu mallinnus tuottaa toisistaan poikkeavia tuloksia. Stokastisella mallinnuksella ei siis voida määrittää tarkkoja arvoja esimerkiksi virtaamalle, kun deterministisen mallinnuksen avulla tämä on mahdollista.

Analyttiset mallit kuvaavat tiettyä ilmiötä matemaattisten yhtälöiden avulla, kun taas numeeriset mallit ovat erillisiä kokonaisuuksia matemaattisia yhtälöitä, joiden avulla useita eri ilmiöitä voidaan tarkastella (Ji 2008: 439–440; Ji 2017: 286–287). Analyttisten mallien tuloksena saadaan yhtälö, joka kuvaa kaikkia tutkittavan ilmiön prosesseja yhtenä kokonaisuutena.

Numeerisista malleista tuloksena saadaan likimääräisiä numeerisia ratkaisuja. Numeeriset mallit jaetaan spatiaalisten ulottuvuuksien perusteella kolmeen eri luokkaan: yksiulotteisiin (1D), kaksiulotteisiin (2D) ja kolmiulotteisiin (3D). Fluviaaliprosessien

mallinnus perustuu useimmiten numeerisiin malleihin. 1D-malleissa käytetään vain yhtä spatiaalista ulottuvuutta eli esimerkiksi fluviaaliprosesseja mallintaessa uoman pitkittäissuuntaista virtausolosuhdetta (X). 2D-malleissa käytössä on kaksi spatiaalista ulottuvuutta eli uoman pitkittäis- ja poikittaissuuntaiset virtausolosuhteet (X ja Y). 3D-malli huomioi pitkittäis- ja poikittaissuuntaisen virtausolosuhteiden lisäksi vielä pystysuuntaiset virtausolosuhteet (Z). Numeeristen mallinnusten tulokset havainnollistetaan yleensä taulukoilla, kuvaajilla ja kartoilla (Ji 2008: 440).

Fluviaaliprosessien tutkimuksessa yleisesti käytetyt numeeriset 1D-, 2D- ja 3D-mallit ovat yleensä mekanistisia ja deterministisiä malleja (Ji 2008: 438). Numeerinen mallinnusprosessi koostuu tyypillisesti kuudesta vaiheesta, joiden perusteella luodaan toimiva numeerinen malli (Ji 2017: 303–304). Ensimmäinen vaihe on tutkimuskysymyksiin sopivan mallinnusmenetelmän valitseminen. Toinen vaihe on mallin rakentamiseen tarvittavan aineiston keruu ja kolmas vaihe itse mallin rakentaminen. Neljännessä vaiheessa malli kalibroidaan kenttämittausten perusteella ja viidennessä vaiheessa kalibroidun mallin tulokset tarkastetaan eli verifioidaan vielä toisten todellisten mittausten perusteella. Kuudennessa vaiheessa toteutetaan halutut mallinnusskenaariot ja tarkastellaan saatuja tuloksia. Mallin kalibrointi on välttämätön vaihe toimivan mallin luomisessa, sillä todellisten mittausten perusteella mallista saadaan rakennettua hyvä ja luotettava. Kalibroitu malli ei suoraan tarkoita, että mallia voidaan hyödyntää erilaisten virtaamatilanteiden ennakkoinnissa, sillä malli tulee vielä verifioida toisten todellisten mittaustulosten perusteella, jolloin mallin toimivuus varmistetaan (Ji 2017: 305). Verifiointissa halutun mallinnustilanteen tuloksia verrataan vastaaviin todellisiin tuloksiin ja mikäli ne vastaavat toisiaan on malli luotettava.

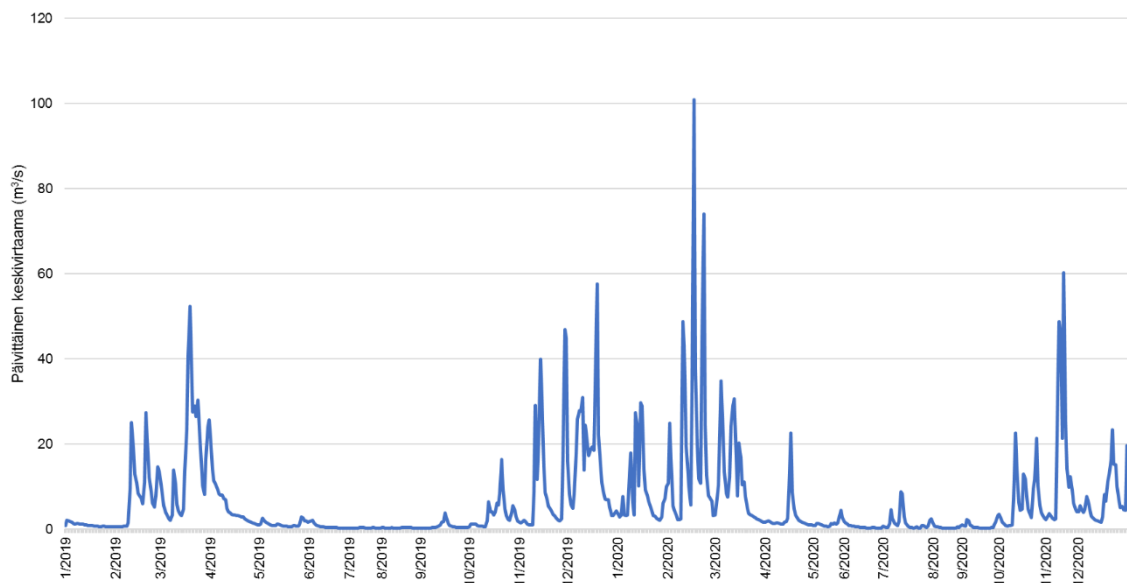
Yksinkertaisimmillaan hydraulisen mallinnuksen menetelmillä voidaan määrittää vedenkorkeus ja virtausnopeus jokiuomassa, jos tiedossa on uoman geometria ja virtaama (Alho & Käyhkö 2003). Jokiympäristöjen tutkimuksessa matemaattista mallinnusta on käytetty esimerkiksi jokiuoman geomorfologisessa muutostarkastelussa (Kasvi ym. 2014), tulvariskikartoituksessa (Singh ym. 2020) ja patoturvallisuuden tarkastelussa (Mel ym. 2020). Jääprosessien tutkimuksessa matemaattista mallinnusta on käytetty esimerkiksi jokiuomien infrastruktuurin kuten siltojen ja jäänpidätysrakenteiden suunnittelussa (Zare 2017: 23), virtausolosuhteiden tarkastelussa (Lotsari ym. 2019) ja jääpatojen aiheuttamien tulvien kartoituksessa (Aaltonen & Huokuna 2017). Jääprosessien mallinnuksessa on käytetty useita eri ohjelmistoja, joiden eri ominaisuuksia on hyödynnetty tutkimuksessa. Jääprosessien tutkimuksessa 1D-mallia on viimeisimpänä hyödyntänyt Blackburn & She (2019). Tutkijat tarkastelivat River1D-mallin päivitettyjä ominaisuuksia useiden eri jääprosessien tutkimuksessa. Yhdysvaltojen armeijan kehittämää yksiulotteista HEC-RAS -

mallinnusohjelmaa (*Hydrologic Engineering Center's River Analysis System*) on käytetty jo pitkään jääprosessien tarkastelussa (HEC-RAS 2016a). HEC-RAS -mallinnusohjelmaa on hyödynnetty muun muassa jääkannen aiheuttamien vaikutusten arvioinnissa (Beltaos 2018) ja jääpatojen mallinnuksessa (Zufelt ym. 2005). Myös muutamia 2D-mallinnussovelluksia jääprosessien tarkasteluun on olemassa, mutta ne eivät ole julkisesti saatavilla (Wazney ym. 2019). Viimeisimpänä 2D-mallia hyödyntänyt Wazney ym. (2019) tarkasteli jääkannen muodostumista CRISP2D-ohjelmistolla. Pääasiassa jääprosessien tutkimuksessa käytetään kuitenkin 1D-malleja, sillä täysin toimivia, luotettavia, monikäyttöisiä ja avoimesti saatavilla olevia 2D- ja 3D-malleja ei jääprosessien tarkastelua varten ole vielä kehitetty. Moniulotteisten mallien kehittämistä rajoittaa niiden vaatima laskentateho ja jääprosesseihin liittyvän tutkimustiedon vähäisyys (Shen 2010).

3. Tutkimusalueen kuvaus

3.1. Uskelanjoki

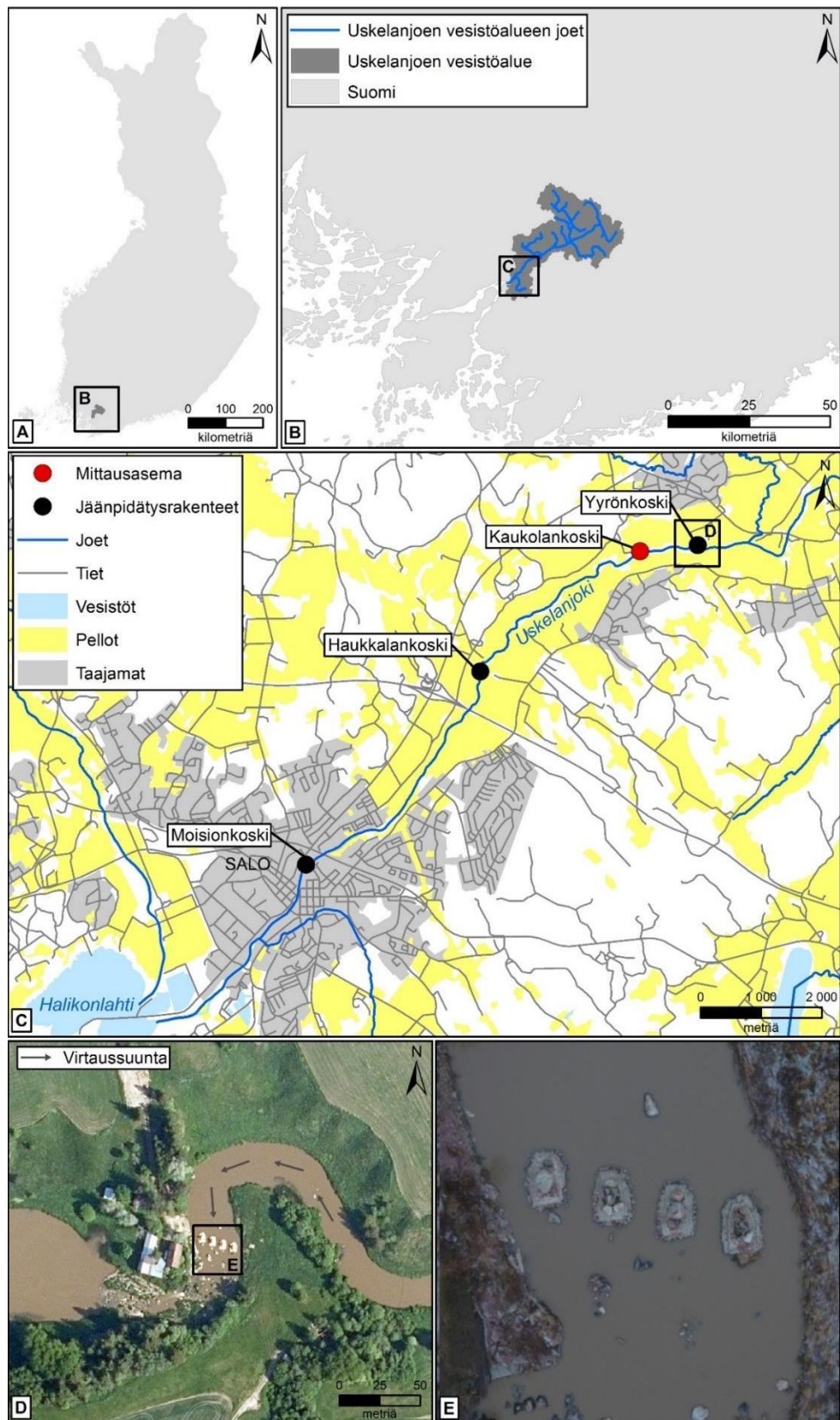
Varsinais-Suomessa sijaitseva Uskelanjoki on Salon kaupungin läpi Halikonlahteen laskeva säännöstelemätön joki. Uskelanjoki saa alkunsa Haalin kylässä Rekijoen, Terttilänjoen ja Hitolanjoen yhdistyessä yhdeksi uomaksi. Haalin ja Halikonlahden välillä Uskelanjokeen laskee useita sivujokia ja -uomia. Salon kaupungin ja Someron kunnan alueella sijaitsevan Uskelanjoen valuma-alueen pinta-ala on 566 neliökilometriä, josta järvien pinta-ala on 3,4 neliökilometriä (VARELY 2011). Alueen vuotuinen sadantasumma on keskimäärin 620 millimetriä ja se on vaihdellut 455-755 millimetrin välillä (VARELY 2015). Tutkimusalueen maaperä on silttiä ja savea, johon joki on kuluttanut paikoin jyrkkäreunaisen uoman. Uskelanjoen valuma-alue jaetaan yhdeksään osavaluma-alueeseen (Järvi-meriwiki 2011). Kaukolankosken mittauspisteellä Uskelanjoen keskivirtaama on 5,4 m³/s ja suurin havaittu virtaama 140 m³/s (VARELY 2015; SYKE 2019). Korkeimmat virtaamat ajoittuvat yleensä kevättulvien ja syysateiden ajankohtiin (kuva 15). Korkeiden virtaamien ajallinen kesto on yleensä lyhyt. Jäidenlähdön virtaamaraja on 50 m³/s, jolloin jäidenlähtö tapahtuu yleensä mekaanisesti Uskelanjoella. Termaalinen jäidenlähtö voi tapahtua myös alemmilla virtausnopeuksilla. Alimmillaan Kaukolankosken mittauspisteellä mitattu vedenkorkeus on noin ollut noin 16 metriä N60-korkeusjärjestelmässä ja korkeimmillaan 18,1 metriä. Koko valuma-alueen maankäytöstä lähes 90 prosenttia on metsä- ja maatalousmaita ja noin kymmenen prosenttia rakennettuja alueita. Suurin osa rakennetuista alueista sijaitsee Salon keskustataajamassa. Järvien, soiden ja muiden vesialueiden määrä alueella on vähäinen (VARELY 2015). Uoma on aikanaan perattu tukinuittoa varten (Valonia 2019).



Kuva 13. Uskelanjoen päivittäiset keskivirtaamat Kaukolankosken mittauspisteellä vuosina 2019–2020. Talvi 2019–2020 oli poikkeuksellisen sateinen, joka näkyi myös Uskelanjoella korkeina virtaamina.

Keväisin sulamisvesien aiheuttama virtaaman kasvu yhdistettynä jäidenlähtöön ja jääpeitteen kasautumiseen on Uskelanjoen valuma-alueella yleisin syy joen tulvimiseen (VARELY 2015). Järvet, suot ja muut vesialueet toimivat valuma-alueilla veden kulkua uomaan hidastavina puskureina ja ehkäisevät erityisesti pitkään jatkuneiden sateiden sekä lumipeitteen sulamisen aikana tulvien nousua (Robinson & Ward 2017: 22–23). Uskelanjoki on tulvaherkkä, sillä joen valuma-alueella vesistöjen määrä on pieni. Tästä johtuen lähes kaikki valuma-alueen vedet valuvat suoraan jokiuomaan. Alueen tulvaherkkyyttä lisäävät jäidenlähdön aikana syntyvät jääpadot sekä meriveden padottava vaikutus Uskelanjoen estuaarissa (Alho 2009b; VARELY 2015). Tulvariski Uskelanjoella on suurin keväisin, jolloin lumipeitteen sulamisesta johtuva nopea valuman kasvu aiheuttaa veden pinnan uomassa. Nouseva vesi ja sään lämpeneminen aiheuttavat uoman jääpeitteen murtumisen. Liikkeelle lähteneet jääpeitteet kasautuvat jääpadoksi, kun jääpeitteiden vapaa kulku virran mukana vaikeutuu esimerkiksi joen poikkileikkauksen tai virtaaman voimakkuuden muuttuessa. Jääpadot estävät veden vapaan kulun jokiuomassa ja aiheuttavat tulvia. Uskelanjoen valuma-alueella jääpatotulvien aiheuttamien vahinkojen riski on suurin Salon keskusta-alueella, jossa alavalla maalla virtaava Uskelanjoki laskee Halikonlahteen (VARELY 2011).

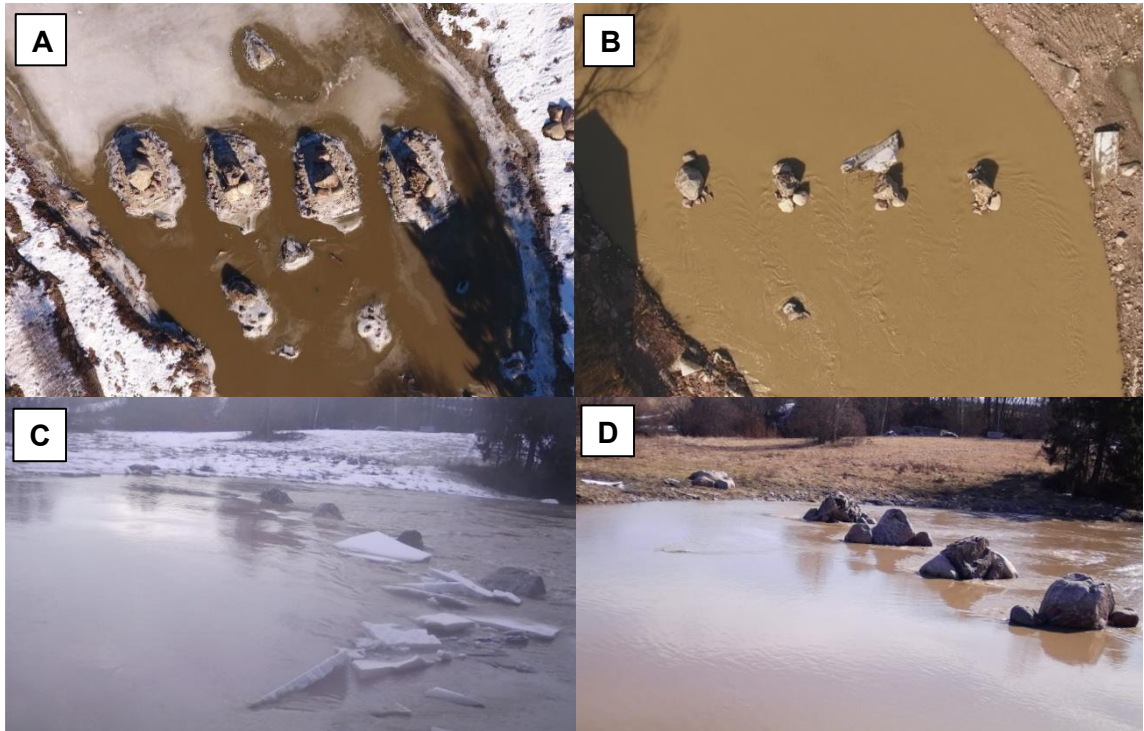
Uskelanjoen Yyrönkoskeen, Haukkalankoskeen ja Moisionkoskeen on rakennettu jäänpidätysrakenteet ja toteutettu kalataloudellinen kunnostus vuosien 2018–2019 aikana (VARELY 2015; Ecoriver 2016). Tämän lisäksi Kaukolan ja Lopenkoskiin on toteutettu kalataloudellinen kunnostus. Tässä tutkimuksessa tarkastellaan Uskelanjoen Yyrönkoskea, joka sijaitsee kunnostettavista koskista ylimpänä (kuva 16). Yyrönkoski sijaitsee Perttelin kylässä ja uoma virtaa törmien ja tulvatasankojen välissä peltoympäristössä. Yyrönkoskella on aikanaan toiminut mylly, jonka jäänteinä tutkimusalueen kosken ympärillä on muutamia huonokuntoisia rakennuksia.



