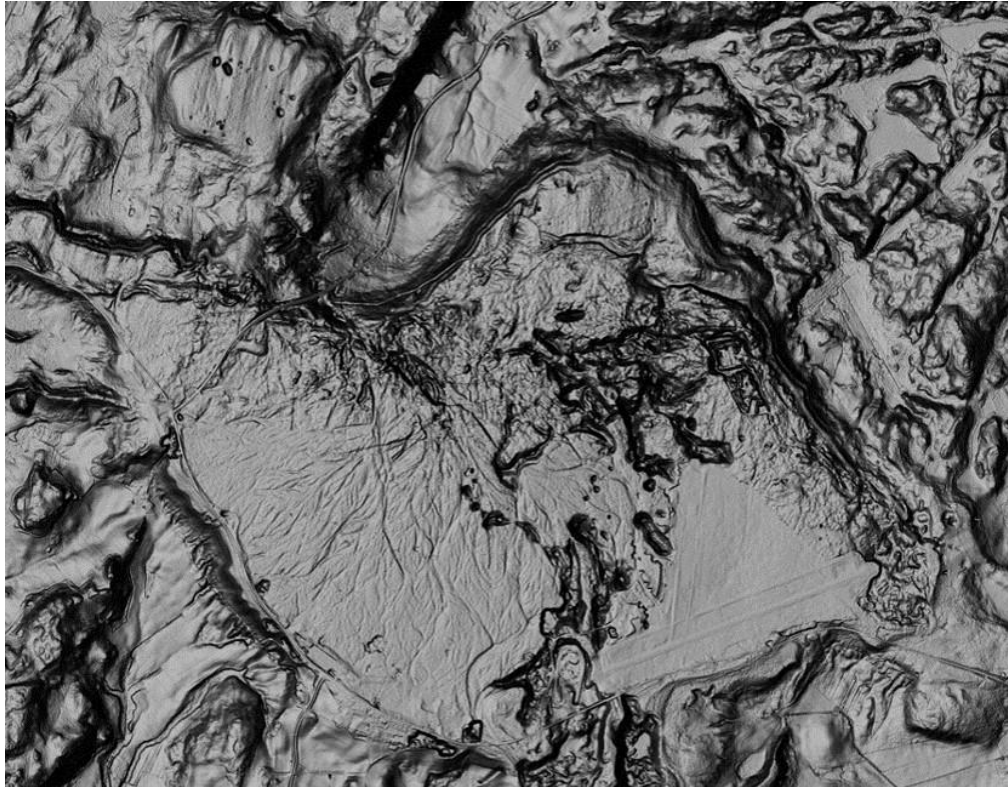


Vesivehmaankankaan hydrogeologinen rakenne



Pro gradu -tutkielma

11.8.2017

Hanna Uusitalo

Maantieteen ja geologian laitos



Turun yliopisto
University of Turku

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

TURUN YLIOPISTO
Matemaattis-luonnontieteellinen tiedekunta
Maantieteen ja Geologian laitos

Uusitalo Hanna: Vesivehmaankankaan hydrogeologinen rakenne

Pro gradu -tutkielma, 78 s, 1 liite

40 op.

Maaperägeologia

Elokuu 2017

Pro gradu -työni on osa laajempaa Salpausselkä 3D -hanketta, joka on geologian tutkimuskeskuksen sekä Turun, Helsingin ja Oulun yliopistojen yhteistyöprojekti. Tämän tutkimuksen osuus on selvittää Vesivehmaankankaan pohjavesialueen rakennetta ja rakenteen vaikutusta pohjavesiolosuhteisiin. Tutkimuksen tavoitteena on jakaa alue ominaisuuksiltaan erilaisiin hydrogeologisiin yksiköihin. Valmiin tutkimuksen pohjalta suunnitellaan jatkotutkimuksia, kuten heijastusseismisten luotausten tekoa.

Tutkimusalue on Päijät-Hämeessä Asikkalan kunnassa sijaitseva Vesivehmaankankaan deltamuodostuma, joka on yksi Asikkalan tärkeimmistä pohjavesialueista. Vesivehmaankangas on muodostunut noin 11 700 vuotta sitten osana Toista Salpausselkää. Työ perustuu alueella aikaisemmin tehtyihin tutkimuksiin, joita täydennetään uudella maatumka-aineistolla ja sedimentologisilla havainnoilla. Geomorfologian tarkasteluun käytettiin GTK:n uutta varjostettua korkeusmallia.

Deltan rakenne vastaa lähes tyypillistä Gilbert-tyypin deltarakennetta, jonka aines on hyvin vettä johtavaa ja jonka rakenteissa ei juuri ole hienoaineisia. Moreenit ovat sijoittuneina vain tutkimusalueen reunoille, eivätkä juurikan vaikuta pohjaveden imeytymiseen alueella. Vesivehmaankankaan muodostumisen aikana jäätikkö on liikkunut edestakaisin melko laajasti, mistä kertovat vanha reuna-asema, kaksiosainen reunamuodostuma, lineaatiot sekä ylityöntömoreenit deltan reunoilla. Jäätikkö on vetäytynyt alueelta ainakin 10 km:n päähän pohjoiseen, josta se on uudelleen edennyt osittain deltakankaan päälle.

Tutkimusalueen kallioperä on hyvin rikkonainen, ja kallioperän korkeusvaihtelut ovat suurin pohjaveden kulkeutuvuuteen vaikuttava tekijä. Korkea ja rikkonainen kallioperä jakavat erityisesti tutkimusalueen itäosien mahdolliset akviferit pieniin ja yksittäisiin muodostumiin. Tutkimusalueen poikki kulkeva koillis-lounassuuntainen ruhje on pääasiallinen pohjavettä keräävä allas. Toinen pohjaveden kulkeutuvuuteen vaikuttava tekijä on deltan rakenteiden alla oleva vanha reunamoreeni, joka ohjaa pohjaveden virtauksen kääntymään länsi-itäsuuntaiseksi muodostuman läpi.

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

Uusitalo Hanna: The hydrogeological structure of Vesivehmaankangas delta

Master's thesis, 78 p. 1 appendix

40 cu.

Quaternary geology

August 2017

This master's thesis is part of a larger Salpausselkä 3D -project which is a cooperated production between the Geological Survey of Finland and the Universities of Turku, Helsinki and Oulu. The function of my study is to explain the structure of the Vesivehmaankangas delta formation and the differences in structures that affect to the groundwater regime. The aim of the study is to divide the research area to different hydrogeological units to predict the flow of the groundwater.

The research area is located in Päijänne Tavastia region in municipality of Asikkala in Southern Finland, where Vesivehmaankangas delta formation is one of the most important groundwater areas. Vesivehmaankangas has formed as a part of Salpausselkä II end moraine 11 700 years ago. In this study new research was made by ground penetrating radar and sedimentological studies. The geomorphology of the research area was studied by using new LiDAR -elevation model, which is a new remote sensing method provided by the Geological Survey of Finland.

Vesivehmaankangas delta formation is quite a typical Gilbert-type delta, which consists mostly of well-sorted sands and gravels. During the deposition of Vesivehmaankangas the ice margin have been restless. This can be observed by the old ice marginal moraine under the deltas foresets, two-parted Salpausselkä II end moraine in the west side of the formation and push moraines at the margins of the delta formation. The lineation data from LiDAR suggests that the ice sheet has retreated at least 10 km to the north of Vesivehmaankangas and then readvanced partly on top of the formation.

The bedrock in the study area is indented and the variations in its elevation are the most important features to influence the groundwater flow. In the eastern part of the area, high-elevated bedrock divides aquifers to small isolated units. The area is cut by crushing zone that runs to N-NE – S-SW direction and is the main basin to collect the groundwaters of the area. The second feature to guide the groundwater flow is the old ice marginal moraine under the delta foresets. This moraine formation steers the direction of the flow in W-E direction though the formation.

Sisällys

1. Johdanto	1
2. Suomen jäätiköitymishistoria ja Salpausselkien geologia	2
2.1 Jäätiköitymisvaiheet.....	2
2.2 Deglasiaatiovaiheet	3
2.3 Heinolan deglasiaatio	7
2.4 Salpausselät	8
2.4.1 Salpausselkien sijainti	9
2.4.2 Reunamuodostumien yleinen rakenne.....	11
2.4.3 Deltojen yleinen rakenne	12
2.5 Hydrogeologia ja sen tutkiminen.....	17
3. Vesivehmaankankaalla aikaisemmin tehdyt tutkimukset	18
4. Tutkimusalue.....	19
4.1 Vesivehmaankankaan kallioperä	20
4.2 Vesivehmaankankaan morfologia.....	22
4.3 Vesivehmaankankaan pohjavesialue	24
4.3.1 Pohjaveden pinnat ja virtauskuva.....	25
4.3.2 Pohjaveden laatu ja riskitekijät	29
5. Tutkimusmenetelmät	31
5.1 Varjostettu korkeusmalli – LiDAR.....	31
5.2 Sedimentologiset tutkimukset	32
5.3 Maatutkaluotaus.....	33
6. Tulokset.....	36
6.1 Tutkimusalueen geomorfologia	36
6.2 Sedimentologiset havainnot	43

6.2.1 Vääksyn Betonin monttu	44
6.2.2 Urasmäentien monttu	47
6.2.3 Lentokentän länsipuolen monttu	47
6.2.4 Ampumaradan monttu	49
6.3 Maatutka-aineisto.....	52
6.3.1 Moreeni.....	52
6.3.2 Lajittuneet maalajit.....	54
6.3.3 Pohjavesi.....	57
7. Tulosten tarkastelu ja keskustelu	58
7.1 Tutkimusalueen geologinen rakenne	58
7.1.1 Topsetit ja pohjoisen moreenipeitteet.....	59
7.1.2 Foresetit ja vanha reuna-asema	60
7.1.3 Pohjasetit	62
7.2 Vesivehmaankankaan syntyhistoria.....	62
7.3 Hydrogeologiset yksiköt	65
7.3.1 Huonot alueet	65
7.3.2 Kohtalaiset alueet	67
7.3.3 Hyvät alueet	67
7.4 Tulevat tutkimukset	68
8. Johtopäätökset	71
Kiitokset.....	72
Lähdeluettelo.....	73
LIITE 1.	79

1. Johdanto

Maailmalla Salpausselät ovat Suomen kuuluisimmat geologiset muodostumat. Niitä tutkimalla saadaan tietoa jäätiköistä, jään työstä sekä jäätikön häviämisen vaiheista eli deglasiatiosta. Tämän lisäksi Suomen parhaimmat pohjavesiesiintymät ovat sijoittuneina lajittuneisiin hiekka ja sorakerrostumiin, kuten reunamuodostumiin ja harjuihin (Mälkki 1999). Pohjavesivaroja on maaperän kerrostumien lisäksi varastoituneena myös kallioperän rakoihin ja ruhjeisiin. Nämä vettä johtavat maa- ja kallioperän osat eli akviferit mahdollistavat veden teknisen käyttöönoton, joka monilla alueilla turvaa talousveden saannin. Pohjavesialueiden rakennetutkimuksilla pyritään saamaan käsitys pohjaveden kulusta maaperässä sekä veden kulkua mahdollisesti estävistä rakenteista (Palmu & Mäkinen 2005). Hydrogeologisten ominaisuuksien selvittämisen lisäksi rakennetutkimukset lisäävät ymmärrystämme viimeisen jäätiköitymisjakson aikana muodostuneiden kerrostumien syntyolosuhteista.

Tässä tutkimuksessa keskitytään Salpausselkä II:n kohdalla sijaitsevaan Vesivehmaankankaan deltamuodostaman rakenteeseen ja hydrogeologiaan. Vesivehmaankangas on Asikkalan kunnassa Päijät-Hämeessä sijaitseva deltamuodostuma, joka on muodostunut 11 700 vuotta sitten mannerjäätikön ollessa pysähtyneenä Salpausselkä II:n kohdalle (Saarnisto & Saarinen 2001). Kyseinen deltamuodostuma on yksi Asikkalan kunnan tärkeimmistä I-luokan pohjavesialueista (SYKE). Deltakangas on hyvin tyypillinen muodostuma reunamuodostumien alueella, ja sen tutkiminen antaa hyvin kattavan yleiskuvan vastaavista muodostumista kautta maan (Niemelä 1979). Vesivehmaankankaan yksi ominaispiirteistä on tutkimusalueen poikki kulkeva ruhjevyöhyke, joka on pääasiallinen pohjavettä keräävä allas. Tämä tekee tutkimusalueesta erityisen mielenkiintoisen kohteen tutkia pohjaveden virtauksia ja varastoitumista alueella, sillä alueilla, joilla ruhjevyöhykkeet sekä lajittuneet hiekka- ja sorakerrostumat risteävät, on usein erinomaiset olosuhteet pohjavedenottoon (Mälkki 1999). Vaikka Vesivehmaankankaalla ei tällä hetkellä olekaan aktiivista pohjavedenottoa, ei esiintymän käyttömahdollisuutta tulevaisuudessa voida sulkea pois.

Pohjavesialueen rakennetutkimuksen avulla pyritään ymmärtämään, miten kerrostumien syntyolosuhteet vaikuttavat esiintymän hydraulisiin ominaisuuksiin (Palmu & Mäkinen 2005). Maa-aineksen laadun ja raekokojen vaihtelut vaikuttavat pohjaveden esiintymiseen ja hyödynnettävyyteen. Nämä vaihtelut taas johtuvat muodostuman synnyn aikaisista kerrostumisolosuhteiden vaihteluista (Palmu & Mäkinen 2005).

Tämä tutkimus on osa laajempaa Salpausselkä 3D -hanketta, joka on Geologian tutkimuskeskuksen sekä Turun, Helsingin ja Oulun yliopistojen yhteistyöprojekti. Tutkimus perustuu suurelta osin alueella jo aikaisemmin tehtyihin tutkimuksiin, joiden kattavuutta lisätään tekemällä lisätutkimuksia, kuten maatutkaluotauksia. Tutkimuksen tavoitteena on tarkastella Vesivehmaankankaan maaperän rakenteita ja saada ymmärrys tutkimusalueen geologisesta rakenteesta, jotta alue voidaan jakaa hydrogeologisilta ominaisuuksiltaan erilaisiin yksiköihin. Tämän tutkimuksen pohjalta tullaan arvioimaan jatkotutkimusten tarvetta sekä suunnittelemaan uusia 50 MHz:n maatutkalinjoja ja heijastusseismisten luotausten tekoa.

2. Suomen jäätiköitymishistoria ja Salpausselkien geologia

2.1 Jäätiköitymisvaiheet

Kvartaarikaudella, joka alkoi noin 2,5 miljoonaa vuotta sitten, Suomi on ollut jäätiköityneenä useaan otteeseen. Suomesta on tunnistettu kolme erillistä jääkausiaikaa, Elster, Saale ja Weiksel, joista pääasiassa vain Weiksel-jääkauden aikaiset muodostumat ovat säilyneitä (Nenonen 2004). Edetessään uusi mannerjää usein tuhoaa ja uudelleen kerrostaa aikaisemmin syntyneet maaperämuodostumat. Vanhempien jääkausien maaperäkerrostumia on säilynyt vain joissain painanteissa, kuten Lappajärven meteoriittikraatterissa (Salonen *et al.* 2008).

Maapallon ilmastohistoriassa viimeisin merkittävä pitkä glasiaalivaihe, Veiksel-vaihe, alkoi noin 110 000 vuotta sitten (Johansson *et al.* 2011). Tälle ajanjaksolle olivat tyypillisiä nopeat lämpötilan vaihtelut, joiden aikana maapallon keskilämpötila saattoi vaihdella jopa 6–10 astetta muutaman kymmenen vuoden aikana (Lunkka 2008). Veiksel-vaiheen katsotaan kestäneen noin 100 000 vuotta ja sen maksimi oli noin 18 000 vuotta sitten, jolloin mannerjäätikkö peitti alleen suurimman osan Pohjois-Eurooppaa. Veiksel-jäätiköityminen voidaan jakaa kolmeen osaan: Varhais-, Keski- ja Myöhäis-Veikseliin, joista viimeisimmästä käytetään yleisesti käsitettä mannerjäätikkö. Kylmimmässä vaiheessa mannerjäätikkö oli noin 2–3 km paksu ja ulottui Saksaan, Puolaan, Baltian maihin ja Venäjälle, lähelle Moskovaa. Maksimivaiheen jälkeen alkoi mannerjään nopea sulaminen eli deglasiaatio. Suomi oli jälleen kokonaan vapautunut mannerjään alta 10 000 vuotta sitten (Lunkka 2008, Johansson *et al.* 2011).

2.2 Deglasiaatiovaiheet

Deglasiaatiovaiheessa jään reuna oli perääntynyt Suomen etelärannikolle noin 13 000 vuotta sitten, ja kaiken kaikkiaan Suomen vapautuminen jääpeitteestä kesti yhteensä noin 3000 vuotta. Mannerjään jäänjakaja-alue oli maksimivaiheen aikana Perämeren alueella, josta se siirtyi jään sulamisen edetessä kohti pohjoista (Rainio & Johansson 2004). Jään perääntyminen ei ollut mitenkään tasaista tuon 3000 vuoden aikana, vaan jään reuna liikehti edestakaisin ja oli pysähtyneenä useaan otteeseen. Ainakin kahdesti jään reuna myös eteni uudelleen jo kertaalleen paljastuneelle alueelle. Jään reunan perääntymisnopeus Uudellamaalla oli vuosittain parisataa metriä. Salpausselkien synnyn jälkeen perääntymisnopeus kasvoi noin 300 m:iin vuodessa (Rainio & Johansson 2004).

Mannerjäätikön itäisten osien perääntyminen ei ole tapahtunut samassa ajassa Etelä-Suomen alueiden kanssa. Viimeaikaisten tutkimusten perusteella Salpausselkien Venäjän alueelle päättyvät jatkeet, Koitereen ja Pielisjärven reunamoreenit (Kuva 1), ovat syntyneet paljon muita Salpausselkien moreenimuodostumia myöhemmin. Putkisen *et al.* (2011) mukaan Kalevalan alueella syntyneet reunamuodostumien jatkeet ovat iältään lähempänä kolmannen

Salpausselän ikää (11 400 vuotta), mikä on noin 200 vuotta Salpausselkien I ja II muodostumisesta. Tämän perusteella mannerjään deglasiaatio on Etelä-Suomen alueella ollut huomattavasti nopeampaa kuin jäätikön itäisissä osissa.

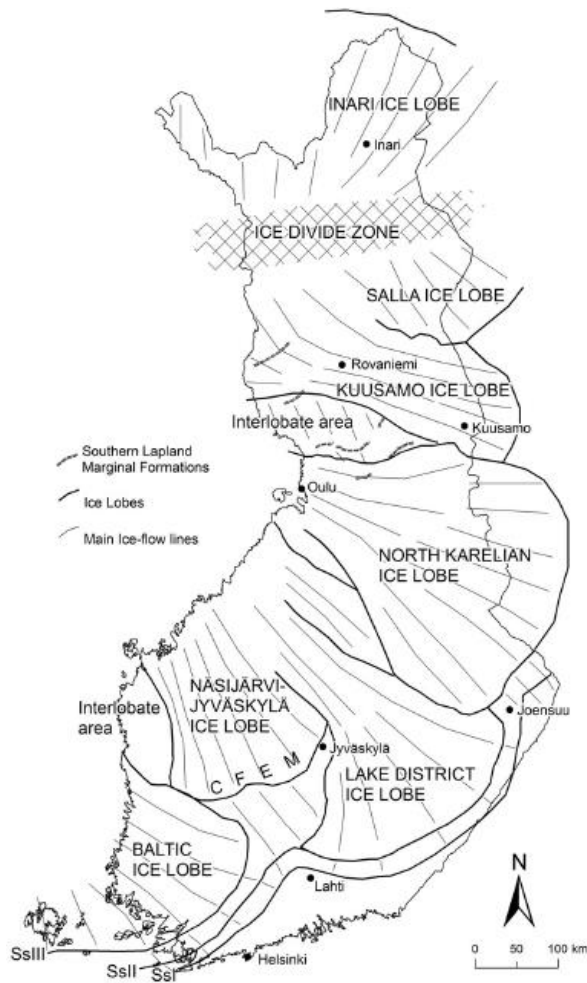


Kuva 1. Salpausselkä II:n mahdolliset jatkeet Koitereen reunamoreeni (K) ja Pielisjärven reunamoreeni (P) Venäjän puolella ovat syntyneet noin 200 vuotta muita Salpausselkien osia myöhemmin, samoihin aikoihin Salpausselkä III:n kanssa. Kuva: Putkinen *et al.* 2011.

Deglasiaation aikana mannerjäätikkö oli jakautuneena useisiin erillisiin viuhkanmuotoisiin jääkielekkeisiin (Johansson *et al.* 2011). Ensimmäisen Salpausselän eteläpuolella olevien moreenimuodostumien perusteella jään reuna on perääntynyt yhtenä rintamana ennen Salpausselkien vaihetta, mutta jäätiköitymisen lopulla mannerjäätikössä on ollut useita eri kielekevirtauksia (Kuva 2). Jääkielekkeet saivat alkunsa sellaisista jäätikön kohdista, joihin kertyi lunta ja jäätä enemmän kuin muualle muuttaen jäätikön tasapainotilaa (Rainio & Johansson 2004). Muita syitä jääkielekkeiden muodostumiseen saattoivat olla jäätikön alustan pinnanmuotojen vaihtelut tai se, oliko alusta Baltian jääjärven pinnan ylä- vai alapuolella.

Salpausselät I ja II ovat muodostuneet kaiken kaikkiaan kolmesta eri kielekkeestä, joista kaksi eteläisintä, Itämeren kieleke ja Järvi-Suomen kieleke, kulkivat Etelä- ja

Keski-Suomen poikki. Kolmas, Pohjois-Karjalan kieleke, ulotti reunamuodostumat Venäjän puolelle (Rainio & Johansson 2004).



Kuva 2. Mannerjäätikkö oli deglasiation aikana jakautuneena useaan eri kielekkeeseen, joiden eteen Salpausselät muodostuivat. Kuva: Johansson *et al.* 2011.

Deglasiation aikana jäätikkö pieneni, sen paino väheni ja maa alkoi kohota. Maan kohoaminen tapahtui aluksi nopeasti, mikä aiheutti kallioperän siirroksia etenkin Lapissa. Siirrokset tapahtuivat suurimmaksi osaksi jo olemassa olevia kallioperän heikkousvyöhykkeitä pitkin (Taipale & Saarnisto 1991). Mannerjään liikkeet, maan painuminen ja maan uudelleen kohoaminen ovat muuttaneet Itämeren altaan kokoa useaan otteeseen.

Mannerjään poistuttua Suomen alueelta Itämeri ulottui paljon laajemmalle kuin nykyään. Salpausselkien synnyn aikana mannerjäätikkö patosi Itämeren Baltian jääjärveksi, jonka pinta oli noin 30 m valtameren pinnan yläpuolella (Rainio & Johansson 2004). Etelä-Suomessa Baltian jääjärven ylin ranta on vaihtelevasti 100–160 mpy (metriä meren pinnan yläpuolella). Ylimmäksi rannaksi kutsutaan sitä rannan tasoa, johon jääkauden lopun vesi ulottui (Rainio & Saarnisto 1991). Deglasiatiohistorian perusteella ymmärretään, että se on eri-ikäinen eri paikoissa.

Baltian jääjärvi seurasi perääntyvän jään reunaa aina Toiselle Salpausselälle asti. Toisen Salpausselän deltataseet muodostuivat Baltian jääjärven B III tasoon, joka on keskimäärin 10 m Ensimmäiseltä Salpausseltä havaittua B I -tasoa alempana (Jantunen 2004). Vesivehmannalla B III -taso on 150 mpy (Rainio 2004). Kun jään reuna perääntyi edelleen pohjoiseen, paljastui Etelä-Ruotsista matala alue, josta Baltian jääjärvi purkautui valtamereseen. Veden pinta laski 11 590 vuotta sitten nopeasti 28 m valtameren tasoon. Vedenpinnan lasku tapahtui vaiheessa, jossa mannerjäätikkö oli perääntynyt Toisen Salpausselän pohjoispuolelle 0–10 km:n matkan (Rainio 2004). Tässä vaiheessa paljon maata, erityisesti Toisen Salpausselän itäiset osat ja Vesivehmannakangas (Saarnisto *et al.* 1994, Rainio 2004), jäi kuiville rantavoimien ulottumattomiin, eivätkä rantavoimat ole muokanneet Toista Salpausselkää samalla tavalla kuin Ensimmäistä Salpausselkää (Rainio 2004). Baltian jääjärveä seurannutta vaihetta Itämeren historiassa kutsutaan Yoldiamereksi.

Maan kohoamisen seurauksena Itämeren allas patoutui uudelleen makean veden altaaksi, Ancylysjärveksi, noin 10 800 vuotta sitten, kun jään reuna oli perääntynyt Keski-Suomeen. Ancylysjärven aikana jäätikkö perääntyi kokonaan Suomen alueelta, ja nopean sulamisen johdosta valtamerenpinnan nousu oli voimakasta. Lopulta noin 8500 vuotta sitten meren pinta ylitti Tanskan salmen ja alkoi Litorinameren vaihe. Tästä eteenpäin Itämeri on aina ollut yhteydessä valtamereseen. Valtamerenpinta saavutti nykyisen tasonsa 7000 vuotta sitten, jolloin myös Pohjois-Amerikan suuri mannerjäätikkö lopulta sulii (Rainio 2004).

Litorinameren loppua ei osoita mikään selvä muutoskohta. Itämeri on suoraa jatkoa Litorinamerelle, joka on nimetty alueella viihtyneen *Littorina*-kotilon mukaan.

Littorina-kotiloita tavataan vesissä, joissa suolapitoisuus on vähintään 8 ‰ (Rainio & Saarnisto 1991). Jatkuvan maankohoamisen seurauksena Itämeren allas on pienentynyt koko ajan ja yhteys valtameriin on kaventunut, minkä seurauksena myös suolapitoisuus on koko ajan laskenut kohti nykyistä Itämeren tilannetta. Nykyään Itämeren suolapitoisuudet vaihtelevat Perämeren 2 ‰:n ja eteläisen Itämeren 10 ‰:n välillä. Nykyisten kaltaisten olojen katsotaan vallinneen Itämerellä noin 2500 vuoden ajan (Rainio & Saarnisto 1991).