Kuva 14. Tutkimusalueen sijainti Suomessa (A), Uskelanjoen vesistöalue ja joet (B), Salon taajama, jäänpidätysrakennelmien ja mitta-aseman sijainti (C), Yyrönkosken tutkimusalue (D) ja ilmakuva Yyrönkosken jäänpidätysrakenteista (E, ei georeferoitu). Taustakartat: Suomen ympäristökeskus 2010; Suomen ympäristökeskus 2016; Maanmittauslaitos 2020a; Maanmittauslaitos 2020b; Maanmittauslaitos 2021.

Maisemoitujen ja luonnollisista materiaaleista toteutettujen jokikunnostusten ja -rakenteiden määrä on lisääntynyt 2010-luvulla (Knack & Shen 2017). Uskelanjokeen rakennetut jäänpidätysrakenteet ovat luonnonkivien ja betonirakenteiden yhdistelmiä ja rakenteet on maisemoitu muistuttamaan luonnollista jokiympäristöä (Aluehallintovirasto 2016). Yyrönkosken tutkimusalueelle on rakennettu neljä jäänpidätysrakennetta, joiden etäisyys toisistaan keskipisteestä keskipisteeseen on 6,5 metriä. Yhden jäänpidätysrakenteen massa on vähintään 40 tonnia. Yyrönkosken jäänpidätysrakenteiden perustamistaso on N2000-korkeusjärjestelmässä korkeudella +17,40 metriä ja rakenteiden kivien huippukorkeudet ovat noin tasolla +20,00 metriä (Ecoriver 2016). Rakenteiden välille pohjaan on ladottu kiviverhous kivistä, joiden halkaisija on vähintään 400 millimetriä.

Mitoitus perustuu rakenteiden yläpuolelle kerääntyvän jäämassan aiheuttamaan kuormitukseen. Jäämassan pysyessä paikoillaan jääpeite on tulvatilanteessa jo kiinni jäänpidätysrakenteissa, jolloin jäämassan aiheuttama kuormitus jakautuu tasaisesti jäänpidätysrakenteisiin. Jäämassan liikkuessa kuormitus on suurempaa ja voi kohdistua epätasaisesti rakenteisiin. Jäänpidätysrakenteiden tarkoituksena on pysäyttää liikkeellä olevat jäämassat ja hävittää niiden liike-energia ja estää jäämassan pääsy tulvariskialueille. Jäämassan läpäistyä jäänpidätysrakenteet jäämassan oletetaan olevan haurastunut jo siten, että se ei enää muodosta pitkäkestoisia ja haitallisia jääpatoja. Jäidenlähdön ajankohta, jään laatu ja jään murtumistapa vaikuttavat jäänpidätysrakenteiden kokemaan rasitukseen. Haurastunut jäämassa hajoaa helpommin ja kohdistaa jäänpidätysrakenteisiin pienemmän kuormituksen kuin vahva kiinteä jää, joka murtumisen sijaan pyrkii nousemaan jäänpidätysrakenteen päälle. Tästä johtuen jäänpidätysrakenteiden yläjuoksun puoli on kalteva, jolloin jään nousu on mahdollista (kuva 17).



Kuva 15. Yyrönkosken jäänpidätysrakenteet matalan virtaaman ja jääkannen aikana keväällä 2018 (A), jäänpidätysrakenteet jäidenlähdön jälkeen keväällä 2018 (B), pieni jääpato jäänpidätysrakenteissa keväällä 2019 (C) ja jäänpidätysrakenteet keskivirtaaman aikana keväällä 2019 (D). Kuvat otettu Turun yliopiston virta- ja rannikkovesien tutkimusryhmän tutkijoiden toimesta dronella (A ja B) ja riistakameralla (C ja D).

Uskelanjoen koskikunnostuksissa kunnostettiin yhteensä 3,4 hehtaaria uomaa (Valonia 2019). Tavoitteena oli ennallistaa uoma vastaamaan tilaa ennen uittoperkauksia, jolloin koskialueiden monimuotoisuus paranee. Uskelanjoessa esiintyy muun muassa uhanalaista meritaimenta ja raakkua. Yyrönkosken jäänpidätysrakenteiden alapuolelle olevaan koskeen toteutetussa kalataloudellisessa kunnostuksessa uomaa kunnostettiin yhteensä 1750 m² (Aluehallintovirasto 2016). Yyrönkosken kunnostuksessa uomaan levitettiin halkaisijaltaan 16-64 mm kutusoraa yhteensä 80 m³rtr ja koskeen rakennettiin kaksi kutusoraikkoa.

3.2. Uskelanjoen tulvahistoria ja vesistöseuranta

Historian aikana Uskelanjoella on koettu useita rankkasateiden ja jääpatojen aiheuttamia tulvia, joilla on ollut suoria ja epäsuoria vaikutuksia alueen talouteen, infrastruktuuriin ja väestöön. Uskelanjoen tulvimisen ja tulvavahinkojen riski on suurin keväisin, jolloin sään lauhtumisesta ja lumipeitteen sulamisesta johtuva veden pinnan nousu sekä jäiden lähtö voivat yhdessä aiheuttaa jääpadon muodostumisen uomaan. Pahimmillaan jääpato Uskelanjoessa voi nostaa tulvan aiheuttaa mittavat taloudelliset vahingot erityisesti Salon keskustaan ja Meriniityn teollisuusalueelle (kuva 18). Kerran viidessäkymmenessä vuodessa toistuvan tulvan arvioidaan aiheuttavan Salon keskustassa noin 20 miljoonan euron suora vahinko infrastruktuurille (Aluehallintovirasto 2016). Merkittäviä tulvia ovat olleet muun muassa vuoden 1989 jääpatotulva, joka aiheutti tuhoja Salon keskustassa. Tällä vuosituhannella Salon keskustassa jääpatotulvat ovat olleet merkittäviä 2010-luvun alussa (YLE Uutiset 2010), jonka lisäksi lähes joka kevät jäidenlähdön ja pitkäkestoisten sateiden aikana alueella on jouduttu varautumaan tulviin (Salon Seudun Sanomat 2018). Uskelanjoen vesistöalueelle on laadittu tulvariskien hallintasuunnitelma vuosille 2016–2021 ja sen mukaisesti on päätetty pienentää tulvariskiä rakentamalla jokiuomaan jäänpidätysrakenteita, joilla estetään jääpatotulvat Salon keskustassa (VARELY 2015). Jäänpidätysrakennelmien avulla pyritään estämään jääpatojen muodostuminen tulvaherkille alueille pysäyttämällä jäät alueille, jossa tulviminen ei aiheuta merkittäviä tuhoja infrastruktuurille tai maanviljelylle. Uskelanjoelle tehtyjen ja suunniteltujen tulvasuojelutoimenpiteiden ansiosta alueelle poistettiin merkittävistä tulvariskialueista vuonna 2018 (Maa- ja metsätalousministeriö 2018).

Uskelanjoessa on Varsinais-Suomen ELY-keskuksen ylläpitämiä jatkuvatoimisia vedenpinnan korkeusmittareita, jotka ilmoittavat vedenpinnankorkeustiedon kosken yläpuolella kahden tunnin välein. Mittarien tulokset ovat luettavissa reaaliaikaisesti SYKEN ja VARELYn tietokannoista. Mittareita on Yyrönkoskessa, Kaukolankoskessa, Haukkalankoskessa ja Moisionkoskessa. Kaukolankoskella sijaitsee myös Suomen ympäristökeskuksen ja Varsinais-Suomen ELY-keskuksen tarkkailuverkoston kuuluva mittausasema, joka ilmoittaa joen virtaaman viidentoista minuutin välein. Tämän lisäksi joella on toteutettu jäänpaksuusmittauksia Salon kaupungin ja Varsinais-Suomen ELY-keskuksen toimesta useiden vuosien ajan. Jäidenlähdön ajankohtaa joessa on seurattu vuodesta 1990. Vuosina 2018, 2019 ja 2020 jäidenlähdön seuranta on toteutettu myös lähettävien riistakameroiden avulla, jolloin jäidenlähdön tarkka ajankohta uoman eri osissa on saatu tietoon ja jäänpidätysrakenteiden toimivuutta on voitu tarkastella. Vuosien 2018, 2019 ja 2020 aikana talvet ovat olleet melko leutoja, jonka vuoksi jokeen ei ole muodostunut vahvaa jääkantta, joka olisi aiheuttanut haitallisia jääpatoja. Talvella 2020 uomaan ei muodostunut pysyvää jääkantta.



Kuva 16. Jääpato keväällä 2019 Moisionkoskella Salon keskustassa. Jääpato kuvattuna kävelysillalta kohti alajuoksua (A) ja padon kärjestä kohti yläjuoksua (B). Jääpato oli kestoaltaan lyhyt ja ei aiheuttanut haitallista tulvimista yläjuoksulla.

4. Aineisto ja menetelmät

Tämän tutkielman aineistot on kerätty vuosien 2018–2020 aikana Turun yliopiston maantieteen ja geologian laitoksen virta- ja rannikkovesien tutkimusryhmässä yhteistyössä Varsinais-Suomen ELY-keskuksen kanssa (taulukko 1). Lisäksi tutkielman kirjoittaja on koonnut tätä tutkimusta varten aineistoja Suomen ympäristökeskuksen ja Varsinais-Suomen ELY-keskuksen tuottamista ja keräämistä aineistoista. Tutkimusalueelta kerätyt laserkeilaus-, ADCP- ja referenssiaineistot on kerätty tutkimusryhmän toimesta. Virtaamat, vedenkorkeusaineistot, jäänlähdeaineistot ja jäänpaksuustiedot ovat Suomen ympäristökeskuksen ja Varsinais-Suomen ELY-keskuksen tuottamia aineistoja.

Taulukko 1. Tutkimuksen aineistot, niiden ajallinen kattavuus, tuottajat ja lisätiedot.

Aineisto	Ajallinen kattavuus	Aineiston tuottaja	Lisätiedot
ADCP	4.8.2018	Turun yliopisto	Pistemuotoinen aineisto, pistetiheys 5 pistettä / m ²
Laserkeilausaineisto	5.8.2018	Turun yliopisto	Pistemuotoinen aineisto, pistetiheys 30 pistettä / m ²
Vedenpinnan korkeustiedot (VRS-GNSS)	4.–5.8.2018	Turun yliopisto	Pistetiedot tutkimusalueen ylä- ja alajuoksulta
Vedenpinnan korkeustiedot (jatkuvatoinen mittari)	2018–2020	Varsinais-Suomen ELY-keskus	Vedenpinnankorkeustieto 2 tunnin välein, mittauspiste Yyrönkoski
Virtaamatiedot (ADCP)	4.8.2018	Turun yliopisto	Geometrian mittausajankohdan virtaamatiedot, mittauspiste Yyrönkoski
Virtaamatiedot (jatkuvatoinen mittari)	2018–2020	Varsinais-Suomen ELY-keskus, SYKE	Virtaamatiedot 15 minuutin välein ja päivittäin, mittauspiste Kaukolankoski
Säätiedot	1989–2020	Ilmatieteenlaitos	Kuukausittaiset päiväarvot Kärkän mittausasemalta
Jäätiedot	1990–2020	Varsinais-Suomen ELY-keskus, Salon kaupunki, TY	Jäänpaksuustiedot vuosilta 2009, 2011–2013, 2018–2019, jäidenlähden ajankohta vuosilta 1990–2020. Riistakamerakuva Yyrönkoskelta 30 minuutin välein kevät 2018–2020.

4.1. Geometria ja vesistöseuranta

Geometrialla tarkoitetaan virtavesiympäristössä vedenpinnan ylä- ja alapuolisista korkeustiedoista koostettua maastomallia. Käytännössä nämä tiedot kerätään kahdella eri mittausmenetelmällä, jotta geometriasta saadaan yhtenevä kokonaisuus. Vedenpinnan yläpuolinen korkeustieto eli topografia kerätään usein erilaisten korkeusmittausmenetelmien, kuten laserkeilauksen ja GPS-mittauksen, tai kaukokartoitusmenetelmien, kuten ilma- ja satelliittikuvauksen, avulla. Vedenpinnan

alapuoliset syvyystiedot eli batymetria kerätään syvyysmittausmenetelmillä, joista kaikuluotaus on nykyään yleisimmin käytetty. Vesistöseurannalla tarkoitetaan vedenkorkeuden, virtaaman, jääolojen ja veden lämpötilan seuranta.

4.1.1. Uoman batymetrian mittaus, virtaamamittaus ja mittausten käsittely

Tutkimusalueen pohjan batymetria mitattiin heinäkuussa 2018 kauko-ohjattavaan lauttaan kiinnitetyllä SonTekin HydroSurveyor M9 ADCP-laitteella. Lauttaan oli kiinnitetty myös DGPS-antenni, jonka avulla mitatuille syvyystiedoille saatiin määritettyä myös sijaintitieto. Mittaus toteutettiin 4.7.2018 ja kartoitettavan alue kattoi jokiuoman jäänpidätysrakenteiden ympäriltä ja yläpuolelta 200 metrin verran. Kauko-ohjattavalla lautalla ajettiin ensin useampi siksak-mallinen mittauslinja uomassa, jonka jälkeen aineistoa täydennettiin pitkittäisillä ja poikittaisilla mittauslinjoilla.

Uoman pohjan batymetria mitattiin ADCP:n pystysuoralla säteellä, joka mittaa syvyyden suoraan laitteen alapuolelta yhden sekunnin välein käyttäen 0,5 MHz taajuutta (SonTek 2017). Lisäksi syvyysmittauksessa käytettiin ADCP:n neljää 1,0 MHz ja neljää 3,0 MHz taajuuden sädetä kattavamman syvyysaineiston keräämiseksi. ADCP-sensori lähettää 1,0 ja 3,0 MHz säteet 25 asteen kulmassa sensorista kohti uoman pohjaa. Pääasiassa tutkimusalueen syvyysmittauksessa käytettiin 3,0 MHz taajuuden säteitä, sillä ne sopivat paremmin alle viiden metrin syvyyksille. Mittalaite vaihtaa automaattisesti lähettämänsä säteiden taajuuden 3,0 MHz:stä 1,0 MHz:iin, mikäli syvyys kasvaa yli viiden metrin (SonTek 2013: 4). Mittauksen lopputuloksena syntyi spatiaalisesti kattava syvyysaineisto tutkimusalueesta. Spatiaalinen kattavuus tarkistettiin mittausohjelmistoon (HydroSurveyor) tallentuneiden reittikarttojen tarkastelun avulla. Vedenkorkeus tai lämpötila ei muuttunut mittauksen toteutusaikana, joten olosuhteiden muutos ei vaikuttanut mittaustulosten luotettavuuteen tai tarkkuuteen. Lisäksi mittaukset tehtiin kesällä matalan virtaaman aikana, jolloin vedessä suspensiossa kulkeneen aineksen määrä oli pieni. Korkean virtaaman aikana tehdyissä ADCP-mittauksissa suuri määrä suspensiossa kulkevaa ainesta saattaa aiheuttaa häiriötä korkean taajuuden säteisiin, jolloin aineiston epätarkkuus kasvaa. Matalan virtaamatilanteen aikana tutkimusalueella suspensiossa kulkevan aineksen määrä on pieni, joten syvyysmittauksissa sekä matala- että korkeataajuisten säteiden hyödyntäminen oli perusteltua.

Tutkimusalueelta mitattiin myös uoman virtaamatiedot yhdestä poikkileikkauksesta. Mitattu poikkileikkaus sijaitsi uoman yläjuoksulla. Tarvetta toiselle poikkileikkausmittaukselle ei tutkimusalueella ollut, sillä alue on pieni ja vesimäärä ei uomassa lisäännny tai vähene sivu- ja lasku-uomien vuoksi. Mittaukset toteutettiin kauko-ohjattavalla lautalla, johon oli kiinnitetty ADCP-laite ja sen DGPS-antenni.

Poikkileikkauksen virtaamamittaus aloitettiin uoman reunasta. Mittalaitteisto oli yhdistetty mittausohjelmalla (RiverSurveyor Live 4.1) ja siihen syötettiin reunan ominaisuustiedot sekä ADCP-laitteen etäisyys reunasta. Ominaisuustietojen syöttämisen jälkeen mittaus aloitettiin ja kauko-ohjattavaa lauttaa ajettiin hitaasti kohti uoman vastakkaista reunaa. Kauko-ohjattavaa lauttaa ohjattiin uomassa siten, että uoman virtaus tuli kohtisuorassa linjassa mittaria vasten. Lautan ajonopeus pidettiin myös hitaampana kuin virtausnopeus, sillä liian nopea ajonopeus verrattuna virtausnopeuteen aiheuttaa epätarkkoja mittaustuloksia. Kun lautta oli vastarannalla, mittaus lopetettiin ja mittausohjelmistoon syötettiin vastarannan ominaisuustiedot. Vastaava mittaus toteutettiin useamman kerran, jotta saatiin minimoitua virheet mittaustuloksissa. Onnistuneista mittaustuloksista laskettiin virtaamalle keskiarvo, joka oli noin 0,5 m³/s. Poikkileikkauksen kohdalta mitattiin myös vedenpinnan korkeustieto VRS-GNSS-laitteella.

Kerätyt syvyysaineistot tallennettiin tekstimuodossa, jonka jälkeen ne käsiteltiin taulukkolaskentaohjelmalla (Excel 2016). Syvyysaineistoista poistettiin selkeät mittausvirheet kuten huomattavasti poikkeavat syvyysarvot. Mittausvirheiden poiston jälkeen syvyysaineisto tallennettiin ja avattiin paikkatieto-ohjelmassa (ArcMap 10.5.1), jossa aineisto tarkastettiin vielä läpi ja tallennettiin pistemuotoiseksi vektoriaineistoksi.

4.1.2. Uoman pinnan yläpuolisen topografian mittaus ja mittausten käsittely

Laserkeilauskampanja toteutettiin Yyrönkoskella 05.07.2018 käyttäen Riegl VZ-400 - laserkeilainta. Tutkimusalue keilattiin päivän aikana neljästä eri keilauspisteestä spatiaalisesti kattavasti. Keilausaineiston georeferointia varten asetettuja tähyksiä oli yhteensä kuusi. Tähysten sijaintitiedot mitattiin Trimblen R10 VRS-GNSS-laitteella ETRS-TM35FIN-koordinaattijärjestelmään ja N2000-korkeustasolle. Laserkeilausaineisto käsiteltiin mittausohjelmalla (RiScan Pro), jossa aineisto georeferoitiin tähysten sijaintitietojen perusteella. Ohjelmistossa aineistosta karsittiin pois tämän tutkimuksen kannalta turhat tiedot ja virhepisteet. Viimeisenä aineistosta luokiteltiin käyttöön pelkästään maanpinnan, vedenpinnan yläpuolisten kivien ja jäänpidätysrakenteiden korkeus- ja sijaintitiedot. Mittauspäivän vedenpinnankorkeus mitattiin samasta sijainnista kuin edellisenä mittauspäivänä.

4.1.3. Vedenkorkeus, virtaama ja jäätiedot

Vedenkorkeusaineisto kerättiin Varsinais-Suomen ELY-keskuksen ylläpitämien vedenkorkeusmittarien avulla. Jatkuvat mittarit mittaavat vedenpinnankorkeutta Yyrönkoskessa kahden tunnin välein. Tässä tutkimuksessa hyödynnettiin Yyrönkosken vedenpinnankorkeustietoja vuosilta 2019–2020, jotka muutettiin N60-korkeustasolta N2000-tasolle. Virtaamatiedot kerättiin Suomen ympäristökeskuksen ylläpitämästä Hertta-tietokannasta. Virtaamatiedot ovat peräisin SYKE:n ylläpitäältä virtaamamittarilta, joka sijaitsee Kaukolankoskessa. Lisäksi HEC-RAS-mallin kalibroinnissa hyödynnettiin itse kentältä VRS-GNSS:n ja ADCP:n avulla kerättyjä vedenpinnan korkeustietoja ja virtaamatietoja. Yyrönkosken ja Kaukolankosken etäisyys toisistaan on linnuntietä yksi kilometri.