2.3 Heinolan deglasiaatio

Mannerjäätikön perääntymisvaihetta ennen Salpausselkien muodostumista kutsutaan Heinolan deglasiaatioksi (Okko 1962, Rainio & Johansson 2004). Mannerjään reuna perääntyi aluksi Heinolan alueelle asti, josta se eteni uudelleen Ensimmäiselle Salpausselälle Nuoremman Dryaskauden aikana. Tämän laajan jäätikön uudelleen etenemisen tukena ovat monet Salpausselkä I:n rakenteista tehdyt havainnot. Laajat moreenipeitteiset lustosavikerrostumat Salpausselkä I:n proksimaalipuolella ovat tärkein uudelleen etenemistä tukeva havainto. (Rainio 1996).

Se miten kauas Salpausselkä I:n pohjoispuolelle jäätikkö perääntyi, on kartoitettu jäävuorista tippuneiden kivilajien perusteella (Okko 1962). Perääntymisvaiheessa jäätikön edustalla oli syvä vesi, jolloin jäätikön edustalta irtosi merkittäviä määriä jäälohkareita. Jäävuorien takia jäätikön massa voi nopeastikin pienentyä huomattavia määriä, kuten esimerkiksi Antarktiksella, jossa häviävästä jäämassasta jopa 90 % on jäävuorien muodostumista (Bennet & Glasser 2009). Heinolan deglasiaation aikana jäävuorista pudonneiden siirtolohkareiden kivilaji on rapakivigraniitti, jonka lähde on Lahdesta koilliseen sijaitsevassa Ahveniston massiivissa Heinolassa (Okko 1962, Rämö *et al.* 1998).

Heinolan deglasiaatio ja Salpausselän etenemisvaihe tapahtuivat 13 000 – 12 250 vuotta sitten (Rainio & Johansson 2004), mistä jäätikön uudelleen etenemisen seurauksena muodostui Ensimmäinen Salpausselkä (Okko 1962, Rainio 1993, Rainio 1998). Samalla kun jäätikkö eteni Ensimmäiselle Salpausselälle, se

laajetessaan sulki Baltian vesialtaan meriyhteyden ja muodostui Baltian Jääjärvi (Okko 1962). Ensimmäinen Salpausselkä muodostui veden pinnan ollessa korkeimmillaan. Lahden alueella korkein Baltian jääjärven taso on 150 m nykyisen merenpinnan yläpuolella (Jantunen 2004).

2.4 Salpausselät

Mannerjäätiköt kuljettavat kaikenkokoista sedimenttiä mukanaan ja kerrostavat niistä erilaisia muodostumia joko virtaavan veden avulla tai ilman sitä (Collison *et al.* 2006). Jäätiköiden kerrostamia maaperämuodostumia on alkujaan alettu tutkia jään reunalle kerrostuneiden reunamoreenien kautta. Salpausselät I, II ja III sekä Sisä-Suomen reunamuodostuma ovat Suomen kuuluisimmat geologiset muodostumat, ja maailmanlaajuisesti Salpausselät ovat yksi huomattavimmista jääkauden kerrostamista maaperämuodostumista.

Salpausselät ovat syntyneet viimeisen jäätiköitymisvaiheen aikana, Nuoremmalla Dryaskaudella, joka alkoi noin 12 700 vuotta sitten (Saarnisto & Saarinen 2001, Lunkka 2008). Salpausselkien reunamuodostumat ovat kerrostuneet jäätikkökielekkeiden eteen deglasiaatiovaiheessa, jolloin materiaalia kerrostui suhteellisen matalaan veteen jään edustalla (Fyfe 1990, Rainio *et al.* 1995, Ahonen *et al.* 2011). Reunamuodostumia käytetään hyväksi tulkittaessa deglasiaatiohistoriaa (Johnson & Menzies 2002). Kyseiset muodostumat merkitsevät aikaa, jolloin jään reuna on pysynyt lähes paikoillaan. Vesivehmaankangas on syntynyt Toiselle Salpausselälle Järvi-Suomen jääkielekkeen eteen hyvin lähelle Itämeren ja Järvi-Suomen kielekkeiden yhtymäkohtaa.

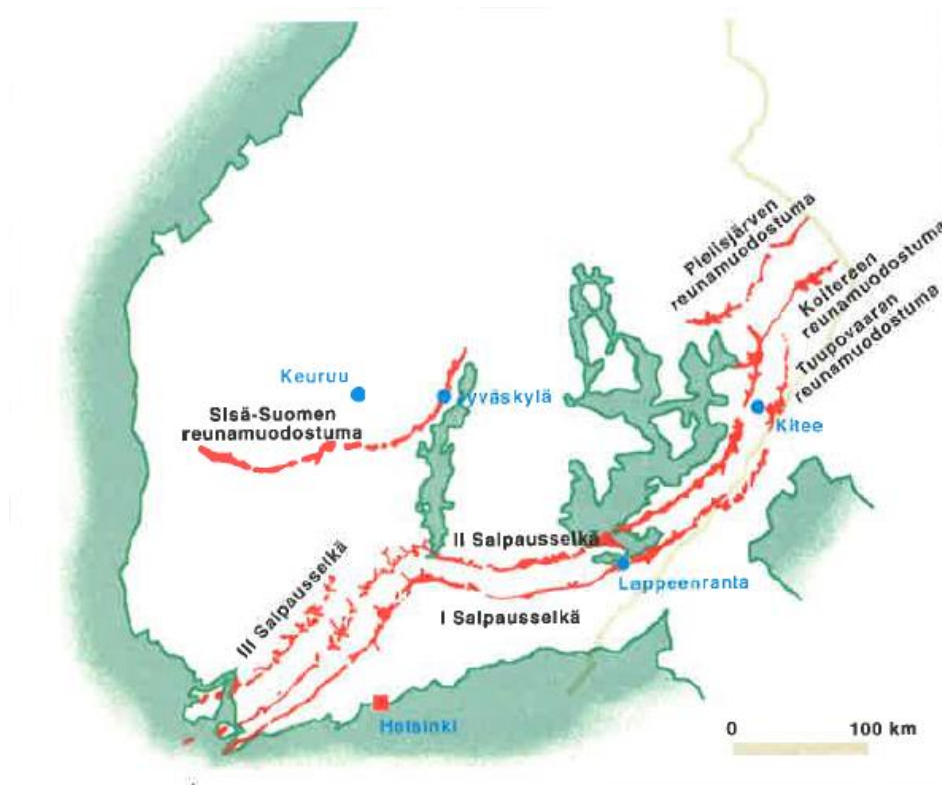
Ensimmäinen Salpausselkä alkoi muodostua 12 250 vuotta sitten, (Saarnisto & Saarinen 2001, Rinterknecht *et al.* 2004) ja sen muodostuminen kesti noin 200 vuotta samoin kuin Toisen Salpausselän, joka muodostui 11 790 – 11 590 välisenä aikana (Saarnisto & Saarinen 2001, Rainio & Johansson 2004). Vaikka Ensimmäisen ja Toisen Salpausselän välillä on vain noin 10–25 km:n matka, on muodostumilla ikäeroa 200 vuotta. Salpausselkien ikää on määritetty useassa

otteessa muun muassa lustokronologian avulla (Saarnisto & Saarinen 2001). Koska Salpausselkien muodostuminen on geologisesti ajatellen hyvin nuori tapahtuma, on Fennoskandian mannerjäätikön deglasiatiohistoriaa voitu ajoittaa myös radiohiilimenetelmällä (Stroeven *et al.* 2016). Radiohiiliajoitus on hyvin yleisesti käytetty menetelmä, jossa mitataan orgaanisen hiilen määrää (Dyke 2004). Hiilen isotoopin ^{14}C puoliintumisaika on 5730 ± 40 vuotta, joten menetelmän avulla voidaan ajoittaa 45 000 vuotta vanhoja ja tätä nuorempia kerrostumia. Tällä aikaskaalalla Salpausselkien historiaa voidaan hyvinkin ajoittaa (Kelly & Naudinot 2014, Stroeven *et al.* 2016).

2.4.1 Salpausselkien sijainti

Ensimmäinen ja Toinen Salpausselkä myötäilevät niiden syntyaikana vallinneiden jääkielekkeiden sijaintia ja muodostavat kaksi suurta kaarta Etelä-Suomen poikki. Ne ovat osa suurempaa reunamuodostumien ketjua, jota voidaan seurata koko Fennoskandian läpi Venäjän Karjalaan ja Kuolan niemimaalle asti (Johansson *et al.* 2011).

Ensimmäinen Salpausselkä (Kuva 3) kohoaa merestä Hankoniemellä, josta se suuntautuu Lohjan ja Hyvinkään kautta Hollolaan. Hollolasta Salpausselkä kääntyy seuraamaan itäistä kaartaan, joka kulkee Lahden, Kouvolan ja Lappeenrannan kautta Laatokan pohjoispuolelle. Tästä eteenpäin ensimmäinen Salpausselkä jatkuu epäyhtenäisenä reunamoreanivyöhykkeenä aina Venäjän Karjalaan asti. (Saarnisto *et al.* 1994, Rainio *et al.* 1995). Ensimmäistä Salpausselkää on yritetty seurata myös Itämeren yli Ruotsiin, mutta Itämeren alueella moreenimuodostuman seuraaminen ei ole onnistunut muodostuman päälle kerrostuneiden savien takia. Kaikki yli 40 m merenpinnan alapuolella olevat kerrostumat ovat peittyneet savien alle. (Rainio *et al.* 1995).



Kuva 3. Salpausselkien I, II ja III sekä Sisä-Suomen reunamuodostuman sijainti. Kuva: Rainio 2004

Toinen Salpausselkä kohoaa merestä Bromarvin niemellä ja kulkee yhdensuuntaisesti ensimmäisen Salpausselän kanssa muodostuman pohjoispuolella. Toista Salpausselkää voidaan seurata Raaseporin läpi Karkkilaan ja sieltä Asikkalaan ja Päijänteen länsipuolelle, jossa se edelleen myötäilee Ensimmäisen Salpausselän muotoa ja kääntyy itään. Toisen Salpausselän itäinen kaari kulkee Vääksyn kautta Saimaalle ja sieltä Pohjois-Karjalaan päättyen lopulta Venäjän Karjalaan (Kuva 3) (Saarnisto *et al.* 1994, Rainio *et al.* 1995).

Kolmas Salpausselkä on kahta edellistä selvästi heikompi ja epäyhtenäisempi reunamuodostuma, joka kulkee Kemiön saarelta luoteeseen Rengon alueelle. Kolmannen Salpausselän päätepisteenä pidetään Hämeenlinnan aluetta. Sisä-Suomen reunamuodostuma on Salpausselkien veroinen kokonaisuus, joka ulottuu Satakunnasta Näsijärven poikki Jyväskylään. Reunamuodostuma jatkuu ainakin Laukaaseen asti (Saarnisto *et al.* 1994). Sisä-Suomen reunamuodostuma on

syntynyt muihin kolmeen Salpausselkään nähden paljon myöhemmin, Nuoremman Dryaskauden jälkeen (Rainio *et al.* 1995).

2.4.2 Reunamuodostumien yleinen rakenne

Reunamuodostumat syntyvät silloin, kun uuden jään virtaaminen ja sulaminen ovat tasapainossa. Reunamuodostumien rakenteesta esitetään yleensä, että niiden jäätikönpuoleiset proksimaaliosat käsittävät enemmän karkeaa materiaalia kuin vastakkaiset, laajalti hienorakeiset distaaliosat (Mälkki 1999). Reunamuodostumat koostuvat usein moreeneista sekä lajittuneemmasta materiaalista, jotka ovat peräisin jään sisältä sekä jään pinnalta. Kerrokset ovat ohuita, toisinaan hyvin rikkonaisia, ja niissä esiintyy voimakkaita deformaatorakenteita, jotka ovat syntyneet rakenteiden romahtamisista, jään työnnöstä sekä jään uudelleen etenemisestä kerrosten päälle (Johnson & Menzies 2002, Stroeve *et al.* 2016). Salpausselillä on alueita, joilla jäätikön reuna on uudelleen edennyt muodostuman päälle. Näistä osoituksena ovat deltamuodostumien jäätikönpuoleisten osien päälle kerrostuneet reunamorenivallit. Myös Vesivehmaankankaalla on viitteitä jään ylityönnöstä. Joissain tapauksissa jäätikön uudelleen eteneminen näkyy muodostuman sisällä esiintyvänä moreenikerroksina (Rainio 2004, Benn & Evans 2010). Salpausselkien yleinen rakenne sisältää kerroksellisia sora, hiekka ja silttipatjoja, joiden väleissä saattaa esiintyä ylityöntömoreeneja (Johnson & Menzies 2002).

Salpausselkien moreenien kuten myös glasifluviaalisten deltojen rakenne vaihtelee systemaattisesti kerrostumisaikaisen veden syvyyden mukaan (Fyfe 1990). Alueilla, joilla mannerjäätikkö päättyi syvään veteen, Salpausselät muodostuivat kapeiksi ja pitkiksi yhtenäisiksi reunavalleiksi. Jos mannerjäätikkö pysähtyi matalaan veteen, päätmoreeni muodostui jaksoittaisista viuhkamaisista deltamuodostumista, jotka ovat usein yhteydessä myös syöttöharjuihin (Benn & Evans 2010).

Katsottaessa Etelä-Suomen maaperäkarttaa (Maankamara palvelu) huomataan hyvin, kuinka Salpausselkien läntisillä, Itämeren kielekkeen muodostamilla osilla,

on runsaasti reunamuodostumiin päättyviä syöttöharjuja. Itäisten kaarien puolella syöttöharjuja on vain vähän. Tämä luultavasti johtuu siitä, että mannerjään perääntyessä Toiselta Salpausselältä pohjoiseen Baltian jääjärvi laski valtamerenpinnan tasoon ja Toisen Salpausselän itäiset osat jäivät suurimmaksi osaksi merenpinnan yläpuolelle kuivalle alueelle (Saarnisto *et al.* 1994). Samaisesta syystä rantavoimat eivät ole yhtä voimakkaasti vaikuttaneet Toisen Salpausselän muotoihin samalla tavalla kuin Ensimmäisellä Salpausselällä, jossa aallokot ovat muokanneet muodostumaa vuosisatoja ennen Baltian jääjärven laskua.

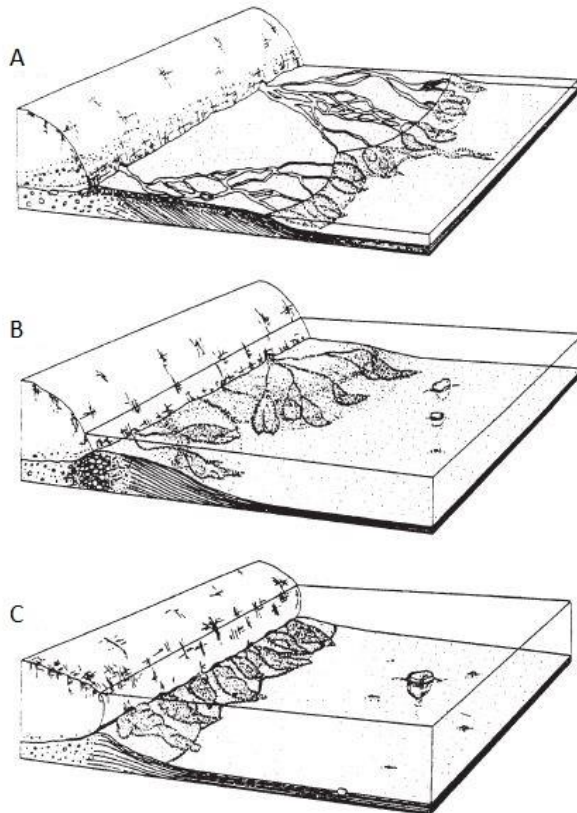
2.4.3 Deltojen yleinen rakenne

Melko tavallinen muodostuma Salpausselillä on tasainen glasifluviaalinen reunadelta tai sandurdelta (Taipale & Saarnisto 1991). Deltat ovat maaperämuodostumia, jotka ovat syntyneet veden kuljettaman maa-aineksen purkautuessa mereen tai järveen lähellä vedenpintaa (Ashley 2002). Ne voivat syntyä joko kontaktissa mannerjähän tai sen välittömässä läheisyydessä. Sellaisia sedimenttikerrostumia, jotka ovat syntyneet syvään veteen kerrostumalla, kutsutaan deltoiksi ja sellaisia, jotka ovat syntyneet kuivalle maalle tai aivan vesirajaan, kutsutaan sandureiksi tai sandurdeltoiksi (Evans & Benn 2010). Vedenpinnan yläpuolelle kerrostuneissa kerrostumissa näkyy usein sulavesien uurtamia virtausuomia sekä suppakuoppia, joita molempia on myös Vesivehkaankankaalla (Johnson & Menzies 2002, Ahonen *et al.* 2011).

Erilaiset deltamuodostumat kertovat sedimentaation tapahtuneen subglasiaalisten sulavesikanavien kautta (Benn & Evans 2010, Fyfe 1990). Subglasiaaliset kanavat ovat saattaneet muodostaa monihaaraisen sulavesitunneleiden verkoston (Greenwood *et al.* 2016). Muodostuvan deltan rakenne riippuu vahvasti siitä, minkälainen sulavesikanavien verkosto on kuljettanut sedimenttiä jään edustalle, mihin taas vaikuttavat jään edustalla olevan veden syvyys, jään pinnan gradientti, jään liikkeisiin kohdistunut kitka ja se, onko jäätikkö ollut kylmä- vai lämminpohjainen (Fyfe 1990, Bennet & Glasser 2009).

Alueilla, joilla jään reuna päättyy veteen, jään ja virtausalustan välinen kitka pienenee helpottaen jään etenemistä ja loiventaen jään reunaosien pinnan gradienttia (Fyfe 1990). Tästä syystä voidaan olettaa, että eteläisessä Suomessa Salpausselkien alueella jäätiköllä on ollut loiva pintaprofiili (Fyfe 1990). Jäätikön pohjan lämpötila vaikuttaa suuresti muodostuvan sulavesiverkoston syntyyn. Kylmähajaisissa jäätiköissä, jotka ovat jäätyneinä kiinni alustansa, sulavedet purkautuvat pääasiassa jään pinnalta supraglasiaalisesti. Lämminhajaisissa jäätiköissä sulavedet pystyvät tunkeutumaan jäämassan läpi jäätyttä, jolloin voi muodostua hyvinkin monihaarisia jäätikön sisällä ja alla kulkevia sulavesiverkostoja (Bennet & Glasser 2009).

Glasifluviaalisille muodostumille on tyypillistä virtaavan veden aiheuttama hyvin vaihteleva kerroksellisuus sekä aineksen karkeuden vaihtelut, jonka laajuus riippuu sulavesien määrästä ja voimakkuudesta (Taipale & Saarnisto 1991). Kuvassa 4 on esitelty kolme erilaista kerrostumisympäristöä. Ensimmäinen kuva (4A) kuvastaa materiaalin kerrostumista hyvin matalaan veteen yhden tai useamman tunnelin kautta, jolloin delta levittyy laajalle ja saattaa kerrostua osittain merenpinnan yläpuolella muodostaen sandurkerrostumia. Toinen kuva (4B) kuvastaa deltan muodostumista yhden tai useamman tunnelin kautta syvään veteen, jolloin kerrostuminen tapahtuu edelleen hallitusti, yhdelle alueelle tunnelin suulla. Kuvassa 4C näkyy hyvin monihaaraisen ja jakautuneen tunneliverkoston luoma epäselvä sedimentaatio, jossa ei pääse muodostumaan laajaa deltakangasta. On todettu, että korkea vedenpinnan taso edesauttaa monihaaraisen tunneliverkoston syntymistä (Fyfe 1990).

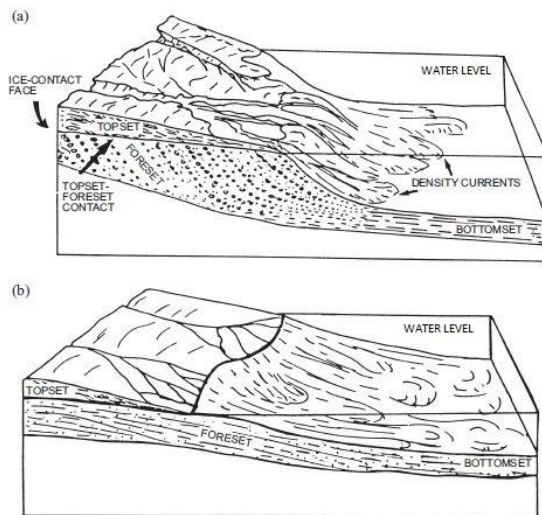


Kuva 4. Glasifluvialisen deltan muodostuminen. Muodostuvan deltan rakenne riippuu jään edustalla olevan veden syvyydestä sekä sulavesikanavien verkoston laajuudesta. Kuva: Fyfe 1990.

Jääkontaktissa syntyneissä deltoissa näkyy kontaktista ja jäänliikkeistä syntyneitä deformaatorakenteita, jotka ovat voimakkaimpia aivan jään edustalla ja joissa varsinaisen deltaosan rakenne on selkeämpi (Lønne 1995). Jääkontaktin vuoksi deltoilla on usein jyrkkä proksimaaliosa ja delta loivenee ja tasoittuu jään reunasta pois päin liikuttaessa. Muodostuma koostuu erilaisista sorista ja hiekoista sekä satunnaisista moreenikerrostumista (Teller 2003).

Glasifluvialiset deltat, kuten Vesivehmaankangas, ovat tyypillisiä Gilbert-tyyppin deltoja. Gilbert-tyyppin deltamuodostuma on kaikkein yleisin muoto mannerjäätikön vaikuttamilla alueilla (Benn & Evans 2010). Tällaiset deltat syntyvät korkean energian virtausten seurauksena, ja niiden kerrostumilla (foresets) on jyrkät kaateet noin 35° :n kulmassa (Ashley 2002, Evans & Benn 2010). Jyrkkien kaateiden takia deltan rakennetta saattavat monimutkaistaa erilaiset massaliikuntoprosessit, kuten maanvieremät (debris flow) (Ashley 2002, Teller

2003, Collison 2006). Deltan rakenteiden kaltevuus määräytyy pitkälti materiaalin karkeudesta ja sitä kautta virtauksen voimakkuudesta. Kuvassa 5 on havainnollistettu, kuinka karkeamman materiaalin delta (a) on paljon jyrkkärinteisempi kuin delta (b), jossa aines on hienompaa materiaalia. Loivarinteisempiä deltoja syntyy ympäristöissä, joissa muodostuvalla deltalla ei ole suoraa kontaktia jään reunaan (Ashley 2002).



Kuva 5. Kahden erilaisen deltan rakenne. Deltan rakenteiden (topsetit, foresetit ja bottomsetit) kaltevuus riippuu pääasiassa sulavesivirtojen voimakkuudesta. Kuva: Ashley 2002.

Gilbert-tyyppisten deltojen sedimenteistä voidaan yleensä erottaa kolme pääkerrosta: Topsetit, foresetit ja bottom- eli pohjasetit (Kuva 5) (Evans & Benn 2008). Gilbert-tyyppin deltoissa topsetit ovat raekooltaan yleensä soraa. Topsetit ovat kerrostuneet vain osittain merenpinnan alapuolella olleen deltakankaan päälle, mikä tekee topseteistä oikeastaan sandurkerrostumia (Benn & Evans 2010). Jos topsetit ovat kerrostuneet merenpinnan yläpuolella, niissä hyvin usein näkyy sulavesien erodoimia uomia.

Foresetit voivat koostua erilaisista sora- tai hiekkafasieksista riippuen siitä, minkälaista materiaalia kerrostumisaikana on ollut saatavilla. Yleisimmin foresetit koostuvat viistosti kerrostuneista hienon tai keskikarkean hiekan seteistä (Evans & Benn 2004). Foresetit ovat ristikerroksellisen rakenteen synnyttämiä muotoja, jotka

muodostuvat, kun virtaavan veden synnyttämät sedimentin kareet kiipeävät toistensa päälle. Samalla alle jäävä rakenne (kare) saattaa leikkautua osittain pois (Reineck & Singh 1980). Ristikerroksellisessa rakenteessa setit ovat yleensä noin 1 m:n paksuisia ja ne levittäytyvät levymäisesti hyvin laajalle alueelle (Collison *et al.* 2006).

Ristikerroksellinen rakenne eli toisin sanoen foresetit ovat erittäin hyödyllisiä, kun halutaan tietää paleovirtausten suunta. Suuret sedimenttipatjat (bedforms) noudattavat kerrostuessaan voimakkainta veden virtaussuuntaa, eikä syntyvä ristikerroksellinen rakenne tuhoudu pienempien virtausten vaikutuksesta (Collison *et al.* 2006). Näin ollen foresettien suunta esimerkiksi glasifluvialisessa deltamuodostumassa kertoo jäätikön sulavesien päävirtaussuunnan. Suunta saadaan selville mittaamalla foresettien kaateen suunta, mutta myös itse kaateen mittaaminen on hyödyllistä, sillä silloin voidaan varmistua siitä, onko sedimenttipatja mahdollisesti kallistunut kerrostumisensa jälkeen esimerkiksi siirrosten seurauksena (Collison *et al.* 2006).

Bottom- eli pohjasetit koostuvat hienorakeisista siltti- ja savikerroksista (Benn & Evans 2010). Gilbert-tyypin deltassa kauempana jään reunasta tapahtuva sedimentaatio tapahtuu pääasiassa massaliikuntojen yhteydessä syntyvien turbidiittisten virtausten seurauksena. (Teller 2003). Massaliikunnot, kuten maanvieremät ja sortumat, laukaisevat turbidiittisiä virtauksia, jolloin hienoin sedimentti nousee suspensioon ja laskeutuu meren pohjaan vasta kauempana varsinaisen deltan reunasta. Vesivehmaankankaalla hienoainessedimentit näyttäisivät kerrostuneet noin 1 km:n päähän deltan eteläreunasta (Maankamara palvelu), vaikka hienoaineksia saattaa esiintyä myös itse deltan paksujen sedimenttien alla. Se, kuinka kauas hienoaines kulkeutuu ennen sedimentoitumistaan, riippuu turbidiittisten virtausten voimakkuudesta. Parhaimmillaan materiaalin laskeutuminen voi viedä jopa kuukausia, jos virtaus on tarpeeksi voimakasta (Ashley 2002).