Jääaineistot on koostettu Varsinais-Suomen ELY-keskuksen ja Salon kaupungin keräämistä tiedoista. Aineisto sisältää Uskelanjoen jäidenlähden ajankohdan vuosina 1990–2020 sekä jäänpaksuustietoja eri osista jokea vuosilta 2009, 2011–2013 ja 2018–2019. Jäänpaksuustietoja hyödynnettiin eri mallinnuskenaarioiden suunnittelussa.

4.1.4. Aineistojen tarkkuus ja virhelähteet

ADCP:llä toteutettavien syvyysmittausten virhe on yksi prosentti ja resoluutio 0,001 metriä (SonTek 2015). Syvyysmittaukseen voi kuitenkin aiheutua virheitä esimerkiksi pohjan kasvillisuuden tai materiaalin aiheuttamasta häiriöstä johtuen. Nämä virheet ovat yleensä selkeitä ja helposti poistettavissa aineistosta. Virtausnopeuden mittaustarkkuus on $\pm 0,2$ cm/s. Mittausten tarkan sijaintitiedon määrittämisessä sekä vedenpinnan korkeusmittauksessa käytettiin ADCP-laitteen omaa DGPS:ää, jonka horisontaalinen tarkkuus on alle metrin ja vertikaalinen tarkkuus alle neljä senttimetriä (SonTek 2015). Virtaamapoikkileikkauksen aloituspisteen vedenpinnankorkeus mitattiin staattisella mittaustavalla VRS-GNSS -laitetta käyttäen. Staattisten mittausten virhe oli horisontaalisesti alle 0,05 m ja vertikaalisesti alle 0,05 m. Sekä DGPS:n että VRS-GNSS:n merkittävimmät virhelähteet liittyvät mittausten menetelmissä käytettävien satelliittien saatavuuteen, johon esimerkiksi latvuspeitto tai uoman törmät voivat aiheuttaa häiriötä.

Laserkeilauksessa virhelähteitä aineistoon voi aiheuttaa häiriöt mittaustilanteessa, laitteiden kalibrointi, sääolosuhteet ja käyttäjän virheet (Hetherington 2009). Mittaustilanteessa laserkeilaimen ympärillä vältettiin turhaa liikkumista, laitteet olivat kalibroituja ja sääolosuhteet olivat suotuisat laserkeilauksen toteuttamiselle. Käyttäjistä johtuvat virheet minimoitiin seuraamalla laitteiden käyttöohjeita ja tarkistamalla laserkeilaimen asetukset ennen laserkeilauksen aloittamista. Aineiston tarkkuuteen vaikuttavat virheet sijainnin mittauksessa, aineiston rekisteröinnissä ja aineiston

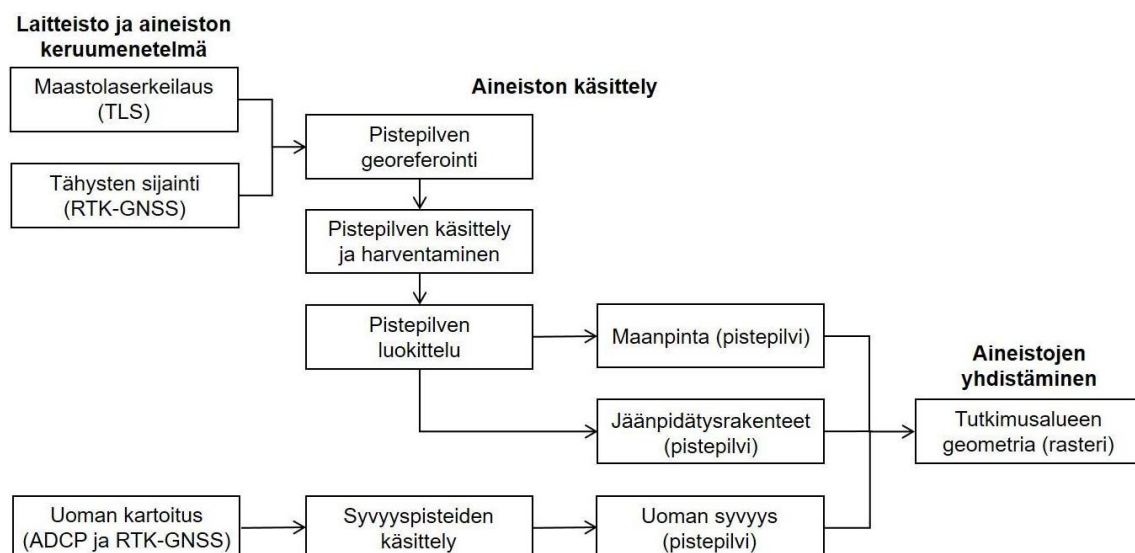
käsittelyssä. Yyrönkosken laserkeilausaineistossa merkittävimmät virhelähteet liittyvät aineiston georeferoinnissa käytettävien sijaintipisteiden tarkkuuteen. VRS-GNSS:llä määritettyjen sijaintipisteiden tarkkuuden virhe on horisontaalisesti alle 0,05 m ja vertikaalisesti alle 0,05 m.

Mittaukset toteutettiin virtaamamittauspäivänä 4.8.2018 ja laserkeilauspäivänä 5.8.2018. Säätilassa ei tapahtunut mittausajankohtien välillä muutosta. Vedenpinnankorkeuden muutos mittausajankohtien välillä oli yksi senttimetri, joka selittyy VRS-GNSS-mittausmenetelmän tarkkuuden virheellä. VRS-GNSS-laite kalibroitiin ennen mittausta tutkimusalueella.

ADCP-laitteella 4.8.2018 mitattua Yyrönkosken virtaamaa verrattiin myös saman mittaushetken Kaukolankosken virtaamamittarin arvoihin. Tuloksissa oli pieni ero (0,1 m³/s), joka selittyy mittausmenetelmien erilaisuudella. Tästä voitiin kuitenkin tehdä päätelmä siitä, että Kaukolankosken virtaamamittarin tuloksia voidaan hyödyntää myös Yyrönkosken tarkastelussa. Näiden kahden kosken etäisyys on alle kilometri linnuntietä, mutta koskien välillä jokiuomaan ei laske merkittäviä sivu-uomia, jotka vaikuttaisivat virtaama-arvoihin siten, että Kaukolankosken virtaama eivät vastaisi Yyrönkosken virtaamaa.

4.1.5. Aineistojen käsittely ja yhdistäminen

Erikseen käsitellyt ADCP- ja laserkeilausaineistot yhdistettiin paikkatieto-ohjelmassa yhdeksi kokonaisuudeksi (kuva 19). Molempien aineistojen pistetiedot tuotiin ohjelmistoon tekstimuodossa, jonka jälkeen ne muutettiin pistemuotoisiksi vektoritiedostoiksi. Aineistot sisälsivät mitattujen pisteiden sijainti- ja korkeustiedot. Pistemuotoiset aineistotiedostot yhdistettiin yhdeksi kokonaisuudeksi, jolloin yhdistetty aineisto sisälsi tutkimusalueen vedenpinnan ylä- ja alapuoliset korkeustiedot ETRS-TM35FIN-koordinaattijärjestelmässä ja N2000-korkeusjärjestelmässä. Mallinnusta varten pistemuotoinen aineisto interpoloitiin yhtenäiseksi rasteritasoksi paikkatieto-ohjelman interpolointityökalulla (Topo to Raster), joka on kehitetty hydrologisten korkeusmallien tekoon (ESRI 2016). Työkalulla pistemuotoisesta aineistosta interpoloitiin rasteritaso, jonka pikselikoko oli 0,5 metriä.



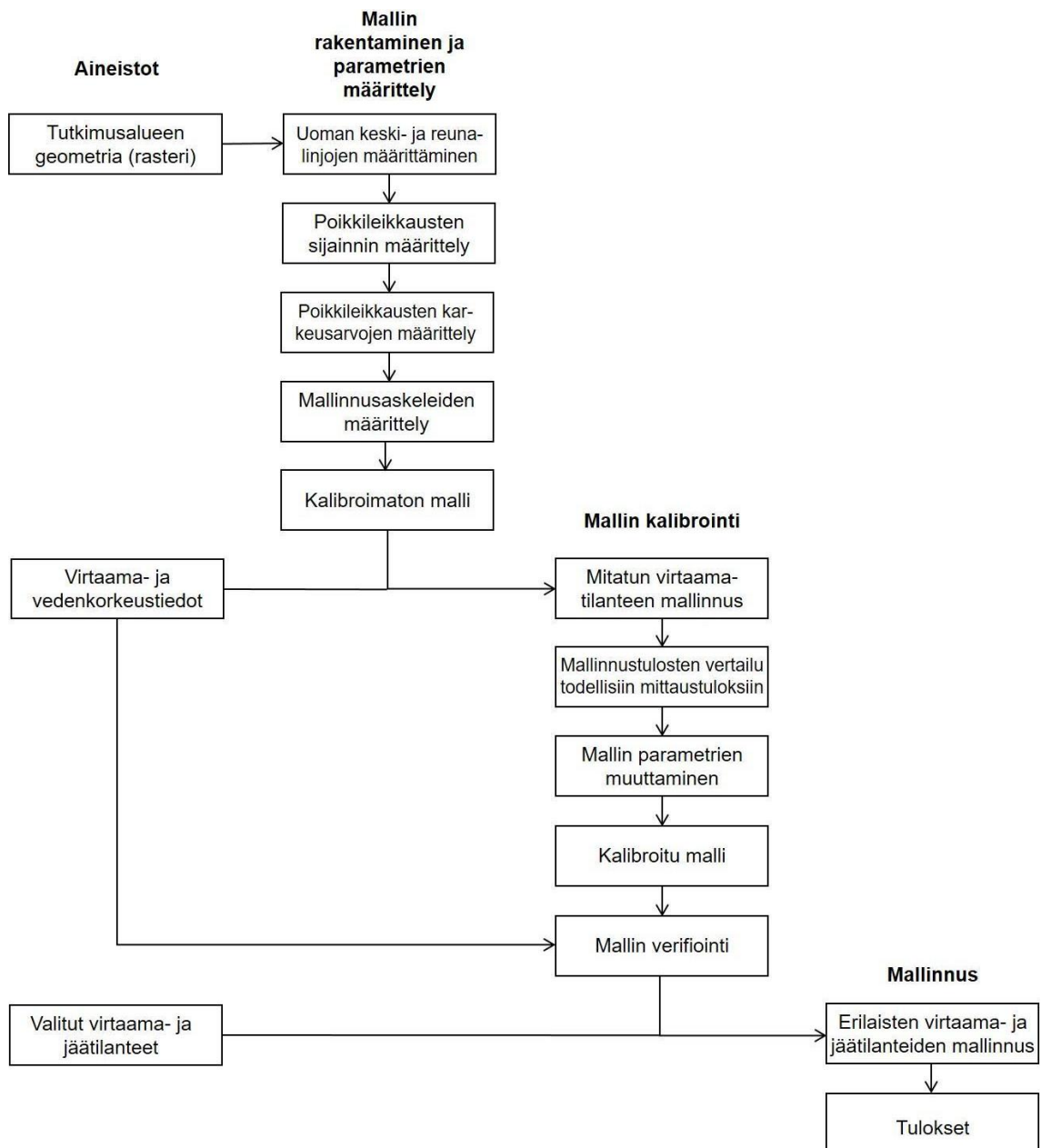
Kuva 17. Vuokaavio uoman ylä- ja alapuolisten geometria-aineistojen käsittelystä ja yhdistämisestä.

4.2. Hydraulinen mallinnus HEC-RAS-mallilla

HEC-RAS on Yhdysvaltojen armeijan Hydrologisen Keskukseen (*US Army Corps of Engineers Hydrologic Engineering Center*) kehittämä mallinnusohjelma, jolla voidaan tarkastella erilaisia virtaavaan veteen liittyviä prosesseja matemaattisen mallinnuksen keinoin (HEC-RAS 2016a). HEC-RAS on julkaistu vuonna 1995, jonka jälkeen sitä on aktiivisesti päivitetty nykyhetken saakka. Ensimmäiset versiot mallinnusohjelmasta mahdollisti vain yksiulotteiset mallinnukset, mutta myöhemmin siihen on julkaistu kaksiulotteisen mallinnuksen mahdollistava päivitys (HEC2D). Jääkannen ja jääprosessien mallinnus on ohjelmalla mahdollista kuitenkin vain yksiulotteisesti. Tässä tutkimuksessa käytettiin vuonna 2019 julkaistua HEC-RAS ohjelmistoversiota 5.0.7.

4.2.1. Mallin taustatiedot ja rakentaminen

HEC-RAS-mallin luominen alkaa tarvittavien taustatietojen keräämisellä (kuva 20). Tässä tutkimuksessa toimivan mallin rakentamiseen tarvittiin mallinnettavan alueen geometria sekä mallin kalibrointiin ja validointiin käytettävä aineisto. Geometriaa käytettiin ADCP- ja laserkeilausmittauksista yhdistettyä tutkimusalueen rasterimuotoista geometriaa. Mallin kalibroinnissa käytettiin tutkimusalueen geometrian mittauksen yhteydessä mitattuja vedenpinnan korkeusarvoja ja virtaamia. Mallin validoinnissa käytettiin vuosien 2019 ja 2020 vedenkorkeus- ja virtaamatietoja.



Kuva 18. Vuokaavio mallinnuksen eri vaiheista.

Mallin rakentaminen toteutettiin HEC-RAS-ohjelman karttalisäosalla (RASMapper), johon ladattiin geometria-aineisto. Malli muodostettiin määrittämällä geometrian perusteella uoman keskilinja, reunalinjat ja poikkileikkaukset. Uoman keski- ja reunalinjat määritettiin tutkimusalueen geometrian perusteella ja poikkileikkaukset asetettiin 1–5 metrin välein toisistaan uoman erityispiirteiden mukaisesti. Poikkileikkauksia asetettiin mallissa tiheämmin uoman osuuksille, jossa virtausolosuhteiden oletettiin muuttuvan uoman geometrian muuttumisen vuoksi. Keski- ja reunalinjojen sekä poikkileikkausten syvyystiedot saatiin automaattisesti geometria-aineistosta. Jokaiselle poikkileikkaukselle asetettiin oma uoman pohjaa ja reunaa kuvaava karkeusarvo vastaamaan uoman pohjan ja reunojen oletettua materiaalia. Rakennettu malli kalibroidiin mittausajanjakson virtaamatiedoilla ja kalibrointimallinnuksen aika-askelena käytettiin 10 sekuntia.

Kalibroitimallinnuksesta saatua vedenpinnankorkeustulosta verrattiin todelliseen mittaukseen, jonka perusteella mallin poikkileikkausten karkeusarvoja muokattiin. Poikkileikkausten Manningin karkeusarvoina käytettiin jokiuomassa arvoa 0,03, joka on yleisesti käytetty savipohjaisten ja vähän kasvittuneiden jokien karkeusarvona (Chow 1959; Arcement & Schneider 1989). Uoman reunojen Manningin arvona käytettiin lukua 0,05, joka sopii kuvaamaan korkean kasvillisuuden tulvatasankoja ja jokipenkkoja. Arvoja säädettiin mallin kalibroimisen perusteella. Lopputuloksena malli saatiin kalibroitua vastaamaan aineiston keruupäivänä mitattuja virtaama- ja korkeustietoja. Malli validoitiin todellisilla virtaama- ja vedenkorkeustiedoilla. Mallinnusvaiheessa uoman geometriaan lisättiin erilaisia jäätilanteita vastaamaan tarkasteltavaa jäätilannetta. Stabiilin jääkannen Manningin arvona käytettiin lukua 0,015, joka vastaa jo ikääntyneen ja kuluneen jääkannen karkeusarvoa (HEC-RAS 2016b: 289–290). Jääpatotilanteissa Manningin arvona käytettiin arvoja 0,04–0,1 jääpadon korkeuden mukaan.

Kalibroinnin jälkeen malli oli valmis hyödynnettäväksi erilaisten virtaamatilanteiden mallinnuksessa. Tavoitteena oli mallintaa mahdollisimman monipuolinen ja kattava kokonaisuus erilaisia virtaamatilanteita avouoma-, jääkansi- ja jääpatotilanteessa. Virtaamatietoina hyödynnettiin todellisia virtaamatilanteita Kaukolankosken mittausasemalla vuosilta 2019–2020. Jääkansitilanteessa jääkannen paksuus vaihteli 10–70 senttimetrin välillä ja jääpadon korkeus 50–300 senttimetrin välillä. Jääkansi mallinnettiin kelluvana ja saman paksuisena koko tutkimusalueella. Jääkannen ja jääpadon tiedot perustuivat jääaineistossa olleisiin mittaustietoihin, jonka lisäksi tarkasteluun otettiin ääritilanteita kuten 70 senttimetrin jäänpaksuus ja yli 150 senttimetrin jääpadot.

4.2.2. Mallinnuksen tarkkuus ja virhelähteet

Mallinnuksessa virhelähteiden vaikutus on suuri tutkittavan ilmiön tarkastelussa (Shen 2010: sivut). Merkittävimmät virhelähteet mallinnuksessa ovat epätarkat lähtöaineistot, mittavirheet ja aineiston yksinkertaistukset (Alho ym. 2009b; Flener ym. 2010).

Lähtöaineiston lisäksi mallinnuksen virhelähteet liittyvät usein mallin kalibrointiin ja validointiin. Mallin epätodennukainen kalibrointi ja mallinnustulosten validoimattomuus voivat aiheuttaa merkittäviä virheitä tuloksiin. Yhdistettynä epätarkkaan lähtöaineistoon, mittavirheisiin ja aineiston yksinkertaistuksiin mallin epäonnistunut kalibrointi ja validointi aiheuttavat virhelähteiden kertautumista. Pahimmillaan virhelähteiden kertautuminen aiheuttaa täysin epätodellisia tuloksia. Tässä tutkimuksessa mallin kalibroinnissa ja validoinnissa käytettiin oikeisiin tilanteisiin perustuvia mittaushavaintoja vedenpinnankorkeudesta ja virtaamasta. Mallinnusten tuloksia verrattiin tunnettuihin mittauksiin tutkimusalueelta, jonka perusteella malli validoitiin.

Tarkastelussa ei otettu huomioon jääkannen paksuuden vaihtelua uomassa, vaan sen oletettiin olevan sama koko uomassa. Luonnossa tilanne on kuitenkin usein toinen, sillä jäänpaksuus vaihtelee eri osissa uomaa eri olosuhteiden vaikutuksesta (Kämäri ym. 2017). Jääpadon korkeustietoja on lähes mahdotonta turvallisesti mitata luonnossa, jonka takia mallinnetut tilanteet ovat teoreettisia.

4.3. Sääaineistot ja niiden tarkastelu

Tutkimusalueen sääaineistot ovat Kärkän mittausasemalta, joka sijaitsee Salon keskustan tuntumassa. Sääaineistot ovat Ilmatieteen laitoksen tuottamaa vapaasti saatavilla olevaa aineistoa. Aineisto sisältää päivä- ja kuukausikohtaiset sadanta- ja lämpötilakeskiarvot mittausasemalta sekä hajanaisia lumenpaksuustietoja.

Tutkimusalueen sää- ja jäidenlähtöaineistojen tarkastelu toteutettiin taulukkolaskentaohjelmassa (Excel 2016). Sääaineistosta valittiin tarkasteltavaksi jäidenlähtöaineistoa vastaava ajanjakso 1990–2020. Sääaineistosta tarkasteltiin tutkimusalueen vuosittaisia keskilämpötiloja ja sadesummia, talvi- ja kevätkuukausien keskilämpötiloja ja sadesummia sekä jäidenlähtöä edeltävän viikon ilman lämpötiloja, päivittäistä sademäärää ja lumen syvyyden muutosta. Tutkimusalueen vuosittaisista sekä talvi- ja kevätkuukausien keskilämpötiloista ja sadesummista tarkasteltiin niiden muutosta pitkällä aikavälillä. Tarkastelussa talvikuukausiksi määritettiin joulukuu, tammikuu ja helmikuu ja kevätkuukausiksi maaliskuu ja huhtikuu. Talvikuukaudet valittiin sen oletuksen perusteella, että jääkansi muodostuu näiden kuukausien aikana ja vastaavasti kevätkuukaudet valittiin sen oletuksen perusteella, että jääkansi murtuu näiden kuukausien aikana. Tarkastelussa hyödynnettiin tilastollisina tunnuslukuina keskilukuja ja liukuvaa keskiarvoa. Keskiluvuilla eli keskiarvolla, moodilla ja mediaanilla voidaan kuvata tarkasteltavan aineiston arvojen jakauman keskikohtaa (KvantiMOTV 2003; Tilastokeskus 2020). Keskiarvo jaetaan aritmeettiseen, geometriseen ja harmoniseen keskiarvoon. Tässä tutkimuksessa hyödynnettiin aritmeettista keskiarvoa, joka saadaan laskemalla kaikki havaintoarvot yhteen ja jakamalla niiden summa havaintoarvojen määrällä. Moodi kuvaa havaintoaineiston yleisintä arvoa ja mediaani suuruusjärjestyksessä olevan havaintoaineiston keskimmäistä arvoa. Aritmeettinen keskiarvo on herkkä poikkeavien havaintoarvojen vaikutukselle, jonka vuoksi moodin ja mediaanin tarkastelu nähtiin tarpeelliseksi tämän aineiston tarkastelussa. Lämpötilojen ja sadesummien tarkastelussa esimerkiksi yksittäiset erittäin kylmät tai sateiset ajanjaksot voivat vaikuttaa keskiarvoon merkittävästi. Aikasarja-analyyseissä yleisesti käytettävä liukuva keskiarvo on tilastollinen menetelmä, jonka avulla tasoitetaan aikasarjan satunnaisvaihtelua (Tilastokeskus 2020). Menetelmässä keskiarvo lasketaan havaintopisteestä toiseen, jolloin aikasarjan ensimmäisille arvoille ei voida laskea

liukuvaa keskiarvoa. Tässä tutkimuksessa liukuvan keskiarvon havaintojaksona käytettiin viittä vuotta.

Jäidenlähtöä edeltävien ajanjaksojen tarkastelun perusteella voidaan määritellä jäidenlähdön syy ja jääkannen murtumistapa (Beltaos 2003; Beltaos 2013). Jäidenlähdön tarkastelussa tulee ottaa huomioon sekä tarkasteltavan alueen sadesumma ja keskilämpötila jäidenlähtöä edeltävänä aikana. Jos jäidenlähtöä edeltävinä päivinä sademäärät ovat olleet korkeita ja sadesumma ylitti yli 10 millimetriä neljän päivän aikana, jäidenlähtö määritettiin mekaaniseksi. Vastaavasti jos jäidenlähtöä edeltävänä neljän päivän ajanjakson ilman keskilämpötila oli yli kaksi celsiusastetta, jäidenlähtötapa määritettiin termaaliseksi. Mikäli jäidenlähtöä edeltävänä ajanjakson aikana sekä sademäärät että keskilämpötilat olivat korkeita, jäidenlähtötapa määritettiin termaalisen ja mekaanisen jäänmurtumisen yhdistelmäksi. Termaalisen jäidenlähdön rajaksi määritetty kahden celsiusasteen keskilämpötila määritettiin sen perusteella, että tällöin voidaan olettaa lämmön vaikuttavan lumen ja jään sulamiseen sekä veden lämpötilaan uomassa koko päivän ajan (Hicks ym. 2008: 70–71). Yli 10 millimetrin vesisadesumman oletettiin kasvattavan valuntaa siten, että vedenpinnankorkeus uomassa nousee merkittävästi. Yli 5 millimetrin vesisadesumman oletettiin nostavan vedenpinnankorkeutta, siten että yhteisvaikutus keskilämpötilan nousun kanssa vaikuttaa jäänmurtumiseen. Tarkastelussa ei huomioitu jäidenlähtöpäivän virtaamaa, sillä virtaaman muutokseen vaikuttavat kokonaisvaluman muutokset. Valuman kasvu voi olla seurausta joko sadannasta tai lumen sulamisesta, jolloin tarkkaa rajausta mekaanisen ja termaalisen lähtötavan välille on vaikea tehdä. Sääaineistosta puuttui vuosien 2007–2013 päivittäinen sademäärä, jonka vuoksi jäidenlähtötapaa ei kyseisille vuosille määritetty. Kyseinen ajanjakso jätettiin huomioimatta myös keskilukujen tarkastelussa.

5. Tulokset

Tulosten tarkastelu on jaoteltu kolmeen osaan: mallinnettujen virtaamatilanteiden vertailu avouoma- ja jääkansitilanteessa, jääpatotilanteiden tarkastelu sekä lämpötilan ja sadannan tarkastelu yhdessä jäidenlähdön kanssa. Mallinuksissa tarkasteltiin seuraavia virtaamatilanteita 5 m³/s, 30 m³/s, 50 m³/s, 80 m³/s, 90 m³/s ja 120 m³/s. Näistä kaksi ensimmäistä toistuvat vuosittain ja 50 m³/s on mekaanisen jäidenlähdön raja. 80 m³/s virtaama toistuu kerran viidessä vuodessa, 90 m³/s kerran kymmenessä vuodessa ja 120 m³/s kerran viidessäkymmenessä vuodessa (SYKE 2019). Mallinuksen tuloksia tarkasteltiin kolmessa poikkileikkauksessa, jotka edustivat uoman eri osia: uoma ennen jäänpidätysrakenteita (PL A), jäänpidätysrakenteet (PL B) ja uoma jäänpidätysrakenteiden jälkeen (PL C) (kuva 21). Mallinnetut virtaamatilanteet perustuivat todellisiin virtaamatilanteisiin tutkimusalueella, joiden huippuvirtaamien kesto vaihteli muutamasta tunnista päiviin. Tästä johtuen pitkäkestoisia korkean virtaaman tilanteita ei tarkasteltu ja tulosten tarkasteluun valittiin virtaamahuiput.



Kuva 19. Tutkimustuloksissa tarkasteltavien poikkileikkausten sijainti Yyrönkoskella. Taustakartta: Maanmittauslaitos 2020b.

5.1. Mallinnetut virtaamatilanteet avouomassa ja jääkannen aikana

Avouoma- ja jääkansitilanteiden tarkasteluja toteutettiin useille eri virtaama- ja jääkansitilanteille. Avouomatilanteiden tarkasteluun valittiin seuraavat virtaamatilanteet: 5 m³/s, 30 m³/s, 50 m³/s, 80 m³/s, 90 m³/s ja 120 m³/s. Jääkannen paksuudeksi valittiin 10, 20, 30, 50 ja 70 senttimetriä. Näistä neljä ensimmäistä perustuvat jääaineiston mittaustuloksiin ja 70 senttimetriä aiemmissa tutkimuksissa käytettyyn ääriarvoon (VARELY 2015). Jääkansitilanne mallinnettiin virtaamille 5 m³/s, 30 m³/s, 50 m³/s. Yli 50 m³/s virtaama on määritetty jäidenlähdön rajaksi Uskelanjoella, jonka vuoksi jääkansitilanteita ei määritetty suuremmille virtaamille Avouoma- ja jääkansitilanteen erojen tarkasteluun valittiin muuttujiksi pinnankorkeus, virtausnopeus ja leikkausjännitys.

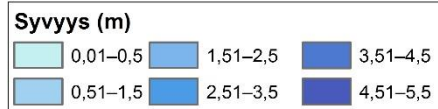
5.1.1. Virtausolosuhteet avouomassa ja jääkannen alla

Verratessa avouoma- ja jääkansitilannetta pinnankorkeus uomassa kasvaa jääkannen muodostumisen myötä uomassa kaikilla mallinnetuilla virtaamilla (taulukko 2). Virtausnopeus pysyy samana tai laskee hieman jääkannen vaikutuksesta kaikissa poikkileikkauksissa. Nopeimmat virtausnopeudet kaikilla virtaamatilanteilla kaikilla poikkileikkauksilla on avouomassa ja hitaimmat 70 senttimetrin jääkansitilanteessa. Vastaavasti leikkausjännitys on suurin avouomatilanteessa ja laskee jääkannen muodostumisen vuoksi. Jääkannen muodostumisen jälkeen leikkausjännitys ei juurikaan muutu jääkannen paksuuden kasvaessa. Verratessa poikkileikkauksia keskenään virtausnopeudet ovat nopeimpia poikkileikkauksessa B ja hitaimpia poikkileikkauksessa A. Virtaamatilanteissa 5 m³/s ja 30 m³/s leikkausjännitys on suurin poikkileikkauksessa B, mutta virtaamatilanteessa 50 m³/s leikkausjännitykset ovat lähes yhtä suuria poikkileikkauksissa B ja C. Leikkausjännitys on pienin kaikilla virtaamatilanteilla poikkileikkauksessa A.

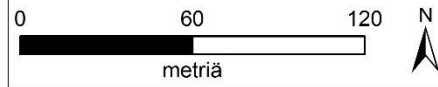
Taulukko 2. Eri virtaama-, avouoma- ja jääkansitilanteiden mallinnustulokset.

Virtaama (m ³ /s)	Jään paksuus (m)	Pinnankorkeus uomassa (m)			Virtausnopeus uomassa (m/s)			Leikkausjännitys uomassa (N/m ²)		
		PL A	PL B	PL C	PL A	PL B	PL C	PL A	PL B	PL C
5	0	18,26	18,26	18,26	0,04	0,1	0,08	0,01	0,09	0,07
5	0,1	18,39	18,39	18,39	0,04	0,1	0,08	0,01	0,06	0,04
5	0,2	18,47	18,47	18,47	0,04	0,1	0,08	0,01	0,06	0,04
5	0,3	18,56	18,56	18,56	0,04	0,1	0,08	0,01	0,06	0,05
5	0,5	18,73	18,73	18,73	0,04	0,1	0,08	0,01	0,06	0,05
5	0,7	18,91	18,91	18,91	0,04	0,1	0,08	0,01	0,06	0,05
30	0	19,02	19,01	19,01	0,2	0,38	0,34	0,21	1,13	1,1
30	0,1	19,2	19,19	19,19	0,2	0,37	0,33	0,15	0,72	0,68
30	0,2	19,28	19,28	19,28	0,2	0,36	0,33	0,15	0,71	0,68
30	0,3	19,37	19,37	19,37	0,2	0,36	0,33	0,15	0,71	0,68
30	0,5	19,54	19,53	19,53	0,2	0,36	0,33	0,15	0,71	0,68
30	0,7	19,7	19,69	19,69	0,2	0,36	0,33	0,14	0,7	0,68
50	0	19,36	19,35	19,35	0,3	0,52	0,47	0,45	2	2,04
50	0,1	19,55	19,54	19,54	0,29	0,49	0,46	0,31	1,25	1,25
50	0,2	19,63	19,62	19,62	0,29	0,49	0,46	0,31	1,25	1,25
50	0,3	19,71	19,7	19,7	0,29	0,49	0,46	0,3	1,24	1,25
50	0,5	19,87	19,87	19,86	0,29	0,49	0,46	0,3	1,24	1,25
50	0,7	20,03	20,03	20,02	0,28	0,48	0,45	0,29	1,21	1,24
80	0	19,89	19,87	19,87	0,47	0,74	0,7	1,09	3,87	4,24
90	0	19,97	19,95	19,95	0,5	0,77	0,74	1,21	4,18	4,63
120	0	20,36	20,34	20,33	0,64	0,91	0,89	1,92	5,61	6,62

Verratessa kaikkia avouomatilanteita keskenään vedenpinnankorkeus, virtausnopeus ja leikkausjännitys kasvavat virtaaman kasvaessa. Avouomatilanteessa virtaamalla 5 m³/s ja 30 m³/s virtausnopeus ja leikkausjännitys ovat suurimmat poikkileikkauksessa B. Virtaamalla 50 m³/s, 80 m³/s, 90 m³/s ja 120 m³/s virtausnopeus ja leikkausjännitys ovat suurimmat poikkileikkauksessa C. Virtaaman kasvaessa erot poikkileikkausten välillä virtausnopeuksissa ja leikkausjännityksissä kasvavat suuremmiksi. Pinnankorkeuden kasvun myötä poikkileikkausten pinta-alat kasvavat ja tutkimusalueella vedenpeittämä pinta-ala kasvaa. Vedenpeittämä pinta-ala on 5 m³/s virtaamalla noin 4800 m² (kuva 22). Vedenpeittämä pinta-ala kasvaa virtaaman ja jääkannen paksuuden kasvun myötä.



Virtaama/Q (m ³ /s)	Jäänpadon huippukorkeus (cm)	Tulva- alueen pinta- ala (m ²)
5	0	4802
30	20	6296
30	50	6940
50	20	7126
50	50	7534



Kuva 20. Veden peittämän alan vertailu virtaama- ja jääkansitilanteen muuttuessa. Taustakartta: Maanmittauslaitos 2020b.

5.1.2. Sedimentin liikkeellelähtö jääkannen alla

Berenbrock & Tranmer (2008) on määrittänyt eri sedimenttilajien kriittisen leikkausjännityksen eli liikkeellelähtörajan 20 asteisessa vedessä perustuen Julienin (1998) tutkimukseen (taulukko 3). Tässä tarkastelussa sedimenttilajien kriittinen leikkausjännitys 20 asteisessa vedessä muunnettiin leikkausjännityksen laskukaavan avulla vastaamaan 5 asteisen veden tilannetta. Leikkausjännityksen laskukaavan tekijöistä vain veden tiheys muuttuu veden lämpötilan muuttuessa (Ettema & Kempema 2012: 526). Berenbrock & Tranmerin (2008) määritelmä raekoon liikkeellelähtöön vaikuttavaan kriittiseen leikkausjännitysarvoon on yhtenevä myös Williamsin (1983) tutkimukseen (kuva 9). Avouomatilanteessa 5 m³/s virtaamatilanteella leikkausjännityksen voimakkuus riittää enintään karkean siltin liikuttamiseen ja jääkansitilanteissa leikkausjännityksen laskun myötä enintään hienon siltin liikuttamiseen. 30 m³/s virtaamatilanteella avouomassa leikkausjännityksen voimakkuus saa liikkeelle enintään hyvin karkeaa hiekkaa ja jääkansitilanteessa keskisilttiä. 50 m³/s tilanteessa avouomassa leikkausjännityksen voimakkuus liikuttaa enintään hyvin hienoa soraa ja jääkansitilanteessa enintään hyvin hienoa hiekkaa. 80 m³/s ja 90 m³/s virtaamalla avouomatilanteessa uoman leikkausjännityksen perusteella liikkuu enintään hieno sora ja 120 m³/s avouomatilanteessa enintään keskisora. Virtaaman kasvaessa avouomassa liikkuvan sedimenttiaineksen raekoko kasvaa, mutta jääkansitilanteessa leikkausjännityksen voimakkuuden laskun takia samalla virtaamatilanteella liikkuu raekooltaan pienempi sedimenttipartikkeli.

Taulukko 3. Eri sedimenttilajien kriittinen leikkausjännitys 5 celsiusasteen vedessä sedimenttipartikkelin liikkeen määrittelyyn (Julien 1998, Berenbrock & Tranmer 2008: 43, mukailten).

Sedimenttilaji	Halkaisija (mm)	Kriittinen leikkausjännitys (N/m ²)
Karkea kivi (<i>Coarse cobble</i>)	128–256	112,2–223,4
Hieno kivi (<i>Fine cobble</i>)	64–128	53,9–112,2
Hyvin karkea sora (<i>Very coarse gravel</i>)	32–64	25,9–53,9
Karkea sora (<i>Coarse gravel</i>)	16–32	12,2–25,9
Keskisora (<i>Medium gravel</i>)	8–16	5,7–12,2
Hieno sora (<i>Fine gravel</i>)	4–8	2,7–5,7
Hyvin hieno sora (<i>Very fine gravel</i>)	2–4	1,3–2,7
Hyvin karkea hiekka (<i>Very coarse sand</i>)	1–2	0,47–1,3
Karkea hiekka (<i>Coarse sand</i>)	0,5–1	0,27–0,47
Keskihiekka (<i>Medium sand</i>)	0,25–0,5	0,194–0,27
Hieno hiekka (<i>Fine sand</i>)	0,125–0,25	0,145–0,194
Hyvin hieno hiekka (<i>Very fine sand</i>)	0,0625–0,125	0,011–0,145
Karkea siltti (<i>Coarse silt</i>)	0,0310–0,0625	0,0828–0,011
Keskisiltti (<i>Medium silt</i>)	0,0156–0,0310	0,0631–0,0828
Hieno siltti (<i>Fine silt</i>)	0,0078–0,0156	0,0379–0,0631

5.2. Mallinnetut virtaamatilanteet jääpadon aikana

Jääpatotilanteiden tarkasteluun valittiin seuraavat virtaamatilanteet: 30 m³/s, 50 m³/s, 80 m³/s, 90 m³/s ja 120 m³/s. Virtaamatilanteet 80 m³/s, 90 m³/s ja 120 m³/s vastaavat tilanteita jäidenlähdön jälkeen, jolloin virtaama kasvaa sateen tai sulamisvesien vuoksi. Virtaamatilanne 50 m³/s vastaa tilannetta, jolloin jäät lähtevät ja jääpatojen kasautuminen on mahdollista. Virtaamatilanne 30 m³/s vastaa tilannetta, jolloin virtaama on laskenut jäidenlähdön jälkeen ja jääpato on jäänyt paikoilleen hajoamatta. Mallinuksissa jääpatojen enimmäiskorkeuksiksi asetettiin 50, 70, 100, 150, 200 ja 300 senttimetriä ja jääpadon pituudeksi 20 metriä. 50, 70, 100 ja 150 senttimetrin jääpatojen oletettiin olevan kooltaan tyypillisiä jääpatoja Uskelanjoella ja 200 sekä 300 senttimetrin jääpatojen harvinaisia. Oletukset perustuivat aiempiin tarkasteluihin ja jääaineistoihin (VARELY 2015). Mallinnettujen tilanteiden tuloksia tarkasteltiin poikkileikkauksissa A, B ja C. Jääpadon enimmäiskorkeus asetettiin mallinuksissa jäänpidätysrakenteiden eteen poikkileikkaukseen B eli jääpadon kärkeen. Jäänpidätysrakenteista kohti yläjuoksua jääpadon enimmäiskorkeus laskee ollen 20 metrin päässä jääpadon hännässä enää 10 senttimetriä. Mallinuksissa poikkileikkauksissa A ja C ei ollut jääkantta. Poikkileikkaus A sijaitsi jääpadon alajuoksun puolella ja poikkileikkaus C välittömästi jääpadon hännän yläpuolella.