2.5 Hydrogeologia ja sen tutkiminen

Terminä hydrogeologia tarkoittaa luonnontiedettä pohjaveden ja sen geologisen ympäristön vuorovaikutussuhteista. Erityisesti hydrogeologia tutkii geologisten tekijöiden vaikutusta pohjaveden fysikaaliseen käyttäytymiseen ja kemialliseen koostumukseen (Mälkki *et al.* 2005). Alun perin pohjavesitutkimuksella on tarkoitettu vedenottoaikan löytymiseen ja sen antoisuuden määrittämiseen liittyvää tutkimusta. Nykyään Suomessa pohjavesitutkimus on kuitenkin suurimmaksi osaksi sovellettua, vedenhankintaa palvelevaa tutkimusta (Mälkki 2005).

Pohjavesitutkimuksia suorittavia tahoja on useita, ja esimerkiksi konsulttipalveluiden käyttö suurissa vedenhankintaan liittyvissä tutkimuksissa on huomattavaa. Viime vuosien aikana myös geologian tutkimuskeskuksen osuus tutkimuksissa on kasvanut, ja usein tutkimuksia toteutetaan yhteistyössä korkeakoulujen kanssa (Mälkki 2005). Geologian tutkimuskeskus toteuttaa pohjavesitutkimuksia useasta näkökulmasta, joita ovat esimerkiksi pohja- ja pintaveden välinen vuorovaikutus, pohjavesien geokemia sekä erilaiset rakennetutkimukset ja -mallinnukset (Geologian tutkimuskeskus 2017).

Onnistuneen rakennetulkinnan perustana on hyvä deglasiaatiohistorian tuntemus, jonka tärkeimpiä työvaiheita on alueen geomorfologinen tulkinta (Palmu & Mäkinen 2005). Tällä tarkoitetaan muodostumien synnyn tulkintaa pinnanmuotojen ja maa-aineksen perusteella. Varsinainen rakennetutkimus sisältää maaston pinnanmuotojen tulkinnan, aiemman tutkimusaineiston tarkastelun sekä kairausten ja geofysikaalisten mittausten tulkinnan (Palmu & Mäkinen 2005). Maastokäynneillä tutkimusalueelle varmistetaan myös maaperäleikkausten käyttökelpoisuus.

Yleisimpinä tutkimusmenetelminä rakennetutkimuksissa käytetään geofysikaalisia mittauksia, maaperäkairauksia ja maaperäleikkausten havainnointi. Erityisesti geofysikaalisilla menetelmillä saadaan profiilitietoa pohjavesiesiintymän rakenteesta. Tämä on oleellisessa osassa arvioitaessa muodostuman eri rakenneyksiköiden keskinäisiä suhteita ja hydraulisia yhteyksiä (Palmu & Mäkinen 2005). Glasifluvialisten muodostumien syntyolosuhteiden selvittämisessä ja eri

hydraulisen johtavuuden omaavien kerrostumien laajuuden paikantamisessa käytetään yleisimmin maatutkaluotausten ja maaperäkairausten yhdistelmää (Palmu & Mäkinen 2005).

3. Vesivehkaankankaalla aikaisemmin tehdyt tutkimukset

Tämä tutkimus perustuu suurelta osin alueella aikaisemmin tehtyihin tutkimuksiin. Vesivehkaankankaalla on geologian tutkimuskeskuksen sekä muiden yritysten toimesta tehty rakenneselvityksiä ja pohjavesitutkimuksia useassa otteessa. Niiden myötä tähän tutkimukseen lähdetessä aineisto maaperän kerrostumista sekä kalliopinnan ja pohjaveden tasosta on melko kattava.

Suurin yhtenäinen tutkimus alueen geologiasta on geologian tutkimuskeskuksen toimittama Vesivehkaankankaan pohjavesialueen geologisen rakenteen selvitys (Ahonen *et al.* 2011). Tutkimusraportti julkaistiin vuonna 2011, ja se tehtiin osana RASTAS-hanketta (raakaveden turvaaminen strategisesti merkittävillä pohjavesialueilla). Tämän tutkimuksen yhteydessä Vesivehkaankankaalla tehtiin maaperäkairauksia, havaintoputkiasennuksia, painovoimamittauksia ja maatutkaluotauksia. Painovoimamittausten tuloksena luotu kalliopinnan korkokuva toimii tässä tutkimuksessa pohjana muun muassa maatutka-aineiston tulkinnalle.

Pohjavesitutkimuksia on rakenneselvityksen lisäksi tehty geologian tutkimuskeskuksen, Lahti Vesi Oy:n ja insinööritoimisto Paavo Ristolan toimesta vuosina 1997, 1998 ja 2004. Näiden tutkimusten taustalla on ollut tavoite ottaa Vesivehkaankankaan runsaita pohjavesivaroja hyötykäyttöön. Vuonna 1997 valmistuneen pohjavesiselvityksen yhteydessä tehtiin ruhjetulkintoja alueen kallioperästä karttojen ja ilmakuvien avulla. Niiden sekä hydraulisten ominaisuuksien perusteella alueella todettiin vedenoton olevan mahdollista 1–2

ottamon voimin (Airo *et al.* 1997, Lahti Vesi Oy 1998). Pohjavesiselvityksen yhteydessä geologian tutkimuskeskus suoritti alueella ensimmäiset gravimetriset mittaukset sekä maaperäkairauksia ja koeputkiasennuksia, joista saadaan tietoa myös kerrostumien rakenteesta (Airo *et al.* 1997). Vuonna 2004 tehdyn pohjavesitutkimuksen avulla etsittiin mahdollisia pohjaveden käyttöönotto kohteita tekemällä lisää kairauksia ja maalajimääryksiä tutkimusalueen etelä- ja pohjoisosissa (Paavo Ristola Oy 2004).

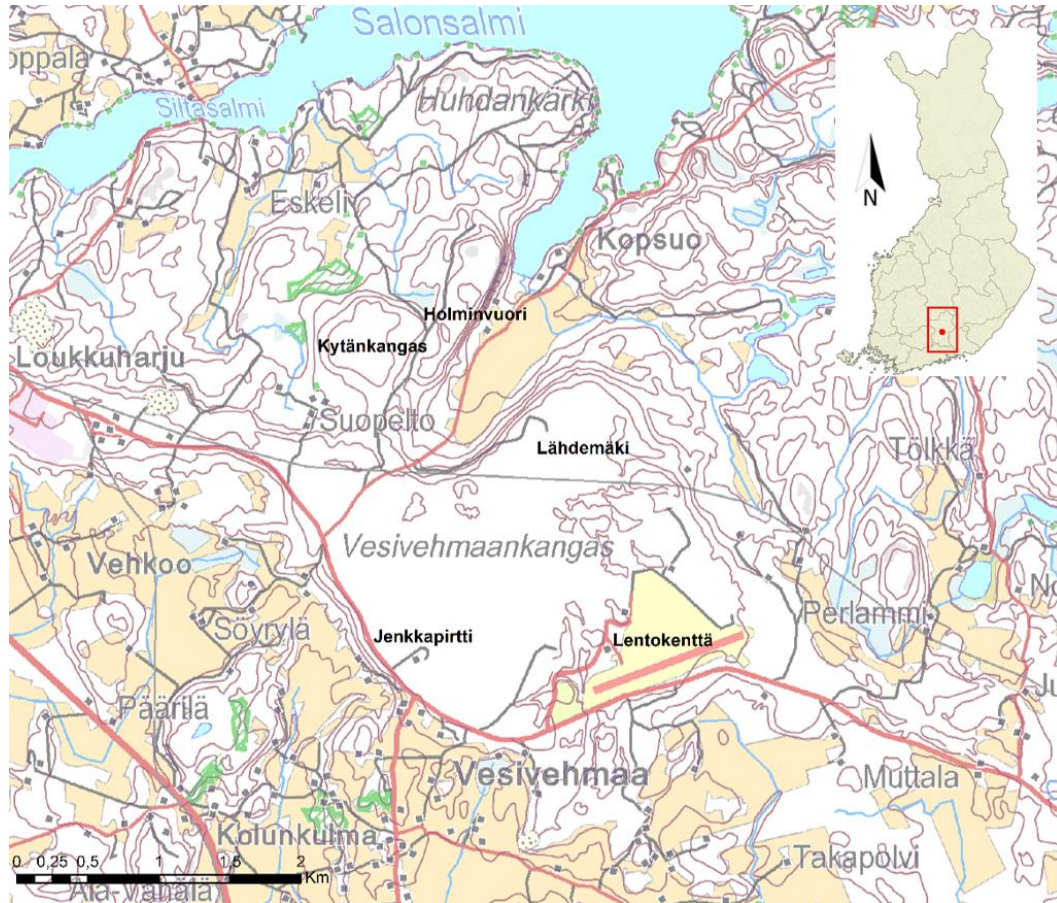
Vesivehmaankankaan pohjavesialueelle on vuonna 2004 tehty Hämeen ympäristökeskuksen toimesta suojelusuunnitelma (Moilanen 2004), jossa on kartoitettu Vesivehmaankankaan pohjavesialueen suojelun ja vedenhankinnan kannalta mahdolliset riskitekijät. Suojelusuunnitelman ilmestymisen jälkeen pohjavesialueen rajaa on muutettu ja toiminta alueella muun muassa kaatopaikan osalta on ratkaisevasti muuttunut, joten suojelusuunnitelman mukaiset tiedot eivät ole enää kaikilta osilta ajan tasalla. Tämä antaa hyvät perusteet tarkastella tutkimusalueen rakennetta entistä tarkemmin, jolloin myös pohjavesiesiintymän suojelua voidaan edistää tehokkaimmalla mahdollisella tavalla.

Ajankohtaisin pohjavesitieto alueelta on saatavilla Suomen ympäristökeskuksen tarjoaman ympäristötiedon hallintajärjestelmä Hertan kautta. Herttaan on listattu kaikki alueelle asennetut pohjaveden havaintoputket, kuten myös alueen kaivot, lähteet sekä vedenottamot. Vaikka Hertan aineisto ei ole koko tutkimusaluetta kattava, saadaan sieltä jonkin verran tietoa pohjaveden pintojen vaihteluista ja pohjaveden laadusta.

4. Tutkimusalue

Tutkimusalue (Kuva 6), Vesivehmaankangas, on osa Toista Salpausselkää, ja se sijaitsee Päijät-Hämeessä Asikkalan kunnassa. Vesivehmaankangas on melko tasainen glasifluvialinen deltamuodostuma ja yksi Asikkalan tärkeimmistä I-luokan pohjavesialueista. Suomen muinaisranta-aineiston perusteella

Vesivehmaankankaan deltaosa on syntynyt merenalaisissa olosuhteissa (Maankamara palvelu). Toinen Salpausselkä kulkee tutkimusalueen poikki länsiluoteesta itäkaakkoon seuraten Asikkala–Vesivehmaa–Vierumäki-linjaa.

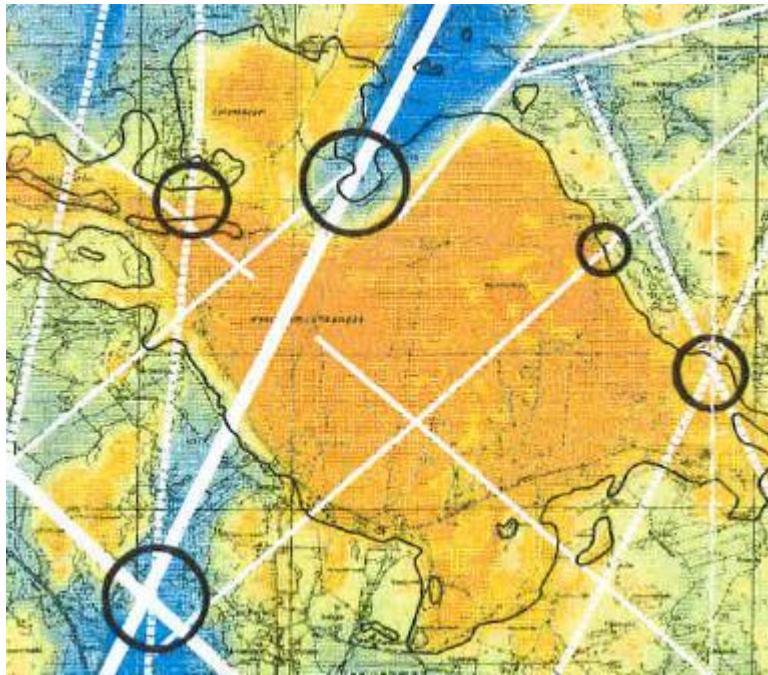


Kuva 6. Tutkimusalue Vesivehmaankangas sijaitsee Päijät-Hämeessä Asikkalassa. Kuva: Maankamara palvelu.