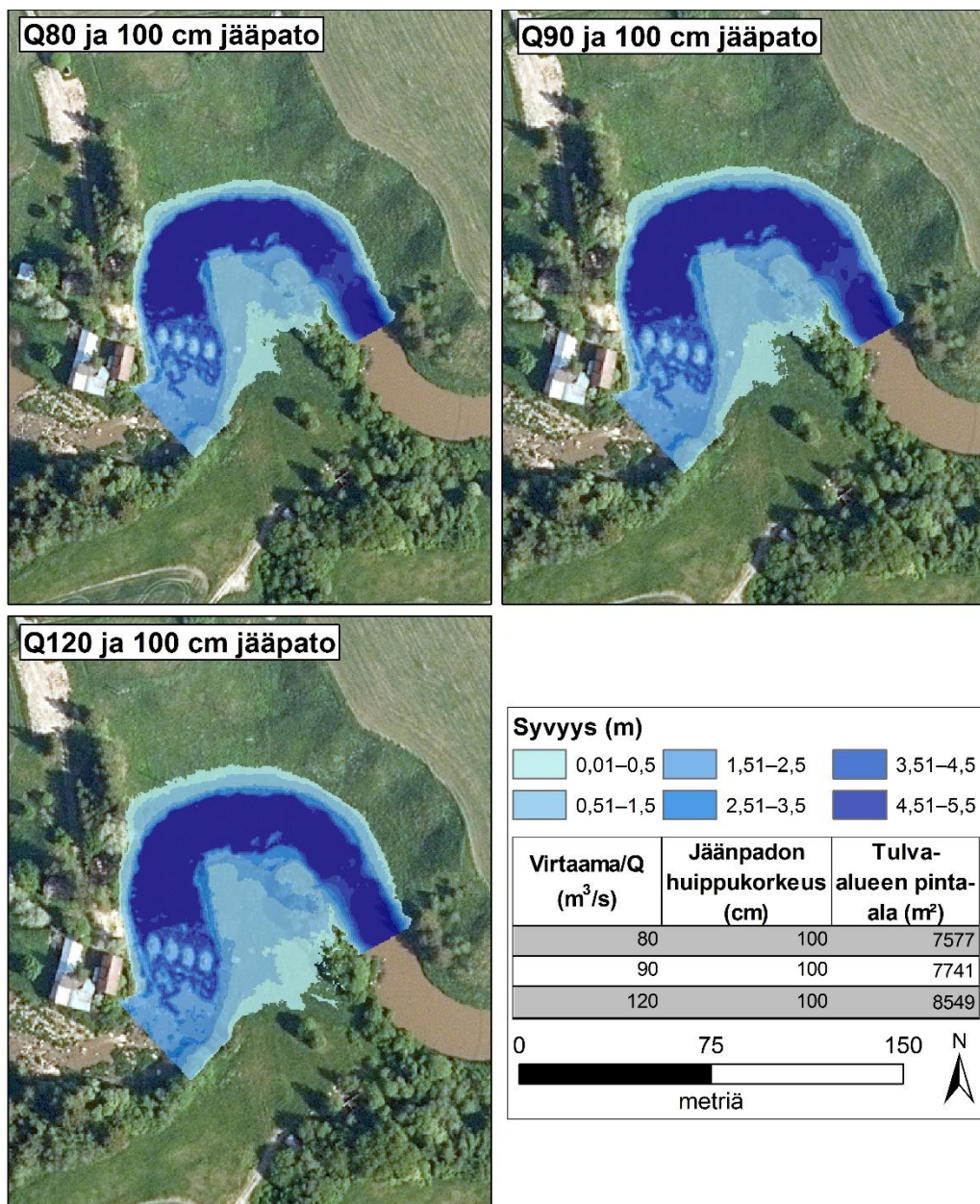
5.2.1. Virtausolosuhteet jääpatotilanteessa

Jääpatotilanteiden tarkasteluun valittiin muuttujiksi pinnankorkeus, virtausnopeus, leikkausjännitys ja jääpadon huippukorkeus (taulukko 3).

Taulukko 4. Virtaama- ja jääpatotilanteiden mallinnustulokset pinnankorkeudesta, virtausnopeudesta ja leikkausjännityksestä uomassa.

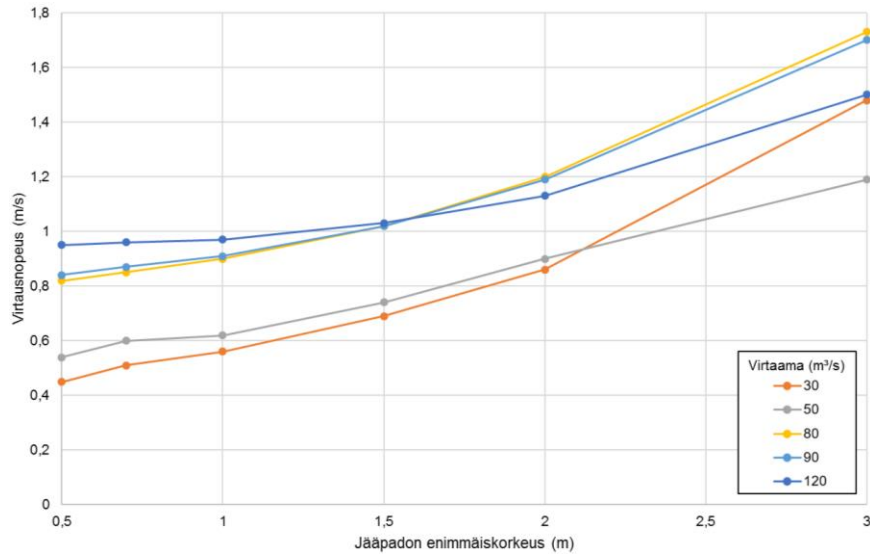
Virtaama (m ³ /s)	Jääpadon enimmäis- korkeus (m)	Pinnankorkeus uomassa (m)			Virtausnopeus uomassa (m/s)			Leikkausjännitys uomassa (N/m ²)		
		PL A	PL B	PL C	PL A	PL B	PL C	PL A	PL B	PL C
30	0,5	19,01	19,00	19,00	0,20	0,45	0,34	0,20	3,65	1,06
30	0,7	19,01	19,00	19,00	0,20	0,51	0,34	0,20	6,37	1,06
30	1,0	19,02	19,00	19,00	0,20	0,56	0,34	0,20	11,92	1,06
30	1,5	19,03	18,99	19,00	0,20	0,69	0,34	0,20	22,85	1,06
30	2,0	19,06	18,99	19,00	0,20	0,86	0,34	0,20	37,47	1,06
30	3,0	19,19	18,87	19,00	0,19	1,48	0,34	0,19	154,43	1,06
50	0,5	19,55	19,54	19,54	0,29	0,54	0,45	0,41	4,93	1,77
50	0,7	19,55	19,54	19,54	0,29	0,60	0,45	0,41	7,84	1,77
50	1,0	19,55	19,54	19,54	0,29	0,62	0,45	0,42	14,01	1,77
50	1,5	19,55	19,54	19,54	0,29	0,74	0,45	0,42	25,74	1,77
50	2,0	19,55	19,54	19,54	0,29	0,90	0,45	0,41	38,82	1,77
50	3,0	19,55	19,54	19,54	0,29	1,19	0,45	0,41	88,99	1,77
80	0,5	19,89	19,87	19,87	0,47	0,82	0,70	1,08	10,60	4,24
80	0,7	19,90	19,87	19,87	0,47	0,85	0,70	1,08	15,29	4,24
80	1,0	19,91	19,87	19,87	0,47	0,90	0,70	1,08	27,60	4,24
80	1,5	19,94	19,87	19,87	0,47	1,02	0,70	1,06	46,41	4,24
80	2,0	19,98	19,87	19,87	0,46	1,20	0,70	1,04	68,05	4,24
80	3,0	20,05	19,71	19,87	0,46	1,73	0,70	1,01	184,83	4,24
90	0,5	19,98	19,95	19,95	0,50	0,84	0,74	1,21	11,19	4,63
90	0,7	19,98	19,95	19,95	0,50	0,87	0,74	1,21	16,00	4,63
90	1,0	19,99	19,95	19,95	0,50	0,91	0,74	1,20	28,38	4,63
90	1,5	20,02	19,95	19,95	0,50	1,02	0,74	1,19	46,49	4,63
90	2,0	20,06	19,95	19,95	0,49	1,19	0,74	1,17	66,46	4,63
90	3,0	20,12	19,80	19,95	0,49	1,70	0,74	1,14	175,91	4,63
120	0,5	20,37	20,34	20,33	0,63	0,95	0,89	1,91	13,52	6,62
120	0,7	20,37	20,34	20,33	0,63	0,96	0,89	1,91	18,51	6,62
120	1,0	20,38	20,34	20,33	0,63	0,97	0,89	1,90	30,33	6,62
120	1,5	20,40	20,33	20,33	0,63	1,03	0,89	1,89	44,49	6,62
120	2,0	20,42	20,33	20,33	0,63	1,13	0,89	1,86	56,93	6,62
120	3,0	20,46	20,22	20,33	0,62	1,50	0,89	1,84	130,41	6,62

Poikkileikkauksessa A pinnankorkeus nousee aina virtaaman ja jääpadon korkeuden kasvaessa. Poikkileikkauksessa C pinnankorkeus nousee aina virtaaman kasvaessa, mutta ei jääpadon korkeuden kasvaessa. Poikkileikkauksessa B pinnankorkeus kasvaa aina virtaaman kasvaessa, mutta ei jääpadon korkeuden kasvaessa. Virtaaman ollessa sama, mutta jääpadon korkeus eri, pinnankorkeus on poikkileikkauksessa B käytännössä sama verrattuna vastaavan virtaamatilanteen muihin jääpatotilanteisiin. Poikkeuksena mallinnetut tilanteet kolmen metrin jääpadolla, jolloin pinnankorkeus on alempi kuin saman virtaamatilanteen muilla mallinnoilla. Vedenpinnan nousu jäänpidätysrakenteiden yläpuolella virtaaman kasvun ja jääpadon vaikutuksesta nostaa tutkimusalueelle tulvan. Tulvan laajuus vaihtelee virtaaman ja jääpadon korkeuden myötä ollen laajimmillaan 120 m³/s virtaamatilanteilla (kuva 23).



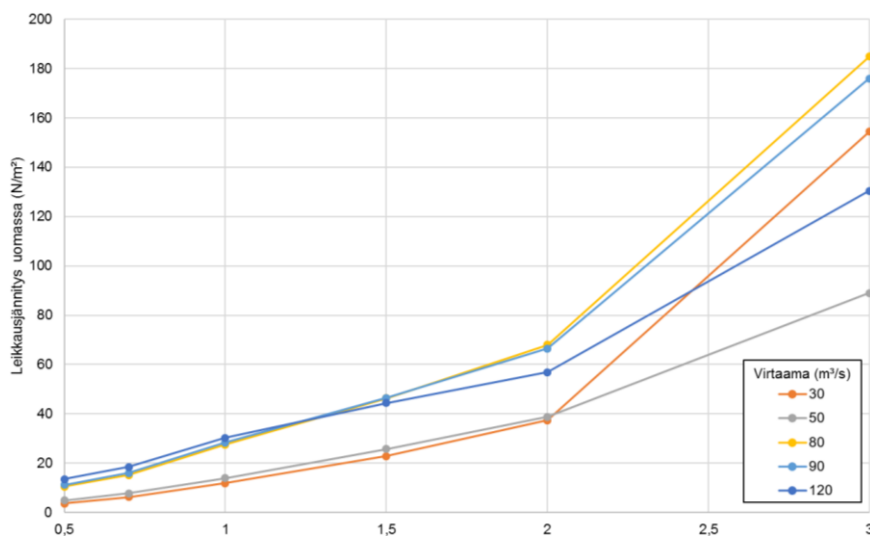
Kuva 21. Tulva-alueen alan muutos virtaaman kasvaessa. Jääpadon huippukorkeus on kaikissa tilanteissa 100 senttimetriä. Taustakartta: Maanmittauslaitos 2020b.

Poikkileikkauksissa A ja C virtausnopeus kasvaa virtaaman kasvaessa, mutta ei jääpadon korkeuden kasvaessa. Poikkileikkauksessa B virtausnopeus kasvaa virtaaman ja jääpadon korkeuden kasvaessa kaikilla virtaamatilanteilla (kuva 24). Virtausnopeudet ovat suurimpia 80 m³/s ja 90 m³/s virtaamilla, mutta suurin virtausnopeuden muutos on 30 m³/s virtaamalla, kun jääpadon enimmäiskorkeus kasvaa yli 2 metrin.



Kuva 22. Virtausnopeuden ja jääpadon enimmäiskorkeuden vertailu eri virtaamatilanteissa poikkileikkauksessa B.

Leikkausjännitys saa eri virtaama- ja jääpatotilanteissa suurimmat arvot poikkileikkauksessa B ja pienimmät poikkileikkauksessa A. Poikkileikkauksessa B leikkausjännitys on suurin kolmen metrin jääpatotilanteessa kaikilla virtaamatilanteilla (kuva 25). Leikkausjännityksen voimakkuudet ovat suurimpia 80 m³/s ja 90 m³/s virtaamilla, mutta suurin leikkausjännityksen voimakkuuden muutos on 30 m³/s virtaamalla, kun jääpadon enimmäiskorkeus kasvaa yli 2 metrin.



Kuva 23. Leikkausjännityksen ja jääpadon enimmäiskorkeuden vertailu eri virtaamatilanteissa poikkileikkauksessa B.

Tarkasteltaessa 80 m³/s, 90 m³/s ja 120 m³/s virtaamatilanteilla jääpadon aiheuttamaa uoman märkäpiirin pituuden muutosta huomataan poikkileikkauksen märkäpiirin pituuden kasvavan jääpadon muodostumisen myötä poikkileikkauksessa A ja pituuden lyhenevän poikkileikkauksessa B (taulukko 5). Poikkileikkauksen B märkäpiirin pituus sisältää jääkannen. Jääpadon muodostuminen ei vaikuta poikkileikkauksen C märkäpiiriin. Poikkileikkauksen märkäpiirin muutoksella on yhteys myös uoman pinnankorkeuteen, sillä pinnankorkeuden kasvaessa poikkileikkauksen märkäpiirin pitenee ja pinnankorkeuden laskiessa se lyhenee

Taulukko 5. Uoman pinnankorkeus ja poikkileikkausten märkäpiirin pituudet mallinnetuilla 80 m³/s, 90 m³/s ja 120 m³/s virtaama- ja jääpatotilanteilla.

Virtaama (m ³ /s)	Jääpadon enimmäiskorkeus (m)	Pinnankorkeus uomassa (m)			Poikkileikkauksen märkäpiiri (m)		
		PL A	PL B	PL C	PL A	PL B	PL C
80	0,5	19,89	19,87	19,87	74,67	115,15	60,13
80	0,7	19,90	19,87	19,87	74,75	115,12	60,13
80	1,0	19,91	19,87	19,87	74,92	114,95	60,13
80	1,5	19,94	19,87	19,87	75,3	114,57	60,13
80	2,0	19,98	19,87	19,87	75,86	103,93	60,13
80	3,0	20,05	19,71	19,87	76,76	103,93	60,13
90	0,5	19,98	19,95	19,95	75,81	119,85	61,22
90	0,7	19,98	19,95	19,95	75,89	119,78	61,22
90	1,0	19,99	19,95	19,95	76,05	119,49	61,22
90	1,5	20,02	19,95	19,95	76,41	118,85	61,22
90	2,0	20,06	19,95	19,95	76,95	110,56	61,22
90	3,0	20,12	19,80	19,95	77,58	110,56	61,22
120	0,5	20,37	20,34	20,33	91,63	132,94	66,58
120	0,7	20,37	20,34	20,33	92,02	132,94	66,58
120	1,0	20,38	20,34	20,33	92,66	132,86	66,58
120	1,5	20,40	20,33	20,33	93,01	132,36	66,58
120	2,0	20,42	20,33	20,33	95,57	131,59	66,58
120	3,0	20,46	20,22	20,33	100,22	131,59	66,58

5.2.2. Sedimentin liikkeellelähtö jääpatotilanteessa

Berenbrock & Tramerin (2008) tutkimuksessa halkaisijaltaan suurin tarkasteltu sedimenttilaji on karkea kivi (taulukko 6). Tutkimuksessa halkaisijaltaan suurimmille 256 mm karkeille kiville määritetty kriittinen leikkausjännitys on 223,4 N/m². Tämän perusteella voidaan todeta, että poikkileikkauksessa B oleva kiviverhous ei liiku jääpadon aiheuttaman leikkausjännityksen kasvun myötä, sillä kiviverhouksen materiaalin halkaisija on suurempi ja mallinnettujen jääpatojen alainen leikkausjännitys on enimmillään 184,8 N/m². Kutusoraa vastaaville karkealle ja hyvin karkealle soralle, joiden halkaisija on välillä 16–64 mm kriittinen leikkausjännitys on 12,2–53,9 N/m². Jäänpidätysrakenteiden jälkeen poikkileikkauksessa C leikkausjännitys on

suurimmillaan $6,6 \text{ N/m}^2$, joten kutusora ei liiku poikkileikkauksessa millään mallinnetulla virtaama- ja jääpatotilanteella. Hjulströmin diagrammiin (kuva 8) perustuvassa tarkastelussa poikkileikkauksen B jääpatojen alainen virtausnopeus, joka on alle 2 m/s , ei riitä kiviverhouksen ainesten liikuttamiseen, sillä yli 400 mm raekoko vaatii suuremman virtausnopeuden liikkeellelähtöön ja kuljetukseen. Kutusoran pienin 16 mm raekoko vaatii kulumiseen ja kuljetukseen vähintään 1 m/s virtausnopeuden. Poikkileikkauksen C virtausnopeudet ovat hitaampia kuin 1 m/s , joten kutusora ei liiku uomassa jääpatotilanteessa myöskään virtausnopeuden perusteella.

5.3. Lämpötilan ja sadannan muutokset sekä jäidenlähdön ajankohta tutkimusalueella vuosina 1990–2020

Uskelanjoen jäidenlähdön ajankohtaa on tilastoitu kevästä 1990 alkaen nykypäivään asti (taulukko 6). Tänä ajanjaksona yleisin jäidenlähdön ajankohta eli moodi on ollut vuoden 94. päivä eli 4. huhtikuuta. Jäidenlähdön ajankohdan mediaani on ollut vuoden 92. päivä eli 1. tai 2. huhtikuuta, kun taas keskiarvo vuoden 86. päivä eli 25. tai 26. maaliskuuta. Mediaanin ja keskiarvon tarkastelussa otettiin huomioon karkausvuosien vaikutus ajankohtaan. Tarkastelussa ei huomioitu keväitä 2003, 2004 ja 2020 jolloin jäidenlähdön ajankohtaa ei ole tilastoitu tai pysyvää jääkantta ei talven aikana ole muodostunut. Tarkastellulla ajanjaksolla jäidenlähtö Uskelanjoella tapahtui siis yleisimmin maaliskuun viimeisen viikon ja huhtikuun ensimmäisen viikon aikana. Poikkeuksellisen aikaisin jäät lähtivät Uskelanjoella keväinä 1990 ja 2000, jolloin jäidenlähtö tapahtui jo helmikuussa. Poikkeuksellisen myöhäisenä jäidenlähtöajankohtana voidaan pitää keväitä 1996, 1998 ja 2013, jolloin jäät lähtivät vasta huhtikuun puolivälin jälkeen.

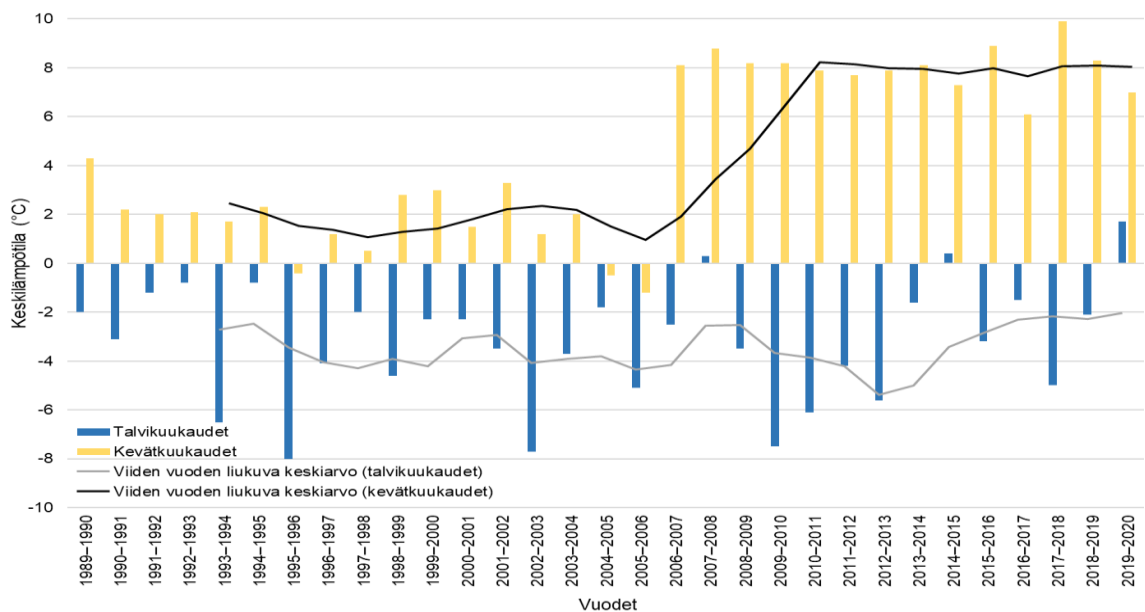
Taulukko 6. Salon Kärkän mittausaseman keskilämpötila ja sadesumma sekä jäidenlähden ajankohta Uskelanjoella 1989–2020.

Vuosi	Keskilämpötila (°C)		Sadesumma (mm)		Jäidenlähden ajankohta	
	Talvikuukaudet	Kevätkuukaudet	Talvikuukaudet	Kevätkuukaudet	Päivämäärä	Päiväluku
1989–1990	-2	4,3	84	44	5.2.1990	36
1990–1991	-3,1	2,2	64	27	3.4.1991	93
1991–1992	-1,2	2	48	57	20.3.1992	80
1992–1993	-0,8	2,1	46	34	4.4.1993	94
1993–1994	-6,5	1,7	50	68	2.4.1994	92
1994–1995	-0,8	2,3	83	41	10.3.1995	69
1995–1996	-8	-0,4	20	27	20.4.1996	111
1996–1997	-4,1	1,2	43	33	4.4.1997	94
1997–1998	-2	0,5	51	24	19.4.1998	109
1998–1999	-4,6	2,8	59	35	8.4.1999	98
1999–2000	-2,3	3	62	38	28.2.2000	59
2000–2001	-2,3	1,5	40	35	8.4.2001	98
2001–2002	-3,5	3,3	24	16	30.3.2002	89
2002–2003	-7,7	1,2	1	15	ei tietoa	ei tietoa
2003–2004	-3,7	2	50	23	ei tietoa	ei tietoa
2004–2005	-1,8	-0,5	69	5	7.4.2005	97
2005–2006	-5,1	-1,2	22	30	13.4.2006	103
2006–2007	-2,5	8,1	ei tietoa	ei tietoa	24.3.2007	83
2007–2008	0,3	8,8	ei tietoa	ei tietoa	31.3.2008	91
2008–2009	-3,5	8,2	ei tietoa	ei tietoa	4.4.2009	94
2009–2010	-7,5	8,2	ei tietoa	ei tietoa	2.4.2010	92
2010–2011	-6,1	7,9	ei tietoa	ei tietoa	8.4.2011	98
2011–2012	-4,2	7,7	ei tietoa	ei tietoa	27.3.2012	86
2012–2013	-5,6	7,9	ei tietoa	ei tietoa	16.4.2013	106
2013–2014	-1,6	8,1	26	24	23.3.2014	82
2014–2015	0,4	7,3	42	51	21.2.2015	52
2015–2016	-3,2	8,9	39	40	9.2.2016	40
2016–2017	-1,5	6,1	27	23	26.3.2017	85
2017–2018	-5	9,9	27	28	10.4.2018	100
2018–2019	-2,1	8,3	49	26	20.3.2019	79
2019–2020	1,7	7	76	42	ei jääkantta	ei jääkantta
keskiarvo	-3,2	4,5	46	33	25./26.3.	86
moodi	-2	2	50	35	4.4.	94
mediaani	-3,1	3,3	47	31	1./2.4.	92

Tarkastellulla ajanjaksolla talvikuukausien keskilämpötilojen keskiarvo oli -3,2 °C, moodi -2 °C ja mediaani -3,1 °C. Kylmin talvikuukausien ajanjakso oli 1995–1996, jolloin tarkasteltujen talvikuukausien keskilämpötila oli -8,0 °C. Lämpimin talvikuukausien ajanjakso oli talvi 2019–2020, jolloin keskilämpötila oli +1,7 °C. Talvikuukausien sadesumman keskiarvo oli 46 mm, moodi 50 mm ja mediaani 47 mm. Tarkastelluista ajanjaksoista sateisin oli talvi 1989–1990 ja kuivin talvi 2002–2003.

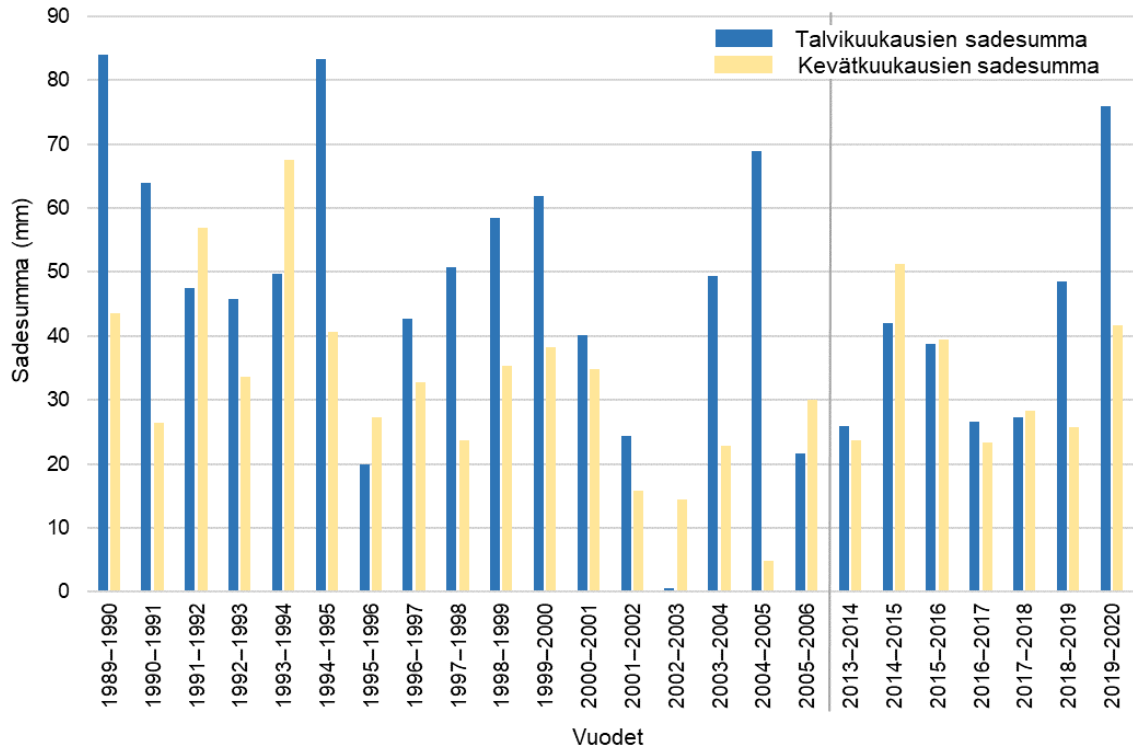
Tarkastellulla ajanjaksolla kevätkuukausien keskilämpötilojen keskiarvo oli +4,5 °C, moodi +2 °C ja mediaani +3,3 °C. Kylmin kevätkuukausien ajanjakso oli keväällä 2006, jolloin keskilämpötila oli -1,2 °C. Vastaavasti lämpimin kevätkuukausien ajanjakso oli keväällä 2018, jolloin tarkastellun ajanjakson keskilämpötila oli +9,9 °C. Kevätkuukausien sadesumman keskiarvo oli 33 mm, moodi 35 mm ja mediaani 31 mm. Tarkastelluista ajanjaksoista sateisin oli kevät 1994 ja kuivin kevät 2005.

Kevään 2006 jälkeen tarkasteltujen kevätkuukausien keskilämpötila ei ole kertaakaan laskenut alle kuuden celsiusasteen (kuva 26). Kevätkuukausien keskilämpötiloissa on tapahtunut selkeä nousu keväällä 2007, jonka jälkeen kevätkuukausien keskilämpötilat ovat pysyneet korkeina nykyhetken asti. Kevätkuukausien keskilämpötila on noussut noin seitsemän celsiusastetta verrattaessa kevään 2006 ja 2020 liukuvia keskiarvoja. Talvien keskilämpötiloissa ei ole yhtä selkeää muutosta tarkasteltavalla ajanjaksolla kuin kevätkuukausien keskilämpötiloissa. Liukuvan keskiarvon tarkastelusta voidaan kuitenkin todeta, että talvikuukausien keskilämpötilat ovat talvesta 2012–2013 alkaen olleet leudompina kuin aiemmin ja keskilämpötilassa on nouseva trendi. Tarkastellun aikajakson aikana talvien keskilämpötila oli nollan yläpuolella kolme kertaa: talvina 2007–2008, 2014–2015 ja 2019–2020. Tarkastellun aikajakson aikana keväiden keskilämpötila oli nollan alapuolella myös kolme kertaa: keväinä 1996, 2005 ja 2006.



Kuva 24. Talvi- ja kevätkuukausien keskilämpötilat Salon Kärkän mittausasemalla ja viiden vuoden liukuva keskiarvo lämpötilojen muutoksesta.

Talvi- ja kevätkuukausien sadannassa tarkasteltiin saatavilla olleita talvien 1989–2006 ja 2013–2020 sekä keväiden 1990–2006 ja 2014–2020 sadesummaa Salon Kärkän mittausasemalta (kuva 27). Tarkastelluilla ajanjaksoilla ei ollut huomattavissa selkeitä muutoksia sadannassa johtuen aineiston puutteellisuudesta. Talvi- ja kevätkuukausien korkeimmat sadesummat ovat pääasiassa ennen vuotta 1996, jolloin sekä talvi- että kevätkuukausien sadesummat ovat olleet korkeita. Myöhempinä selkeästi poikkeavina



Kuva 25. Salon Kärkän mittausaseman talvi- ja kevätkuukausien sadesummat vuosina 1989–2006 ja 2013–2020. Diagrammin harmaa pystyviiva erottaa ajanjaksot.

sateisina jaksoina voidaan pitää talvea 2004–2005 ja talvea 2019–2020, jolloin sadesummat olivat 69 ja 76 millimetriä ja kevättä 2015, jolloin sadesumma oli 51 millimetriä. Kuivimmat ajanjaksot sijoittuvat 2000-luvun alkupuolelle, jolloin talvena 2002–2003 ja keväällä 2005 on ollut ajanjakson vähäsateisimmat kuukaudet. Talvikuukausina tarkasteltiin joului-, tammi- ja helmikuuta ja kevätkuukausina maalisi- ja huhtikuuta. Talvikuukausien ajanjakson pituus oli 90 päivää (karkausvuosina 91) ja kevätkuukausien 61 päivää. Keväinä 1992, 1994, 1996, 2003, 2006, 2015, 2016 ja 2018 kevätkuukausien sadesumma ylitti talvikuukausien sadesumman.

Vuosien 1990–2002, 2005, 2006, 2014–2019 Uskelanjoen jäidenlähtö määritettiin tapahtuneen mekaanisesti neljä kertaa, termallisesti yhdeksän kertaa ja näiden kahden yhdistelmänä kahdeksan kertaa (taulukko 7). Mekaanisista jäidenlähdöistä kaksi on tapahtunut helmikuussa ja kaksi maaliskuussa ennen keskimääräistä jäidenlähdön ajankohtaa. Kaikkia täysin mekaanisesti tapahtuneita jäidenlähtöjä on edeltänyt vähintään 10 millimetrin sadanta. Termallisista jäidenlähdöistä kaikki ovat tapahtuneet maaliskuuhun vaihteessa tai sen jälkeen ja yli puolessa termallisista jäidenlähdöistä keskilämpötila edellisen neljän päivän ajalla on ollut yli 3 celsiusastetta. Suurin osa termallisista jäidenlähdöistä on tapahtunut huhtikuussa keskimääräisen jäidenlähdön ajankohdan jälkeen. Mekaanisen ja termalisen jäidenlähdön yhdistelmien ajankohdassa ei ole selkeää ajallista trendiä.

Taulukko 7. Jäidenlähdön ajankohta vuosina 1990–2002, 2005, 2006, 2014–2019, Salon Kärkän mittausaseman keskilämpötila ja sadesumma jäidenlähtöä edeltävien neljän päivän ajalta ja jäidenlähtötapa.

Jäidenlähdön ajankohta	Säätiedot jäidenlähtöä edeltävien neljän päivän ajalta		Jäidenlähtötapa		
	Sadesumma (mm)	Keskilämpötila (°C)	Mekaaninen (sadesumma yli 10 mm)	Termaalinen (lämpötila yli 2°C)	Yhdistelmä (sadesumma yli 5 mm ja keskilämpötila yli 2°C)
5.2.1990	8	2,7			x
3.4.1991	6	2,9			x
20.3.1992	7	2,7			x
4.4.1993	0	2,9		x	
2.4.1994	14	3,3			x
10.3.1995	10	1,2	x		
20.4.1996	0	6,5		x	
4.4.1997	3	3,5		x	
19.4.1998	10	5,3			x
8.4.1999	1	3,1		x	
28.2.2000	31	-2,0	x		
8.4.2001	9	5,7			x
30.3.2002	0	4,0		x	
7.4.2005	2	4,9		x	
13.4.2006	1	2,1		x	
23.3.2014	3	2,3		x	
21.2.2015	7	2,4			x
9.2.2016	25	1,8	x		
26.3.2017	1	2,3		x	
10.4.2018	7	3,5			x
20.3.2019	16	1,6	x		
		yhteensä	4	9	8

6. Tulosten tarkastelu ja pohdinta

6.1. Jääkannen vaikutukset verrattuna avouomatilanteeseen

Virtaaman kasvaessa vedenpinnan korkeus ja uoman poikkileikkauspinta-ala kasvavat (Beltaos 2008b: 140; Charlton 2008: 35). Verrattaessa samalla virtaamatilanteella kahta poikkileikkausta, joista toinen on pinta-alaltaan pieni ja toinen suuri, virtausnopeus on hitaampi suuressa poikkileikkauksessa. Pysyvän jääkannen vaikutuksesta veden virtausnopeus uomassa hidastuu, vedenpinta nousee ja leikkausjännitys pienenee (Turcotte ym. 2011: 564; Kämäri ym. 2015). Tässä tutkimuksessa mallinnettujen avouoma- ja jääkansitilanteiden vertailussa samalla virtaamalla mallinnettujen tilanteiden virtausnopeus ja leikkausjännitys laskivat jääkannen muodostumisen myötä ja vedenpinta nousi.

Virtausnopeuteen vaikuttaa uoman poikkileikkausala, kitka ja kaltevuus (Charlton 2008: 70–77). Eri poikkileikkausten vertailussa virtausnopeuksissa oli samoilla mallinnetuilla virtaama- ja jääkansitilanteilla eroja. Suurimmat virtausnopeudet olivat poikkileikkauksessa B, jonka poikkileikkausala on tarkasteltavista poikkileikkauksista kaikista pienin. Hitaimmat virtausnopeudet olivat poikkileikkauksessa A, jonka poikkileikkausala on tarkasteltavista suurin. Virtausnopeudet hidastuivat eniten avouoma- ja jääkansitilanteen välillä, mutta jääkannen paksuuden kasvulla ei ollut merkittävää vaikutusta virtausnopeuden hidastumiseen. Jääkansitilanteissa jääkannen Manningin arvo oli kaikissa mallinuksissa sama, joten virtausnopeuteen vaikuttavan kitkan määrä kasvoi vain jääkannen muodostumisen myötä. Virtausnopeuden kasvun määrä pieneni virtaaman kasvaessa, sillä poikkileikkausten pinta-ala kasvoi virtaaman kasvun aiheuttaman pinnannousun vaikutuksesta.

Leikkausjännityksen voimakkuus kasvaa virtauksen syvyyden ja uoman kaltevuuden mukaan (Charlton 2008: 69). Avouomatilanteiden vertailussa leikkausjännityksen voimakkuus kasvoi virtaaman kasvun myötä ja jääkannen muodostuminen laski leikkausjännityksen voimakkuutta. Tutkimusalueen uoman kaltevuus kasvaa poikkileikkauksesta A kohti poikkileikkausta C ollen suurin poikkileikkauksessa C. Mallinnetuissa tilanteissa leikkausjännitys oli pienin poikkileikkauksessa A eri avouoma- ja jääkansitilanteilla, kun taas poikkileikkauksessa B ja C leikkausjännitys oli suuruudeltaan samankaltainen. Leikkausjännityksen voimakkuus laski jääkannen muodostumisen myötä, mutta jääkannen paksuudella ei ollut juurikaan vaikutusta leikkausjännityksen voimakkuuteen.

Poikkileikkauksen B jäänpidätysrakenteiden välissä on kiviverhous, jonka kivien halkaisija on vähintään 400 millimetriä (Ecoriver 2016). Poikkileikkauksessa C ja sen alapuolelle uomaan on tehty kalataloudellinen kunnostus, jossa uomaan on levitetty kutusoraa, joka on halkaisijaltaan 16–64 millimetriä. Leikkausjännitys mallinnetuissa avouoma- ja jääkansitilanteissa ei riitä liikuttamaan kiviverhouksen tai kutusoran sedimenttejä, sillä leikkausjännityksen voimakkuuden tulisi olla vähintään $12,2 \text{ N/m}^2$. Mallinnetuilla tilanteilla leikkausjännitys oli enimmillään $6,6 \text{ N/m}^2$. Hjulströmin diagrammin (kuva 9) perusteella virtausnopeuden tulisi olla yli 2 m/s , jolloin kiviverhouksen materiaali kuluisi ja liikkuisi uomassa. Halkaisijaltaan vähintään 16 mm kutusoran kulumisen ja kuljetus vaativat noin 1 m/s virtausnopeuden. Kiviverhous ja kutusora eivät siis myös virtausnopeuden tarkastelun perusteella kulu tai liiku mallinnetuilla virtaamatilanteilla uomassa, sillä virtausnopeudet poikkileikkauksissa B ja C ovat vaadittavaa nopeutta hitaampia.

Avouoma- ja jääkansitilanteiden vertailun tuloksista voidaan todeta, että jääkansi hidastaa virtausnopeuksia ja laskee leikkausjännityksen voimakkuutta verrattuna avouomatilanteeseen. Virtausnopeuksien hidastuminen johtuu jääkannen aiheuttamasta kitkapintojen kasvusta, sillä avouomatilanteessa virtausnopeuteen vaikuttaa vain uoman pohjan ja reunan karkeus, mutta jääkansitilanteessa myös jääkannen alapinnan. Leikkausjännitys heikkenee, koska jääkannen muodostuminen kasvattaa märkäpiiriä ja siten vaikuttaa hydrauliseen säteeseen, jota käytetään leikkausjännityksen määrittelyssä.

6.2. Jääpadon vaikutukset

Jääpadot estävät veden vapaan virtauksen uomassa ja aiheuttavat vedenpinnan nousua ja tulvimista niiden yläjuoksun puolelle (Beltaos 2008c: 242). Tulvat muokkaavat jokiuomaa ja -ympäristöä (Charlton 2008: 30). Jääpadot muokkaavat uoman geometriaa ja geomorfologiaa (Ettema & Kempema 2012). Kaikissa mallinnetuissa jääpatotilanteissa poikkileikkauksessa A vedenpinnan korkeus kasvaa virtaaman ja jääpadon korkeuden kasvaessa, mutta poikkileikkauksessa C pinnankorkeus muuttuu vain virtaaman muutoksen myötä. Poikkileikkaukseen B mallinnettu jääpato vaikuttaa poikkileikkauksen A vedenpinnankorkeuksiin niitä nostavasti, sillä jääpato padottaa uomassa virtaavaa vettä. Tämä aiheuttaa tulvimista jäänpidätysrakenteiden yläpuolella. Mallinnettujen virtaamatilanteiden perusteella tulva-alueen laajuus kasvaa ja uoman vedenpinnan korkeus kasvaa virtaaman ja jääpadon korkeuden kasvun myötä.