4.1 Vesivehmaankankaan kallioperä

Tutkimusalueen kallioperä on kartoitettu vuosina 1962 ja 1965–1966 ja kartoituksen perusteella pääkivilaji on mikrokliini graniitti. Tämä graniitti on iältään 1850–1790 miljoonaa vuotta vanhaa, ja se on melko yleinen Etelä-Suomessa. Tällaiset nuoret graniitit esiintyvät pääasiassa juonina ja intrusioina ja sisältävät usein vanhempien kivien sulkeumia.

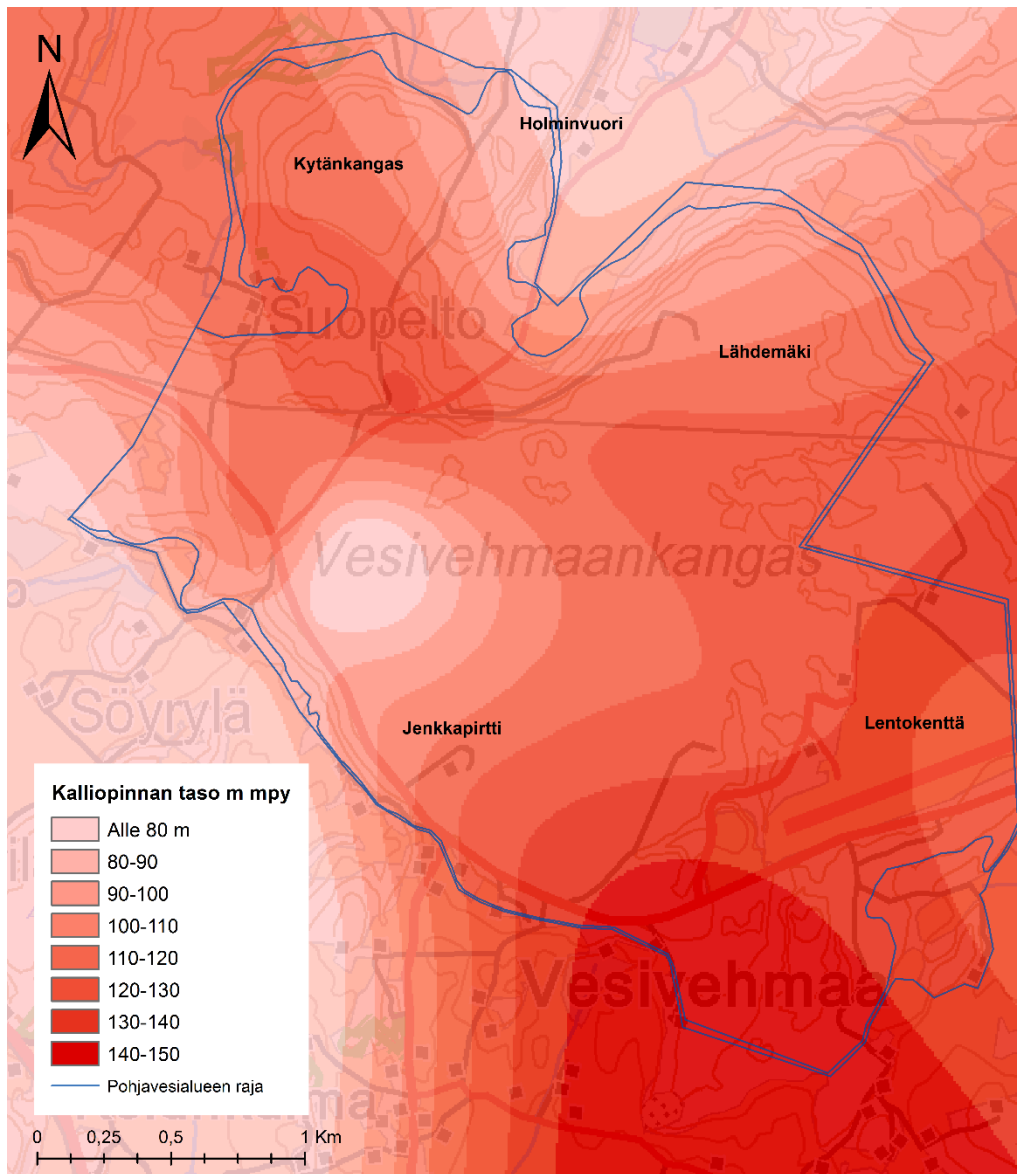
Tutkimusalueen poikki kulkee koillinen-lounassuuntainen ruhjevyöhyke (Kuva 7), jota voidaan suuressa mittakaavassa seurata koko Etelä-Suomen poikki. Pääruhjetta leikkaavat pienemmät ruhjeet, joita kulkee eri suuntiin tutkimusalueella. Vesivehmaankankaan kallioperä on näin ollen melko rikkonainen, mikä vaikeuttaa tulkintoja pohjaveden virtausolosuhteista. Ruhjeen kivilajiksi on kartoitettu granodioriitti. Granodioriitti on ympäröivää graniittia vanhempaa, 1920–1870 miljoonaa vuotta vanhaa syväkiveä, joka esiintyy graniitissa sulkeumina.



Kuva 7. Vesivehmaankankaan kallioperän ruhjeet on merkitty valkoisina viivoina. Kuvan mustat ympyrät merkitsevät ruhjetulkinnan aikaisia jatkotutkimuskohteita. Kartan värit kuvastavat maanpinnan korkeusvaihteluita. Kuva: GTK, Airo *et al.* 1997

Geologian tutkimuskeskuksen toimesta tehtyjen painovoimamittausten perusteella kallioperän korkeus tutkimusalueella on pääasiassa hieman yli 100 mpy ja korkeimmillaan 140–150 mpy (Kuva 8) (Ahonen *et al.* 2011). Korkeimmat alueet löytyvät tutkimusalueen reunoilta: pohjoisesta Kytänkankaan ja Holminvuoren kohdalta sekä lentokentän pohjoispuolelta ja idästä. Nämä alueet sijoittuvat kalliokynnysten kohdille. Matalimmat kallioperän tasot ovat ruhjeen pohjalla, jossa se on alimmillaan vain 40 mpy. Ruhje on muodoltaan jyrkkäreunainen, ja

kallioperän taso, aikaisempien mittausten mukaan, nousee ruhjeen reunoilla nopeasti alueen keskimääräiselle tasolle 90–110 mpy (Ahonen *et al.* 2011).

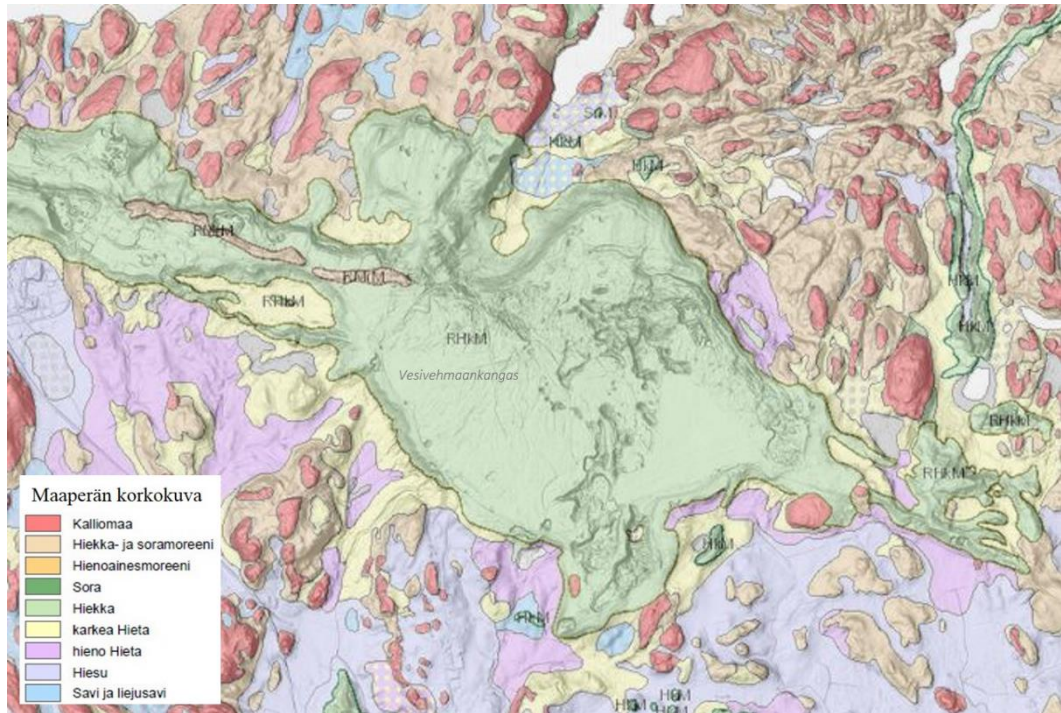


Kuva 8. Interpoloitu kalliopinnan taso Vesivehmaankankaan pohjavesialueella ja sen ympäristössä.

4.2 Vesivehmaankankaan morfologia

Vesivehmaankankaan deltakangas on pinnanmuodoiltaan lähes tasainen, ympäristöään korkeampi alue (Kuva 9). Toisen Salpausselän reunamuodostuma Vesivehmaankankaan länsi- ja itäpuolilla on muodoltaan deltakangasta kapeampi, ja delta erottuu reunamuodostuman leveämpänä kohtana. Vesivehmaankankaan

länsipuolella reunamuodostuma on hyvin kapea, vajaan 1 km:n levyinen harjanne. Deltakankaan itäpuolella reunamuodostumasta erottuu runsaasti erikokoisia Vesivehmaankankaan tyyppisiä deltamuodostumia. Verrattuna muihin Toisen Salpausselän deltakankaisiin Vesivehmaankangas on melko pieni muodostuma.



Kuva 9. Vesivehmaankankaan maaperän korkokuva. Kuva: Maankamara palvelu.

Vesivehmaankankaalla ei näy deltamuodostumille yleistä syöttöharjua muodostuman pohjoispuolella. Syöttöharju kuitenkin saattaa olla olemassa muodostumaa halkovassa ruhjeessa. Näin ollen sitä ei voida erottaa maastosta. Vesivehmaankankaan eteläpuolella on useita pieniä ja katkonaisia harjun jatkeita, joista osa on myös ruhjeen kohdalla. Harjuja voi seurata aina Ensimmäiselle Salpausselälle asti.

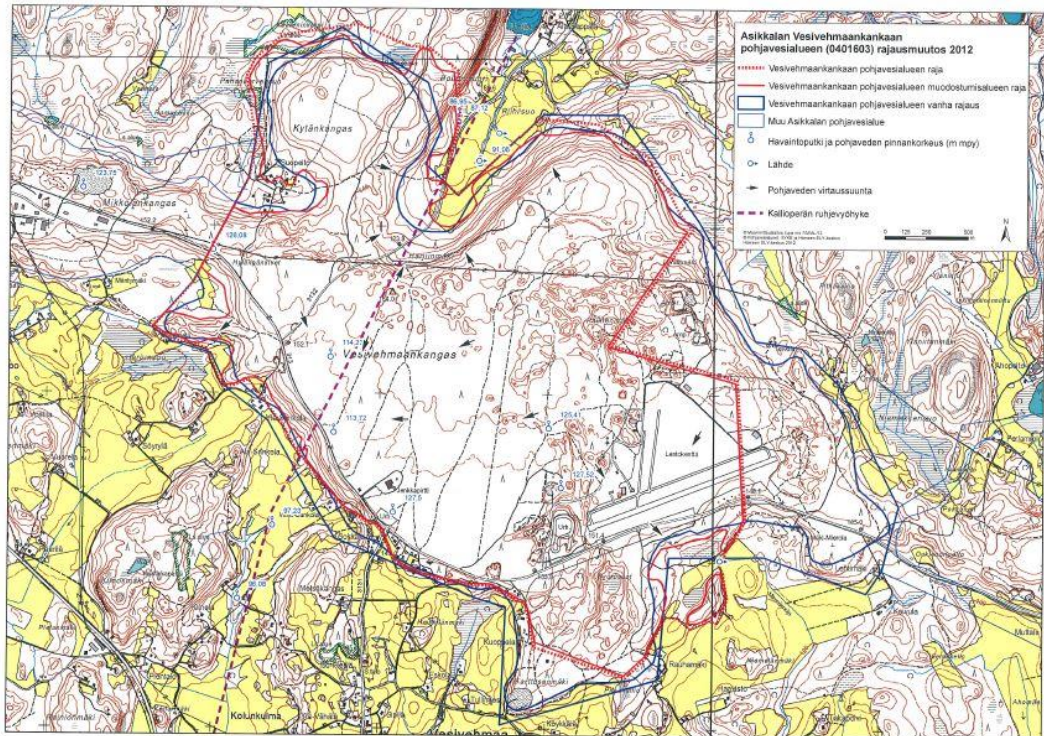
Itse deltamuodostumalla erottuu jonkin verran korkeuseroja. Erityisesti deltan jäätikönpuoleinen proksimaalireuna on jyrkkä, kuten ovat myös deltaa ympäröivät reunamoreenit. Deltan pohjoisreunalta etelään päin tultaessa, vajaan 1 km:n päässä reunasta, vastaan tulee korkeuseroiltaan vaihtelevaa kumpujen ja kuoppien maastoa, joka kulkee ohuena kaistaleena deltan poikki ja laajenee kaakkoon,

lentokentälle päin. Deltakankaan etelä- ja länsiosat ovat pinnanmuodoiltaan hyvin tasaiset, eikä suurempia korkeusvaihteluita ole. Deltan kerrostumien ylin taso on 150 mpy (Ahonen *et al.* 2011), mikä kertoo muodostumisaikaisen Baltian jääjärven pinnan tason.

Kytänkankaan erillinen laakea alue erottuu omana ympäristöään korkeampana kokonaisuutenaan deltan pohjoispuolella ja laskee hyvin jyrkästi kohti tutkimusalueen poikki kulkevaa ruhjetta. Ruhjeen reunalla, Holminvuoren kohdalla, on jopa pieni jyrkänne Kopsuonlahden rannalla. Vastaavia korkeuseroja ei ole deltan eteläpuolella ruhjeen kohdalla. Deltan eteläreuna on vain paikoin pohjoisreunan tavoin jyrkkä.

4.3 Vesivehmaankankaan pohjavesialue

Tutkimusalue rajautuu Vesivehmaankankaan pohjavesialueen (0401603) vanhan rajauksen mukaan. Vesivehmaankankaan pohjavesialueen rajausta muutettiin vuonna 2012, jolloin alueen koillis- ja itäosasta poistettiin noin 1,62 km²:n kokoinen alue (Kuva 10). Rajamuutoksen seurauksena vanha soranottoalue, ampumarata sekä toinen Lahti energian muuntajista jäivät pohjavesialueen ulkopuolelle. Ennen rajamuutosta pohjaveden muodostumisen määrän arvioitiin olevan maksimissaan 8000–8500 m³/vrk (Moilanen 2004). Rajamuutoksen jälkeen Vesivehmaankankaan pohjavesialue on pinta-alaltaan 8,02 km² ja varsinainen pohjaveden muodostumisalueen pinta-ala on 7,28 km² (SYKE). Alueella muodostuvan pohjaveden määrän on arvioitu olevan keskimäärin 5700 m³/vrk (SYKE).



Kuva 10. Vesivehmaankankaan pohjavesialueen rajamuutos. Kuva: Hämeen ELY-keskus.

Huolimatta pohjavesialueen rajamuutoksesta, on maaperän samankaltaisuuden ja alueella aikaisemmin tehtyjen tutkimusten perusteella järkevää käsitellä koko deltakangasta yhtenä tutkimuskohteena. Vesivehmaankangas sopii tutkimusalueeksi erityisen hyvin siksi, että se on lähes luonnontilainen muodostuma, jossa asutus on sijoittunut vain muodostuman reunaosiin, eikä pohjavesialueen sisäpuolella harjoiteta tällä hetkellä lainkaan maa-ainesten ottoa.

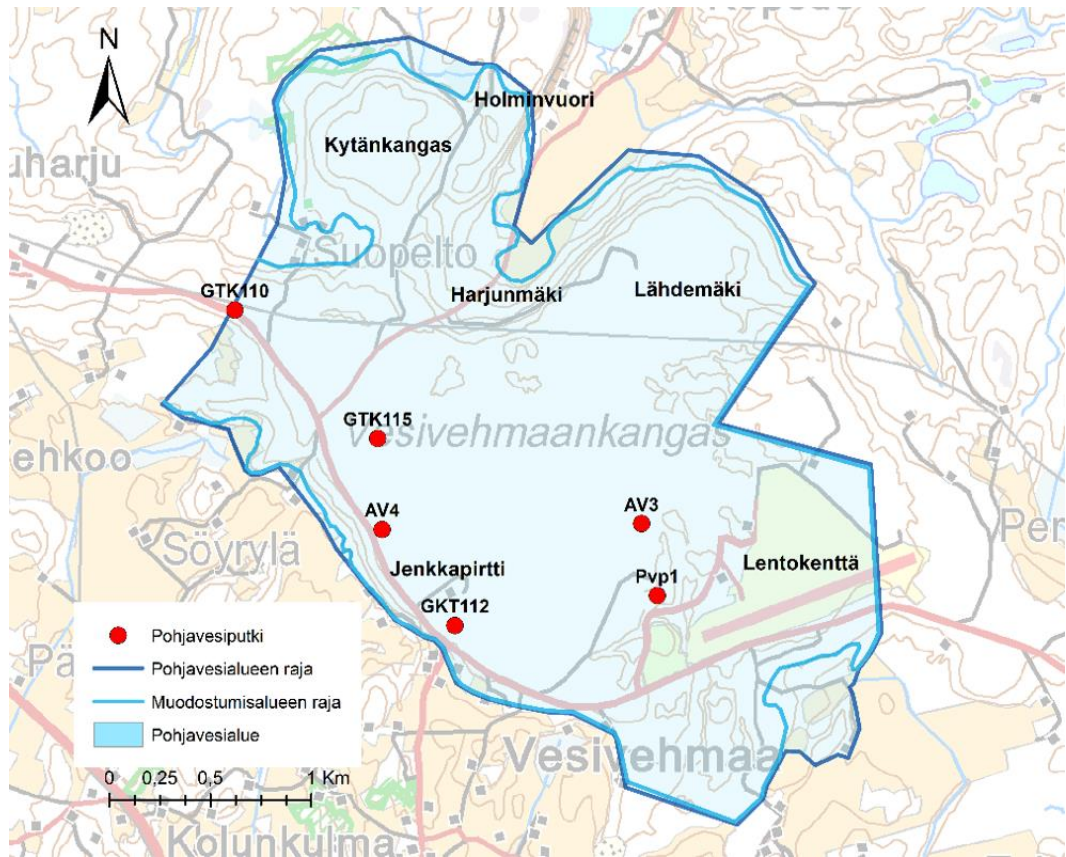
4.3.1 Pohjaveden pinnat ja virtauskuva

Yleisesti reunamuodostumien pohjavesivarat ovat harjuakvifereja heikommat. Reunamuodostumien pintaosat ovat harjuista poiketen usein hienoainespitaisia, joten sadeveden suotautuminen pohjavedeksi tapahtuu hitaasti, jolloin myös haihdunta on suurempaa kuin harjuilla. Suurin osa reunamuodostumien akvifereista on kohomuotoisia eli vettä ympäristöönsä luovuttavia. Varastovesikerroin reunamuodostumien akvifereissa on yleisesti 10–20 m mutta painanteissa tai kallioruhjeissa vesikerroksen paksuus voi olla jopa 70 m. Vesivehmaankankaalla,

tutkimusalueen poikki kulkeva ruhjevyöhyke on suurin yhtenäinen pohjavesivarasto, jonka kautta pohjavettä purkautuu sekä pohjoiseen Päijänteen Kopsuonlahteen että etelään kohti Vesijärven Paimelanlahtea. Pohjavettä purkautuu muodostuman eteläreunalta myös alaville pelloille ja kosteikoille (Ahonen *et al.* 2011). Tutkimusalueen vaihtelevan kallioperän perusteella voidaan olettaa, että pohjavesien päävirtaussuunta on kohti ruhjetta. Lentokentän pohjoispuolella oleva kalliokynnys jakaa virtauksen itä-länsisuunnassa, aina pois päin deltan keskustasta (Ahonen *et al.* 2011).

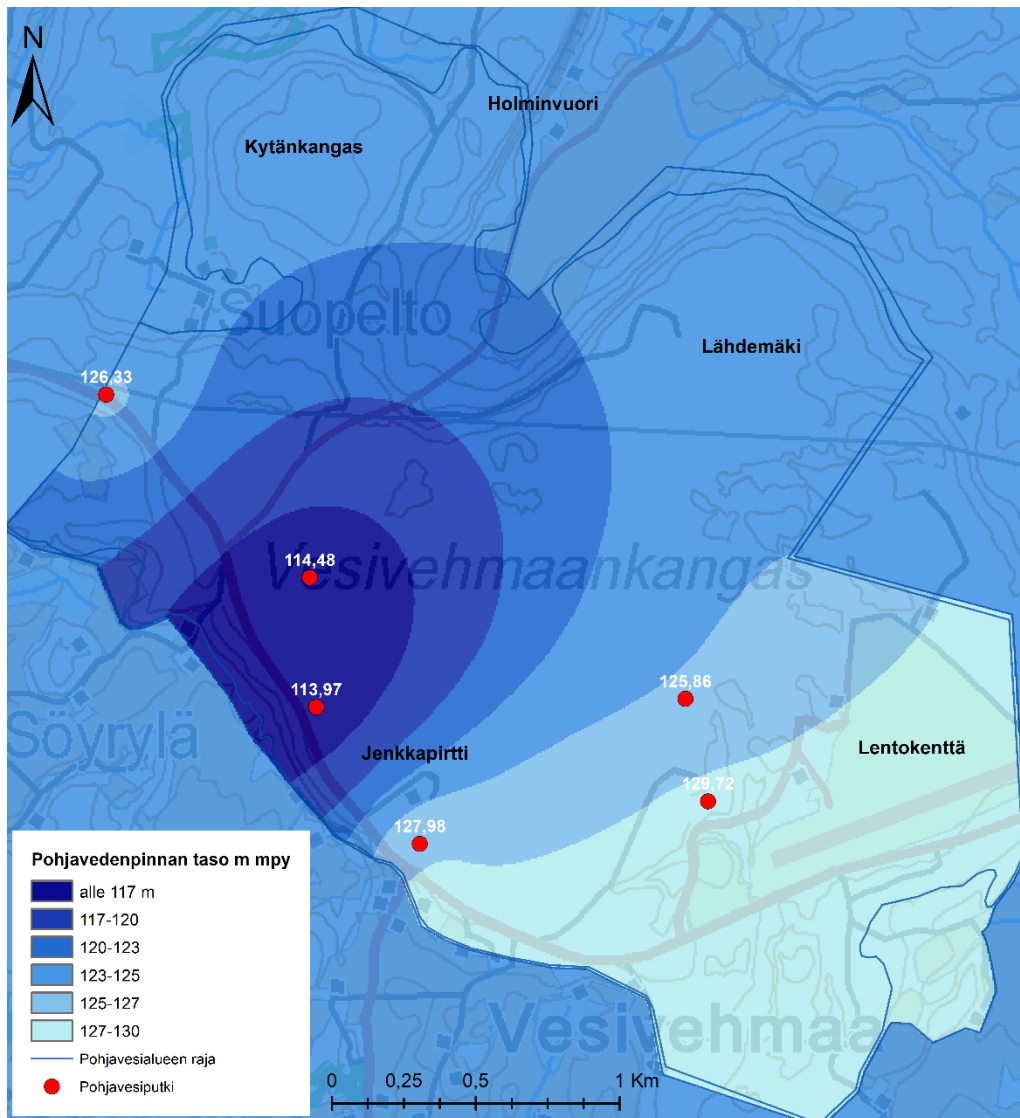
Tutkimusalueelle asennetut pohjavesiputket ovat kaikki sijoittuneena alueen etelä- ja länsiosiin (Kuva 11). Vesivehkaankankaalla on yhteensä 12 pohjavesiputkea, kaivoa ja lähdeä, joista on tehty joitain havaintoja pohjavesien pinnoista sekä pohjaveden laadusta. Ympäristötietojärjestelmä Hertan aineisto pohjaveden pinta- ja laatutiedoista on hyvin hajanainen. Pintamittauksia on rekisteriin tallennettu yhteensä vain 14 kpl ja laatutietoja vain 17 kpl.

Tutkimusalueen pohjoisista osista, Kytänkankaalta ja Lähdemäeltä sekä Lentokentän itäpuolelta ei ole saatavilla lainkaan tietoa pohjaveden pinnoista, sillä siellä ei ole kaivoja, eikä vuonna 2011 tehdyn geologisen rakenteen selvityksen yhteydessä tehdyissä maaperäkairauksissa havaittu lainkaan pohjaveden pintaa. Myöskään samaan aikaan tehdyissä maatulkuotauksissa ei havaittu pohjaveden pintaa. Oletettavasti pohjoisosien sekä lentokentän ympäristön korkea kallioperä jakaa alueen mahdolliset akviferit pieniin ja yksittäisiin muodostumiin.



Kuva 11. Pohjavesiputket, Vesivehmaankankaan pohjavesialueella, ovat kaikki sijoittuneina tutkimusalueen etelä- ja lounaisosiin. Muualla tehty maaperäkairaukset ovat olleet kuivia.

Pohjavedenpinnan taso (Kuva 12) etelässä, jenkkapirtin ja lentokentän välisellä alueella, on yli 125 mpy ja lännessä 110–115 mpy. Alimmillaan pohjavedenpinta on ruhjevyyhykkeessä, jossa se on 80 mpy (Ahonen *et al.* 2011). Pohjavesivyöhykkeen keskimääräinen paksuus tutkimusalueella on 17–21 m. Paksuimmillaan se on ruhjevyyhykkeessä, jossa se on paikoin jopa yli 70 m. Myös irtomaa-aineiden paksuus on suurimmillaan ruhjevyyhykkeen kohdalla, jossa se on 40 m. Keskimääräinen irtomaa-aineiden paksuus on 13–17 m (Ahonen *et al.* 2011).



Kuva 12. Interpoloitu pohjavedenpinnan taso. Pohjaveden pinta on alimmillaan tutkimusalueella leikkaavan ruhjeen kohdalla.