Ettema & Kempema (2012) mukaan jääpatojen aiheuttama uoman poikkileikkauksien pieneneminen kasvattaa virtausnopeutta ja leikkausjännitystä poikkileikkauksessa. Jääpadon alapuolinen uoma kuluu ja pohjan materiaalia irtoaa kulutukseen. Jääpatojen

huippukorkeuden kasvun myötä myös Manningin arvo kasvaa, joka hidastaa virtausnopeuksia. Poikkileikkauksen B jääpatojen alla virtausnopeudet ja leikkausjännitykset kasvoivat eri virtaamatilanteissa jääpadon huippukorkeuden kasvun myötä (taulukko 3, kuva 25, kuva 26). Verratessa poikkileikkauksen B virtaamatilanteita keskenään poikkileikkauksen koko vaikuttaa leikkausjännitykseen. Jääpadon koon kasvaessa poikkileikkauksen pinta-ala on pienin 30 m³/s virtaamatilanteessa ja suurin 120 m³/s virtaamatilanteessa, sillä korkeammissa virtaamatilanteissa pinnankorkeus nousee. Pinnankorkeuden nousun myötä myös poikkileikkauksen märkäpiiri kasvaa jääpadon yläpuolella. Poikkileikkauksen märkäpiirin pituuden kasvu johtuu veden noususta uoman reunojen yli tulvatasangolle, sillä virtaaman kasvun myötä kaikki vesimassa ei mahdu uomaan. Jääpadon kohdalla uoman poikkileikkauksen märkäpiirin pituus laskee jääpadon korkeuden kasvaessa, sillä pinnankorkeuden nousu mahdollistaa veden oikaisun tulvatasangon kautta jääpadon ohi.

Vedenpinnankorkeuden nousu ja poikkileikkauksen märkäpiirin pituuden kasvu kasvattavat poikkileikkausalaa. Suurempi poikkileikkausala vaikuttaa virtausnopeuksiin niitä hidastaen ja leikkausjännitystä pienentäen. Poikkileikkauksen kasvun myötä 120 m³/s virtaamatilanteessa eri jääpatotilanteissa virtausnopeudet ovat hitaampia ja leikkausjännityksen voimakkuus pienempi kuin vastaavissa jääpatotilanteissa 80 m³/s ja 90 m³/s virtaamatilanteilla. Vastaavasti 30 m³/s ja 50 m³/s virtaamilla uoman poikkileikkauksen pinta-ala on pieni ja jääpadon koon kasvun myötä pinta-ala pienenee, jolloin virtausnopeudet ja leikkausjännitykset kasvavat. Erityisesti korkeilla jääpadoilla tilanne korostuu, sillä jääpato voi paikoitellen jopa olla kiinni uoman pohjassa ja pienentää huomattavasti uoman poikkileikkausta.

Uoman pohja- ja reunamateriaalit kuluvat jääpatojen alta ja jääpato muokkaa uoman geometriaa paikallisesti (Beltaos 2008b) Tässä tutkimuksessa mallinnetuilla jääpatotilanteilla leikkausjännityksen voimakkuus ja virtausnopeus eivät riitä uomaan asetetun kiviverhouksen ja kutusoran liikkeellelähtoon. Kuitenkin raekooltaan hienomman sedimentin liikkeellelähto uomassa jääpatojen vaikutuksesta kasvaa, sillä leikkausjännitys ja virtausnopeudet ylittävät niille määritetyt liikkeellelähörajat. Tarkastelussa ei otettu huomioon kokonaan pohjaan kiinnittyneiden jääpatojen vaikutusta sedimentin liikkeeseen, sillä tätä ei ollut mahdollista mallintaa.

Mallinnettujen jääpatotilanteiden tarkastelun perusteella voidaan todeta, että jääpatojen muodostumisen myötä virtausnopeudet ja leikkausjännitys kasvavat jääpadon kohdalla, mutta ei juurikaan muualla uomassa. Virtaaman nousulla on suurempi vaikutus virtausnopeuksien ja leikkausjännityksen kuin jääpadon korkeuden kasvulla. Jääpato kuitenkin padottaa vettä ja nostaa sen yläjuoksun puolella vedenpinnankorkeuksia, joka

saattaa aiheuttaa tulvimista. Tutkimusalueella jääpadon muodostuminen jäänpidätysrakenteiden eteen nostaa veden erityisesti uoman vasemman reunan yli tasangolle. Virtaaman ollessa tarpeeksi suuri, vesi oikaisee tulvatasangon kautta jääpadon ohi. Mallinnetuilla virtaamatilanteilla jääpadot eivät aiheuta uoman kiviverhouksen ja kutusoran liikkeellelähtöä.

6.3. Lämpötilan ja sadannan muutokset sekä jäidenlähtö

Veijalainen & Vehviläinen (2008) mukaan ilmastonmuutoksen vaikutuksesta keskilämpötila nousee Suomessa 2–7 astetta ja sadannan määrä nousee 5–40 prosenttia. Salon Kärkän mittausaseman talvi- ja kevätkuukausien lämpötilan tarkastelussa kolmenkymmenen vuoden aikana selkein muutos on tapahtunut kevätkuukausien keskilämpötiloissa. Kevästä 2007 kevääseen 2020 kevätkuukausien keskilämpötilat ovat vaihdelleet 6–10 celsiusasteen välillä, kun aiemmin keväinä 1990–2006 keskilämpötilat ovat vaihdelleet -1,5–4 celsiusasteen välillä. Talvikuukausissa muutos ei ole yhtä selkeä, mutta talven 2012–2013 jälkeen myös talvikuukausien keskilämpötila on noussut. Tarkastellulla ajanjaksolla talvien keskilämpötila on ollut kolmesti yli nollan celsiusasteen ja näistä kaksi talvea on ollut talven 2012–2013 jälkeen. Merkittävää on myös, että talvi 2019–2020 oli tarkasteltavan ajanjakson lämpimin, sillä sen keskilämpötila oli 1,7 celsiusastetta. Pysyvää jääkantta ei kyseisenä talvena muodostunut Uskelanjokeen. Kolmenkymmenen vuoden ajanjaksolla muutos on selkeä kevään keskilämpötiloissa ja se vastaa Veijalainen & Vehviläinen (2008) arviota keskilämpötilan noususta. Sadannassa ei tarkastelluilla ajanjaksoilla tapahtunut selkeää muutosta verratessa talvi- ja kevätkuukausia ja eri vuosia keskenään. Saatavilla olleen aineiston ajallinen kattavuus ei ole täydellinen, joten se vaikuttaa merkittävästi tulosten tarkasteluun. Lisäksi aineisto on puutteellinen sadannan eri tekijöiden, veden ja lumen, kannalta, sillä aineistossa ole ilmoitettu sadannan tyyppiä.

Turcotte ym. (2013) mukaan mekaaninen jääkannen murtuminen tapahtuu yleensä keskellä talvea tai jääkannen muodostumisvaiheessa ja johtuu yleensä sateen aiheuttamasta vedenpinnan noususta, joka murtaa jääkannen mekaanisesti. Termiaalinen jääkannen murtuminen tapahtuu yleensä ilman lämpötilan lauhtuessa keväällä, jolloin jääkansi sulaa ja hajoaa ilman ja veden lämpötilan nousun vaikutuksesta. Mekaanisen ja termiaalisen jäidenlähdön yhdistelmä tapahtuu usein kahden edellä mainitun ajankohdan välillä sekä vedenpinnan nousun, että lämpötilan nousun myötä. Uskelanjoen tilastoiduista vuosien 1990–2002, 2005, 2006, 2014–2019 jääkannen murtumistavoista neljä oli mekaanisia, yhdeksän termiaalisia ja kahdeksan näiden yhdistelmiä. Mekaaniset jäidenlähdöt tapahtuivat vuosina 1995, 2000, 2016 ja 2019. Näistä jäidenlähdöistä kaikki tapahtuivat ennen keskimääräistä jäidenlähtöajankohtaa eli ennen maaliskuun vaihdetta ja niitä edelsi sateinen jakso.

Vuosien 2000 ja 2016 jäidenlähdöt tapahtuivat poikkeuksellisen aikaisin eli jo helmikuussa. Uskelanjoen termalisista jäidenlähdöistä kaikki ajoittuivat maaliskuuhun vaihteeseen ja suurin osa tapahtui huhtikuussa keskimääräisen jäidenlähtöajankohdan jälkeen. Yli puolta termalisia jäidenlähtöajankohtia edelsi keskilämpötilan selkeä nousu kolmen celsiusasteen yläpuolelle. Mekaanisen ja termalisen jäidenlähdön yhdistelmälle Uskelanjoella ei voitu määrittää erityistä ajankohtaa, sillä tarkastellut jäidenlähdöt jakautuivat helmi-huhtikuun välille. Tarkastelluissa jäidenlähdöissä esiintyi vähiten mekaanisia jäidenlähtöjä ja eniten termalisia. Minkään jäidenlähtötavan yleisyydestä tai yleistymisestä ei kuitenkaan tarkastellun ajanjakson aikana ei voida tehdä johtopäätöksiä, sillä jäidenlähdön tarkastelussa hyödynnetty sääaineisto oli osin puutteellinen, joka vaikutti myös osin jäidenlähtötavan tarkasteluun.

Vuosina 1990–2002, 2005, 2006 ja 2014–2019 Uskelanjoella tapahtuneet mekaaniset, termaliset sekä näiden yhdistelmäjäidenlähdöt tukevat Turcotte ym. (2013) tulosta siitä, että mekaaninen jäidenlähtö tapahtuu yleensä keskellä talvea vedenpinnan nousun myötä, termalinen keväällä säiden lauhtuessa ja yhdistelmäjäidenlähdöt sekä vedenpinnan nousun, että säiden lauhtumisen yhteisvaikutuksesta. Tarkastelussa ei ole otettu huomioon jääkannen muodostumisvaiheessa tapahtuneita jäidenlähtöjä, sillä niitä ei ole tilastoitu. On kuitenkin todennäköistä, että jääkannen muodostumisvaiheessa on tapahtunut jäidenlähtöjä sateiden ja lauhtumisen vuoksi. Jäidenlähtötapausten määrittelyn kannalta olisi tulevaisuudessa hyödyllistä tarkastella myös veden lämpötilaa, jääkannen tyyppiä ja kevätvaluman määrää, sillä ne vaikuttavat jäidenlähtötapaan (Magnuson ym. 2000). Lisäksi jääkannen muodostumisajankohdan ja jäidenlähdön välisen ajanjakson keston tarkastelu olisi hyödyllistä, sillä näin voitaisiin tarkastella myös jääkannen ajallista kestoa ja sen muutosta.

7. Johtopäätökset

Tässä tutkimuksessa selvitettiin jääkannen ja jääpatojen vaikutusta jokiuoman virtausolosuhteisiin ja sedimentin liikkeellelähtoon yksiolotteisella hydraulisella mallinnuksella sekä tutkimusalueen jäidenlähtötapoja, jäidenlähtöön vaikuttavia sääolosuhteita ja niiden mahdollista muutosta ajanjaksolla 1990–2020 aikasarjatarkastelulla. Jokiuoman virtausolosuhteiden tarkastelu kohdistui Uskelanjoen Yyrönkosken tutkimusalueelle ja jäidenlähtötapojen tarkastelu koko Uskelanjoen pääuoman alueelle. Tutkimuksen tulosten perusteella tehdään seuraavat asetettuihin tutkimuskysymyksiin viittaavat johtopäätökset:

1. Jääkannen vaikutus virtausolosuhteisiin ja sedimentin liikkeellelähtoon
 - a. Avouoma- ja jääkansitilanteiden vertailussa virtausnopeus ja leikkausjännityksen voimakkuus laskevat jääkannen muodostumisen myötä, mutta jääkannen paksuudella ei ole vaikutusta virtausnopeuden ja leikkausjännityksen voimakkuuteen.
 - b. Jääkannen alla uoman pohjaan kohdistuva leikkausjännitys on pienempi kuin avouomassa, jonka vuoksi uomassa liikkuvan sedimentin määrä vähenee jääkansitilanteessa. Leikkausjännitys avouomassa ja jääkannen alla eivät mallinnetuilla tilanteilla aiheuta uomaan asetetun kiviverhouksen tai kutusoran liikkeellelähettä.
2. Jääpatojen vaikutus virtausolosuhteisiin, sedimentin liikkeellelähtoon ja tulvimiseen
 - a. Jääpadot kasvattavat leikkausjännitystä ja virtausnopeuksia uomassa jääpatojen muodostumispaikoilla, joka lisää uoman pohjan ja reunojen kulumista paikallisesti ja siten lisää sedimentin liikkeellelähettä. Leikkausjännityksen kasvu ei kuitenkaan aiheuta uomaan asetetun kiviverhouksen tai kutusoran liikkeellelähettä mallinnetuilla tilanteilla.
 - b. Jääpatojen aiheuttamien tulvatilanteiden laajuuteen vaikuttaa merkittävästi muodostuneen jääpadon koko ja virtaama uomassa. Vedenpinnankorkeus nousee jääpadon koon ja virtaaman kasvun myötä jääpatojen yläjuoksun puolella.
3. Jäidenlähtö ja sääolosuhteiden muutos viimeisen 30 vuoden aikana
 - a. Kevätkuukausien keskilämpötila tutkimusalueella on tarkastellulla ajanjaksolla 1990–2020 noussut merkittävästi ja talvien keskilämpötila on talven 2012–2013 jälkeen ollut nousussa. Sadannassa ei tapahtunut muutoksia.
 - b. Tarkastellut jäidenlähdöt Uskelanjoella jakautuivat kaikkien kolmen eri jäidenlähtötavan välille. Mekaaniset jäidenlähdöt ovat tapahtuneet ennen keskimääräistä jäidenlähtöajankohtaa ja termalisen jäidenlähdöt sen jälkeen. Yhdistelmäjäidenlähtöjen ajankohta jakautui tasaisesti helmi-huhtikuun välille.

Tämän tutkimuksen tuloksia voidaan hyödyntää talviajan virtausolosuhteiden vaikutusten laajemmassa tarkastelussa sekä jäänpidätysrakenteiden ja kalataloudellisten kunnostusten suunnittelun tukena. Lisäksi tuloksia voidaan hyödyntää tarkemmissa sääolosuhteiden muutostarkasteluissa tutkimusalueella. Tulosten avulla voidaan myös ennakoida tulevaisuudessa ilmastonmuutoksen aiheuttamia talviajan virtausolosuhteiden muutosten seurauksia. Jos jokeen ei talvella muodostu pysyvää jääkantta, sedimenttiä lähtee liikkeelle avouomatilanteen johdosta enemmän, mutta jääpatoja ei muodostu. Tulevaisuudessa Yyrönkosken tutkimusalueella olisi hyödyllistä tarkastella jäänpidätysrakenteisiin muodostuvia jääpatoja, niiden kokoa ja ajallista kestoa. Lisäksi jääkannen paksuudesta, jäätyypistä ja uoman sedimenteistä olisi tarpeellista saada lisätietoja. Näin voitaisiin tutkia tarkemmin jäänpidätysrakenteiden toimivuutta sekä jääkannen ja jääpatojen vaikutuksia tutkimusalueen ympäristöön. Myös sää- ja jäätietojen laajemmalla yhteistarkastelulla pystyttäisiin ennakoimaan tarkemmin jäidenlähdön ajankohtaa sekä mahdollisten jääpatojen muodostumista ja niiden kokoa.

Jokijääprosessien ja erityisesti jääpatojen tarkastelu mallinnuksella on tähän hetkeen mennessä toteutettu pääasiassa yksiulotteisen mallinnuksen menetelmillä. Vastaavasti kaksi- ja kolmiulotteista mallinnusta on hyödynnetty vasta vähän, sillä jokijääprosessien mallinnukseen soveltuvia ja avoimesti saatavilla olevia kaksi- ja kolmiulotteisia mallinnusohjelmia on vähän. Tulevaisuudessa jokijääprosessien tarkastelua varten olisi siis tarpeellista kehittää monipuolisempia mallinnusmenetelmiä, jotka mahdollistaisivat jääprosessien tarkemman tarkastelun. Moniulotteisten mallinnusmenetelmien avulla voidaan parantaa jääprosessien tarkastelua ja siten muun muassa jääkannen murtumisajankohdan ennakoimista ja jääpatojen muodostumispaikkoja. Näin voidaan paremmin ennaltaehkäistä jääpatojen muodostumista ja niistä mahdollisesti aiheutuvia tulvavahinkoja.

Kiitokset

Tämä pro gradu -tutkielma toteutettiin osana Turun yliopiston maantieteen ja geologian laitoksen virta- ja rannikkovesien tutkimusryhmän ja Varsinais-Suomen ELY-keskuksen yhteistyötä. Kiitos ELY-keskuksen Ilkka Myllyoja ja Juha-Pekka Triipponen yhteistyöstä ja avusta aineistojen kanssa tämän prosessin aikana. Kiitos virta- ja rannikkovesien tutkimusryhmän jäsenille kenttätöavusta ja tutkielmaan liittyvistä keskusteluista. Erytiskiitos Linnea Blåfieldille rakentavista kommentteista ja iloisista kenttätöpäivistä Salossa sekä professori Petteri Alholle tämän kaiken mahdollistamisesta ja tuesta graduprosessin aikana.

Lähteet

- Aaltonen, J. & M. Huokuna (2017). Flood mapping of river ice breakup jams in River Kyrönjoki delta. *CGU Committee on River Ice Processes and the Environment, 19th Workshop on the Hydraulics of Ice-Covered Rivers*: 1–17.
- Ahopelto, L., M. Huokuna, J. Aaltonen & J. Koskela (2015). Flood frequencies in places prone to ice jams, case city of Tornio. *CGU HS Committee on River Ice Processes and the Environment, 18th Workshop on the Hydraulics of Ice Covered Rivers*: 1–13.
- Alho, P. & J. Käyhkö (2003). Hydraulinen tulvamallinnus paikkatietomenetelmien avulla: Mödrudalur, Koillis-Islandi. *Terra* 115: 139–148.
- Alho, P., M. Sane, M. Huokuna, J. Käyhkö, E. Lotsari & L. Lehtiö (2008). *Tulvariskien kartoittaminen. Ympäristöhallinnon ohjeita* 2. 1. p. 99 s. Suomen ympäristökeskus, Helsinki.
- Alho, P., A. Kukko, H. Hyyppä, H. Kaartinen, J. Hyyppä & A. Jaakkola (2009a). Application of boat-based laser scanning for river survey. *Earth Surface Processes and Landforms* 34: 1831–1838.
- Alho, P., H. Hyyppä & J. Hyyppä. (2009b). Consequence of DTM precision for flood hazard mapping: a case Study in SW Finland. *Nordic Journal of Surveying and Real Estate Research* 6: 21–39.
- Aluehallintovirasto (2016). *Uskelanjoen jäidenpidätysrakenteiden rakentaminen ja kalataloudellinen kunnostus sekä käyttöoikeus hanketta varten tarvittaviin alueisiin*, Salo. Nro 27/2016/2. Diaarinumero ESAVI/560/2015. 39 s. Päätös.
- Arcement, G. J. & V. R. Schneider (1989). Guide for Selecting Manning's Roughness Coefficients for Natural Channels and Flood Plains. *U.S. Geological Survey Water-Supply Paper* 2339: 1–38.
- Bates, P. D., S. N. Lane & R. I. Ferguson (2005). Computational Fluid Dynamics modelling for environmental hydraulics. *Teoksessa*: Bates, P. D., S. N. Lane & R. I. Ferguson (2005). *Computational Fluid Dynamics: Applications in Environmental Hydraulics*. 1. p. 531 s. John Wiley & Sons, Chichester.
- Brasington J., D. Vericat. & I. Rychkov (2012). Modeling river bed morphology, roughness, and surface sedimentology using high resolution terrestrial laser scanning. *Water Resources Research* 48: 1–18.
- Beltaos, S. (1995). *River Ice Jams*. 1. p. 372 s. Water Resources Publications, LLC, Colorado.
- Beltaos, S. (2002). Effects of climate on mid-winter ice jams. *Hydrological Processes* 16: 789–804.
- Beltaos, S. (2003). Threshold between mechanical and thermal breakup of river ice cover. *Cold Regions Science and Technology* 37: 1–13.
- Beltaos, S. (2008a). Overview of the breakup process. *Teoksessa*: Beltaos, S. (2008): *River Ice Breakup*. 1. p. 462 s. Water Resources Publications, LLC, Colorado.

- Beltaos, S. (2008b). Pre-Breakup Period. *Teoksessa: Beltaos, S. (2008): River Ice Breakup*. 1. p. 462 s. Water Resources Publications, LLC, Colorado.
- Beltaos, S. (2008c). Ice Jams. *Teoksessa: Beltaos, S. (2008): River Ice Breakup*. 1. p. 462 s. Water Resources Publications, LLC, Colorado.
- Beltaos, S. (2013). Hydrodynamic and climatic drivers of ice breakup in the lower Mackenzie River. *Cold Regions Science and Technology* 95: 39–52.
- Beltaos, S. (2018). The 2014 ice-jam flood of the Peace-Athabasca Delta: Insights from numerical modelling. *Cold Regions Science and Technology* 155: 367–380.
- Beltaos, S. & B. C. Burrell (2008). Climatic aspects. *Teoksessa: Beltaos, S. (2008): River Ice Breakup*. 1. p. 462 s. Water Resources Publications, LLC, Colorado.
- Beltaos, S., P. Tang & R. Rowsell (2011). Ice Jam Modelling and Field Data Collection for Flood Forecasting in the Saint John River, New Brunswick. *68th Eastern Snow Conference: 105–124*.
- Berenbrock, C. & A. W. Tranmer (2008). *Simulation of Flow, Sediment Transport, and Sediment Mobility of the Lower Coeur d'Alene River, Idaho*. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2008–5093. 164 s.
- Blackburn, J. & Y. She (2019). A comprehensive public-domain river ice process model and its application to a complex natural river. *Cold Regions Science and Technology* 163: 44–58.
- Boucher, É., Y. Bègin & D. Arseneault (2009). Impacts of recurring ice jams on channel geometry and geomorphology in a small high-boreal watershed. *Geomorphology* 108: 273–281.
- Calle, M., E. Lotsari, A. Kukko, P. Alho, H. Kaartinen, X. Rodriguez-Lloveras & G. Benito (2015). Morphodynamics of an ephemeral gravel-bed stream combining Mobile Laser Scanner, hydraulic simulations and geomorphological indicators. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementary Issues* 59: 33-57.
- Charlton, R. (2008). *Fundamentals of fluvial geomorphology*. 1. p. 234 s. Routledge, New York.
- Chow, V.T. (1959). *Open-channel hydraulics*. 1. p. 680 s. McGraw-Hill, New York.
- Ecoriver (2016). *Jäidenpidätysrakenteiden ja kalataloudellisen kunnostuksen tekeminen Yyrönkoskelle Uskelanjoella*. 149 s.
- ESRI (2016). How Topo to Raster works.
<<https://desktop.arcgis.com/en/arcmap/10.3/tools/spatial-analyst-toolbox/how-topo-to-raster-works.htm>>
- Ettema, R. (2002). Review of River-channel Responses to River Ice. *Cold Regions Science and Technology* 16: 191–217.
- Ettema, R. & E. W. Kempema (2012). River-ice effects on gravel-bed channels. *Teoksessa: Church, M., P. M. Miron & A. G. Roy (2012): Gravel-bed Rivers: Processes, Tools, Environments*. 1. p. John Wiley & Sons, Hoboken.

- Flener, C., E. Lotsari, P. Alho & J. Käyhkö. (2010). 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. Krooks, H. Kaartinen, A. Kukko, E. Kasvi, H. Hyypä, J. Hyypä & P. Alho (2013). Seamless Mapping of River Channels at High Resolution Using Mobile LiDAR and UAV-Photography. *Remote Sensing* 5: 6382–6407.
- Flener, C. (2015). Remote sensing for three-dimensional modelling of hydromorphology. *Turun yliopiston julkaisu – Annales Universitatis Turkuensis*. 78 s. Väitöskirja.
- Gooch, G. & D. Deck (1990). *Model Study of the Cazenovia Creek Ice Control Structure*. U.S. Army Engineer Research and Development Center, Cold Regions Research and Engineering Laboratory. 36 s.
- HEC-RAS (2016a). User's Manual, Version 5.0. 960 s.
- HEC-RAS (2016b). Hydraulic Reference Manual, Version 5.0. 547 s.
- Hetherington, D. (2009). Laser Scanning. *Teoksessa: Heritage, G. & A. Large (2009). Laserscanning for the Environmental Sciences*. 1. p. 278 s. Blackwell Publishing, Oxford.
- Hohenthal, J., P. Alho, J. Hyypä & H. Hyypä. (2011). Laser scanning applications in fluvial studies. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment* 35: 782–809.
- Hjulström, F. (1935). *Studies on the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris*. 1. p. 527 s. Almqvist & Wiksells boktryckeri, Uppsala.
- Hicks, F. (2009). An overview of river ice problems: CRIPE07 guest editorial. *Cold Regions Science and Technology* 55: 175–185.
- Hicks, F., W. Cui & G. Ashton (2008). Heat transfer and ice cover decay. *Teoksessa: Beltaos, S. (2008): River Ice Breakup*. 1. p. 462 s. Water Resources Publications, LLC, Colorado.
- Hyypä, H. & J. Hyypä (2005). *Laserkeilaus ja kansallisia suosituksia*. 31. s. TKK Fotogrammetrian ja kaukokartoituksen laboratorio, Espoo.
- Ji, Z. (2008). Hydrodynamics and water quality: modeling rivers, lakes, and estuaries. 1. p. 702 s. John Wiley & Sons, Hoboken.
- Ji, Z. (2017). Hydrodynamics and water quality: modeling rivers, lakes, and estuaries. 2. p. 581 s. John Wiley & Sons, Hoboken.
- Jones, J. (1997). *Global Hydrology: processes, resources and environmental management*. 1. p. 399 s. Addison Wesley Longman Limited, Harlow.
- Järvi-meriwiki (2011). Uskelanjoki (25). 1.2.2011.
<[<http://www.jarviwiki.fi/wiki/Uskelanjoki_\(25\)>](http://www.jarviwiki.fi/wiki/Uskelanjoki_(25))>
- Kasvi, E., M. Vaaja, P. Alho, H. Hyypä, J. Hyypä, H. Kaartinen & A. Kukko (2013). Morphological changes on meander point bars associated with flow structure at different discharges. *Earth Surface Processes and Landforms* 38: 577–590.

- Kasvi, E., P. Alho, E. Lotsari, Y. Wang, A. Kukko, H. Hyypä & J. Hyypä. (2014). Two-dimensional and three-dimensional computational models in hydrodynamic and morphodynamic reconstructions of a river bend: sensitivity and functionality. *Hydrological Processes* 29: 1604–1629.
- Kasvi, E., L. Laamanen, E. Lotsari & P. Alho (2017). Flow Patterns and Morphological Changes in a Sandy Meander Bend during a Flood - Spatially and Temporally Intensive ADCP Measurement Approach. *Water* 9: 1–20.
- Knack, I. & H. T. Shen (2017). Numerical modelling of ice transport in channels with river restoration structures. *Canadian Journal of Civil Engineering* 44: 813–819.
- Knighton, D. (1998). *Fluvial forms and processes: A new perspective*. 1. p. 383 s. Arnold, Lontoo.
- KvantiMOTV. (2003). Keskiluvut. 31.08.2003. s.a.
<<https://www.fsd.tuni.fi/menetelmaopetus/keskiluvut/keskiluvut.html>>
- Kociuba, W., W. Kubisz & Zagórski (2014). Use of terrestrial laser scanning (TLS) for monitoring and modelling of geomorphic processes and phenomena at a small and medium spatial scale in Polar environment (Scott River - Spitsbergen). *Geomorphology* 212: 84–96.
- Kämäri, M., P. Alho, N. Veijalainen, J. Aaltonen, M. Huokuna & E. Lotsari (2015). River ice cover influence on sediment transportation at present and under projected hydroclimatic conditions. *Hydrological Processes* 29: 4738–4755,
- Kämäri, M., P. Alho, A. Colpaert & E. Lotsari (2017). Spatial variation of river-ice thickness in a meandering river. *Cold Regions Science and Technology* 137: 17–29.
- Leopold, L. B. & M. G. Wolman (1957). *River channel patterns: braided, meandering and straight*. Geological survey professional paper. U.S. Geological Survey. Washington.
- Lever, J., G. Gooch & S. Daly (2000). *Cazenovia Creek ice control structure*. U.S. Army Engineer Research and Development Center, Cold Regions Research and Engineering Laboratory. 30 s.
- Lotsari, E., Y. Wang, H. Kaartinen, A. Jaakkola, A. Kukko, M. Vaaja, H. Hyypä, J. Hyypä & P. Alho (2015). Gravel transport by ice in a subarctic river from accurate laser scanning. *Geomorphology* 246: 113–122.
- Lotsari, E., E. Kasvi, M. Kämäri & P. Alho (2017). The effects of ice cover on flow characteristics in a subarctic meandering river. *Earth Surface Processes and Landforms* 42: 1195–1212.
- Lotsari, E., T. Tarsa, M. Kämäri, P. Alho & E. Kasvi (2019). Spatial variation of flow characteristics in a subarctic meandering river in ice-covered and open-channel conditions: A 2D hydrodynamic modelling approach. *Earth Surface Processes and Landforms* 44: 1509–1529.
- Lindenschmidt, K-E. (2020). *River Ice Processes and Ice Flood Forecasting: A Guide for Practitioners and Students*. 1. p. 267 s. Springer Nature Switzerland AG, Cham.

- Maa- ja metsätalousministeriö (2018). *Vesistöalueiden ja merenrannikon merkittävien tulvariskialueiden nimeäminen*. Päätös. 4 s.
- Magnuson J., D. Robertson, B. Benson, R. Wynne, D. Livingstone, T. Arai, R. Assel, R. Barry, V. Card, E. Kuusisto, N. Granin, T. Prowse, K. Stewart, V. Vuglinski (2000). Historical Trends in Lake and River Ice Cover in the Northern Hemisphere. *Science* 289: 1743–1746.
- Mel, R., D. Viero, L. Carniello, L. D’Alpaos (2020). Optimal floodgate operation for river flood management: The case study of Padova (Italy). *Journal of Hydrology: Regional Studies* 30.
- Milburn, D. (2008). The ice cycle of Canadian rivers. *Teoksessa*: Beltaos, S. (2008): River Ice Breakup. 1. p. 462 s. Water Resources Publications LLC, Colorado.
- Milburn, D. & T. D. Prowse (2002). Under-ice movement of cohesive sediments before river ice breakup. *Hydrological Processes* 16: 823–834.
- Morse, B., J. Francoeur, H. Delcourt & M. Leclerc (2006). Ice control structures using piers, booms and nets. *Cold Regions Science and Technology* 45: 59–75.
- Oguchi, T., Y. S. Hayakawa & T. Wasklewicz. (2011). Data Sources. *Teoksessa*: Smith, M., P. Paron & J. S. Griffiths (2011). Geomorphological Mapping. 15. p. 612 s. Elsevier, Amsterdam.
- Parjanne, A., J. Silander, M. Tiitu & A. Viinikka (2018). *Suomen tulvariskit nyt ja tulevaisuudessa*. Suomen ympäristökeskuksen raportteja 30/2018. Suomen ympäristökeskus. 51 s.
- Petrie, G. & C. K. Toth (2009a). Introduction to Laser Ranging, Profiling, and Scanning. *Teoksessa*: Shan, J. & C. K. Toth (2009). Topographic laser ranging and scanning: principles and processing. 1. p. 590 s. CRC Press, Boca Raton.
- Petrie, G. & C. K. Toth (2009b). Terrestrial Laser Scanners. *Teoksessa*: Shan, J. & C. K. Toth (2009). Topographic laser ranging and scanning: principles and processing. 1. p. 590 s. CRC Press, Boca Raton.
- Prowse, T. D. & S. Beltaos (2002). Climatic control of river-ice hydrology: a review. *Hydrological Processes* 16: 805–822.
- Prowse T., K. Alfredsen, S. Beltaos, B. Bonsal, C. Duguay, A. Korhola, J. McNamara, R. Pienitz, W. Vincent, V. Vuglinsky & G. Weyhenmeyer (2011). Past and Future Changes in Arctic Lake and River Ice. *Ambio* 40: 53–62.
- Robinson & Ward (2017). *Hydrology – Principles and processes*. 1. p. 400 s. IWA Publishing, Lontoo.
- Rusnák, M., J. Kaňuk, A. Kíková, J. Šašak, M. Lehotský, R. Pöpl & J. Šupinský (2020). Channel and cut-bluff failure connectivity in a river system: Case study of the braided-wandering Belá River, Western Carpathians, Slovakia. *Science of the Total Environment* 733.

- She, Y. & F. Hicks (2006). Modelling ice jam release waves with consideration for ice effects. *Cold Regions Science and Technology* 45: 137–147
- Shen, H. T. (2010). Mathematical modeling of river ice processes. *Cold Regions Science and Technology* 62: 3–13.
- Singh, R. K., V. G. K. Villuri, S. Pasupuleti & R. Nune (2020). Hydrodynamic modeling for identifying flood vulnerability zones in lower Damodar River of eastern India. *Ain Shams Engineering Journal* 11: 1035–1046.
- SonTek (2013). HydroSurveyor User's Manual – Version 2.00. 142 s.
- SonTek (2015). RiverSurveyor S5/M9. 4 s.
- SonTek (2017). RiverSurveyor S5/M9 System Manual Firmware Version 4.02. 244 s.
- Sui, J., J. Wang, Y. He & F. Krol (2010). Velocity profiles and incipient motion of frazil particles under ice cover. *International Journal of Sediment Research* 25: 39–51
- SYKE (2019). Vesistöennusteet: Uskelanjoen vesistöalue – Kaukolankoski. s.a.
<<http://www.i2.ymparisto.fi/i2/25/q2500400y/wqfi.html>>
- Teal, M., R. Ettema & J. Walker (1994). Estimation of Mean Flow Velocity in Ice-Covered Channels. *Journal of Hydraulic Engineering* 120: 1385–1400.
- Tilastokeskus (2020). Käsitteet. s.a.
<<https://www.tilastokeskus.fi/meta/kas/index.html>>
- Turcotte, B., B. Morse, N. Bergeron & A. Roy (2011). Sediment transport in ice-affected rivers. *Journal of Hydrology* 409: 561–577.
- Turcotte, B. & B. Morse (2013). A global river ice classification model. *Journal of Hydrology* 507: 134–148.
- Tuthill, A. & J. Lever (2006). Design of Breakup Ice Control Structures. U.S. Army Engineer Research and Development Center, Cold Regions Research and Engineering Laboratory. 39 s.
- Valonia (2019). Uskelanjoen jäänpidätysrakenteet ja kalataloudellinen kunnostus tekeillä. 19.8.2019.
<<https://www.valonia.fi/uutinen/uskelanjoki/>>
- VARELY (2011). *Tulvariskien alustava arviointi Kiskonjoen-Perniönjoen, Uskelanjoen ja Halikonjoen vesistöalueilla, Sauvonjoen valuma-alueella sekä niiden edustan rannikkoalueilla*. Elinkeino-, liikenne- ja ympäristökeskus. 64 s.
- VARELY (2015). *Uskelanjoen vesistöalueen tulvariskien hallintasuunnitelma vuosille 2016–2021*. Elinkeino-, liikenne- ja ympäristökeskus. 132 s.
- Veijalainen, N. & B. Vehviläinen (2008). *Ilmastonmuutos ja patoturvallisuus – vaikutus mitoitustulviin*. Suomen ympäristö 2008: 21. Suomen ympäristökeskus. 123 s.

- Veijalainen, N., E. Lotsari, P. Alho, B. Vehviläinen & J. Käyhkö (2010). National scale assessment of climate change impacts on flooding in Finland. *Journal of Hydrology* 391: 333–350.
- Veijalainen, N., J. Jakkila, T. Nurmi, B. Vehviläinen, M. Marttunen & J. Aaltonen (2012). *Suomen vesivarat ja ilmastonmuutos – vaikutukset ja muutoksiin sopeutuminen*. Suomen ympäristö 2012: 16. Suomen ympäristökeskus. 137 s.
- Wazney, L., S. P. Clark, J. Malenchak, I. Knack & H. T. Shen (2019). Numerical simulation of river ice cover formation and consolidation at freeze-up. *Cold Regions Science and Technology* 168.
- Whiting, P. (2017). Flow measurement and characterization. *Teoksessa*: Kondolf, G. & H. Piégay (2016). *Tools in Fluvial Geomorphology*. 2. p. 548 s. John Wiley & Sons, Hoboken.
- Williams, G. P. (1983). Paleohydrological Methods and Some Examples from Swedish Fluvial Environments. I. Cobble and Boulder Deposits. *Geografiska Annaler* 65: 227–243
- Wohl, E. (2020). *Rivers in the Landscape*. 2. p. 501 s. John Wiley & Sons, Hoboken.
- YLE Uutiset (2010). Salon Uskelanjoen tulva on talttunut. 5.4.2010.
<<https://yle.fi/uutiset/3-5539395>>
- Zare, S. (2017). Influence of Dynamic Ice Cover on River Hydraulics and Sediment Transport. Department of Civil Engineering, University of Ottawa. Väitöskirja. 247 s.
- Zhang, F., M. Mosaffa, T. Chu, K-E. Lindenschmidt (2017). Using Remote Sensing Data to Parameterize Ice Jam Modeling for a Northern Inland Delta. *Water* 9.
- Zufelt, J. (2005). Modeling Ice Jams using HEC-RAS: The Three Creeks Project. *CGU HS Committee on River Ice Processes and the Environment, 13th Workshop on the Hydraulics of Ice-Covered Rivers*: 1–19.

Avoimet aineistot

Avoimet paikkatietoaineistot

Hallintorajat, teemakartoille, ei merialueita 1:1 000 000. Maanmittauslaitos, Helsinki 2021.

Maastotietokanta 2020, 1:10 000, lehti L3344L. Maanmittauslaitos, Helsinki 2020a.

Ortokuva, värilliset tai mustavalkoiset 2004-2020 1:10 000, lehti L3344C(2019).
Maanmittauslaitos, Helsinki 2020b.

Ranta10 – rantaviiva 1:10 000 ja uomaverkosto. Suomen ympäristökeskus, Helsinki 2016.

Valuma-aluejako, 1:50 000. Suomen ympäristökeskus, Helsinki 2010.

Muut avoimet aineistot

Ilmatieteen laitos (2020). Säähavainnot, kuukausihavainnot. Kärkän havaintoasema, Salo.
<<https://ilmatieteenlaitos.fi/havaintojen-lataus#!/>>

Suomen ympäristökeskus (2020). Avoimet ympäristötietojärjestelmät – Ympäristötiedon hallintajärjestelmä Hertta. Hydrologiset havainnot, 25. Uskelanjoen vesistöalue.
<<https://www.wp2.ymparisto.fi/scripts/kirjautu.asp>>