Vesivehmaankankaan deltamuodostuma on vettä ympäristöönsä luovuttava (SYKE) eli antikliininen pohjavesimuodostuma, mikä tarkoittaa, että veden virtaus suuntautuu korkeamman pinnan alueelta matalamman pinnan alueelle, esimerkiksi selänteeltä kohti reunoja (Mälkki 1999). Pohjaveden virtausnopeuksista ei olosuhteiden vaihtelevuuden takia voida antaa mitään yksiselitteisiä arvoja. Nyrkkisääntönä voidaan ajatella, että pohjaveden virtauksen kannalta olosuhteet ovat kohtuulliset silloin, kun väliaine on hienoa hiekkaa tai sitä karkeampaa materiaalia (Mälkki 1999). Luonnosta mitatut virtausnopeudet maaperän hienoimmista väliaineissa, kuten savissa ja savimoreeneissa, ovat käytännössä

nolla ja siltiluokassa alle senttimetristä muutamaan senttimetriin vuorokaudessa. Karkeaa materiaalia sisältävissä moreenimaissa virtausnopeudet ovat 0,1–1 m/vrk. Hiekassa 0,5–5 m/vrk nopeudet ovat tavallisia ja soralajitteiden määrän kasvaessa 2–15 m/vrk (Mälkki 1999).

4.3.2 Pohjaveden laatu ja riskitekijät

Vesivehmaankankaan pohjaveden kemiallinen tila luokitellaan hyväksi, eikä sitä ole luokiteltu riski- tai selvitysalueeksi (SYKE). Viimeisimmät vesinäytteenotot ja laatututkimukset on tehty vuonna 2008 vanhan kaatopaikan kunnostuksen yhteydessä. Asikkalan ja Padasjoen pohjavesialueiden suojelusuunnitelman mukaisia pohjaveden laatuun ja vedenhankintaan vaikuttavia huomioonotettavia riskitekijöitä ovat muun muassa asutus pohjavesialueella, maa- ja metsätalous, maa-ainesten otto, liikenne ja tienpito, teollisuus, pilaantuneet maa-alueet ja muuntamot. Vesivehmaankankaan pohjavesialueelle tehty suojelusuunnitelma on vuodelta 2004.

Asutuksesta ja maataloudesta Vesivehmaankankaalla ei aiheudu riskiä pohjaveden laadulle, koska asutus on sijoittunut lähinnä muodostuman reunaosiin ja koska maanviljelyä alueella ei harrasteta. Yli 90 % Vesivehmaankankaan maa-alasta hyödynnetään metsätaloudessa. Metsätaloudesta muodostuva merkittävin riski pohjaveden laadulle on nitraattiyhdisteiden huuhtoutuminen pohjaveteen. Erityisesti päätehakkuiden ja maanmuokkausten yhteydessä Suomen pohjavesissä on havaittu nitraattipiikkejä (Kubin 2006). Metsätaloutta pidetään kuitenkin yleisesti suositeltavana toimintana pohjavesialueilla, sillä siitä aiheutuva riski pohjaveden laadulle on pienempi kuin muissa elinkeinoissa. Korkeimmat mitatut nitraattipitoisuudet päätehakkuiden jälkeen ovat olleet noin 2 mg/l (Kubin 2006). Nousun merkitys veden laadulle on näin ollen vähäinen, sillä talousvesien laatuvaatimusten raja-arvo on 25 mg/l (Finlex). Pohjavedensuojelua metsätalousalueilla edistetään vesiensuojelusuosituksilla sekä metsäsertifioinnilla, joiden sertifiointikriteereillä vaikutetaan torjunta-aineiden ja metsälannoitteiden käytön määrään pohjavesialueilla (Moilanen 2004).

Vesivehmaankankaan pohjavesialueella ei ole harjoitettu aktiivista maa-ainesten ottoa enää vuoden 2003 jälkeen, jolloin viimeinen ottolupa lentokentän koillispuolella sijaitsevalla alueella päättyi. Pinta-ala, jolla maa-ainesten ottoa harrastettiin, oli 1,2 ha ja ottomäärä luvalla oli 34 000 m³ (Moilanen 2004). Samaisella ottoalueella on vuonna 1992 toimintansa aloittanut Kenraalin ampumarata, jonka toiminnasta saattaa aiheutua pilaantumisriski. Arvioitu lyijykuorma ampuradan penkkoihin on vuosittain noin 100 kg. Ampumaradan montun lähistöllä ei ole pohjaveden havaintoputkia, eikä mahdollinen lyijykuorma näy tutkimusalueen etelä- ja länsiosien havaintopisteillä (SYKE). Kalliopinnan taso ampumaradan kohdalla on pohjaveden pinnan yläpuolella, josta maakerrosten läpi suotautuvat sade- ja sulamisvedet virtaavat todennäköisesti kohti muodostuman reunaa koilliseen. Arviot maaperään kertyvästä lyijyn ja muiden raskasmetallien määrästä on tehty vuoden 2004 julkaistun suojelusuunnitelman yhteydessä, jolloin ampumaradan toiminnasta ei katsottu aiheutuvan välitöntä vaaraa pohjaveden laadulle, mutta koska toiminta on alueella ollut jatkuvaa, maaperään voidaan olettaa kertyneen jonkin verran lyijyä suojelutoiminnoista huolimatta.

Tutkimusalueella harjoitetaan tiesuolausta luistonestosyistä Vääksey–Vierumäki-seututieosuudella vuosittain 0,045 ton/km (Moilanen 2004). Vuosien 2000–2002 aikana tehtyjen laatuselvitysten mukaan tiesuolaus ei kuitenkaan ole nostanut pohjaveden kloridipitoisuuksia, eikä tiesuolauksesta näin ollen katsota olevan haittaa veden laadulle. Myöskään Vesivehmaan vanha kaatopaikka-alue lentokentän länsipuolella ei tutkitusti aiheuta haittaa pohjaveden laadulle (SYKE). Vesivehman kankaalla toimii alueen luoteisreunalla pieni autokorjaamo, jonka kohdalla maaperä on hienoa hiekkaa. Kuitenkin maaperän hienojen lajitteiden ja toiminnan pienimuotoisuuden takia yrityksen ei ole katsottu aiheuttavan merkittävää riskiä pohjaveden laadulle (Moilanen 2004).

Pohjavesialueen rajamuutoksen jälkeen tutkimusalueella sijaitsee vielä yksi Lahti Energian muuntaja pohjavesialueen sisäpuolella lentokentän läheisyydessä. Muuntajien ympäristöriskin aiheuttaa niiden sisältämä muuntajaöljy, jonka tehtävä on sähkön eristäminen ja lämmön kuljettaminen muuntajan aktiivisista osista jäähdyttimiin. Mahdollisissa onnettomuustilanteissa muuntaja on huomattava riski pohjaveden laadulle (Moilanen 2004).

Suurimmat riskit pohjaveden laadulle tutkimusalueella aiheutuvat pienkonekentän sekä kentän viereisen moottoriurheiluradan toiminnoista. Lentokentän viereisellä havaintoputkella (AV3) on tehty jossain määrin jatkuvaa laatututkimusta vuosien 1997–2008 välillä. Myös lentokentän vanhalta vedenottamolta on pohjaveden laatutietoja vuosilta 2001, 2002 ja 2007. Näiden tilastojen perusteella pohjaveden laatu lentokentän läheisyydessä on ollut hyvä, eikä esimerkiksi mineraaliöljyjä ole näytteenotoissa havaittu (SYKE).

5. Tutkimusmenetelmät

Tämän tutkimuksen yhteydessä tehtiin lisätutkimuksia, jotka täydentävät alueella tehtyjä vanhoja rakennetutkimuksia. Lisätutkimuksien avulla pyrittiin toteuttamaan koko aluetta kattava yhtenäinen rakennetutkimus, jonka toteutus edellytti uuden maatutkaverkoston luontia. Aikaisemmin tehtyjen maaperäkairauksen tueksi tehtiin sedimentologiaan perustuvia havaintoja alueen vanhoilta sorakuopilta. Tutkimusalueen geomorfologisten ominaisuuksien tutkimiseen käytettiin LiDAR-aineistoa (Light Detection and Ranging) (Greenwood *et al.* 2015), jonka käyttö maaperägeologisissa tutkimuksissa on toistaiseksi vielä vähäistä.

5.1 Varjostettu korkeusmalli – LiDAR

LiDAR on erittäin tarkka korkeusmalli maanpinnanmuodoista. Geologian tutkimuskeskus tarjoaa Maankamara-palvelun kautta mahdollisuuden tutkia yksityiskohtaisesti maanpinnan muotoja korkeusmallin avulla ja yhdistellä aineistoa muun muassa maa- ja kallioperäkarttojen kanssa. LiDAR perustuu maanmittauslaitoksen kuvaamiin laserkeilausaineistoihin, joista geologian tutkimuskeskus on paikkatieto-ohjelman ArcGis (©ESRI) avulla luonut ruutukooltaan 2 x 2 m mallin, joka kuvaa maanpinnan korkeutta ja sen vaihteluja (Ojala 2016).

LiDAR perustuu laserkeilausaineistoon, jota on käytetty korkeusmallituotannoissa jo 1990-luvun alusta lähtien, mutta viimevuosien aikana menetelmä on kehittynyt huomattavasti parempien ohjelmistojen ja laserkeilaimien takia. Laserkeilausmenetelmä perustuu lentokoneesta lähetettyihin laserpulsseihin, jotka heijastuvat kohteesta takaisin (Vilhomaa 2010). Kaksisuuntaisen laserpulssin matka-aika sekä sen takaisin heijastuvan kaiun suuruus toimivat funktiona matkan pituudelle, liikeradalle ja aallon nopeudelle. Niiden avulla saadaan selville paikka, mistä pulssi on heijastunut. Kun kaikki heijastuspisteet yhdistetään, saadaan aikaiseksi pistepilvi, joka edustaa kohteen pintaa (Greenwood *et al.* 2015).

LiDAR:n pohjalla olevan laserkeilausaineiston pistetiheys on vähintään 0,5 pistettä neliömetrille. Lopputuloksena on korkeusmalli, jossa on kaksi eri laatuluokkaa: laatuluokan I korkeustarkkuus on keskimäärin 0,3 m ja laatuluokan II korkeustarkkuus on välillä 0,3–1 m välillä (Maanmittauslaitos 2017). Maankamara-palvelussa käytössä on tarkempi, 0,3 m:n korkeataajuinen aineisto.

Varjostettua korkeusmallia käytettiin tässä tutkimuksessa tutkimusalueen geomorfologian tulkintaan. LiDAR aineiston tarkkuuden ansioista maanpinnanmuotojen vaihteluiden kaukokartoitus on nopea ja tehokas tapa tulkita alueen deglasiaatiohistoriaa. Aineiston avulla maanpinta nähdään periaatteessa sellaisena, kuin se mannerjäätikön jäljiltä on näyttänyt noin 10 000 vuotta sitten. Deglasiaatiohistoriaa voidaan tulkita erilaisten maaperäkerrostumien muotojen ja kerrostumisympäristöjen rajapintojen avulla. Geomorfologian tulkinta ei kuitenkaan saa hyvästä aineistosta huolimatta jäädä irralliseksi, minkä takia maastovarmennukset tulkituista maaperäkerrostumista ovat aina aiheellisia.

5.2 Sedimentologiset tutkimukset

Laajojen alueiden rakennetutkimuksissa sedimentologiset tutkimukset ovat erittäin merkittävässä roolissa. Sedimentologisessa tutkimuksessa keskitytään pääasiassa maaperäleikkauksissa näkyvien rakenteiden systemaattiseen tarkasteluun ja kuvaamiseen, vaikka samaa tietoa voidaan kerätä myös esimerkiksi maaperäkairauksista (Evans & Benn 2004). Rakenteiden tarkastelun lisäksi

keskitytään kerrostuneen aineksen ominaisuuksien luokitteluun (Palmu & Mäkinen 2005). Sedimentologisten tutkimusten tarkoituksena on saada kokonaiskäsitys muodostuman synnystä ja rakenteesta.

Sedimenttifasiekseksi kutsutaan sellaista selvästi erottuvaa sedimenttikerrosta, joka syntyy jonkin tietynlaisen sedimentaation seurauksena (Evans & Benn 2004). Sedimenttifasies edustaa sellaista settiä, jolla on tietynlaiset, muista seteistä erottuvat fysikaaliset ominaisuudet. Tutkimusvaiheessa maaperäleikkaus jaetaan näkyviltä ominaisuuksiltaan erilaisiin litofasieksiin, joiden luokittelussa keskitytään ainoastaan kuvailemaan ja objektiivisesti havainnoimaan rakenteita. Litofasiesten luokittelussa tarkastellaan sedimentin raekokojen vaihtelua, rakenteita, deformaation muodostamia rakenteita, fossiileja, kerrostuman paksuutta ja geometriaa sekä eri litofasiesten kontakteja toisiinsa (Evans & Benn 2004). Yleisesti eri litofasieksissa esiintyvien raekokojen vaihtelut kertovat kerrostumisolosuhteiden vaihteluista ja erityisesti materiaalia kuljettavan veden virtausnopeudesta (Powell & Cooper 2002). Muinaisten vesien virtaussuuntia osoittavien sedimenttirakenteiden mittaukset ja sedimenttinäytteiden kerääminen ovat oleellinen osa kenttätyöskentelyä.

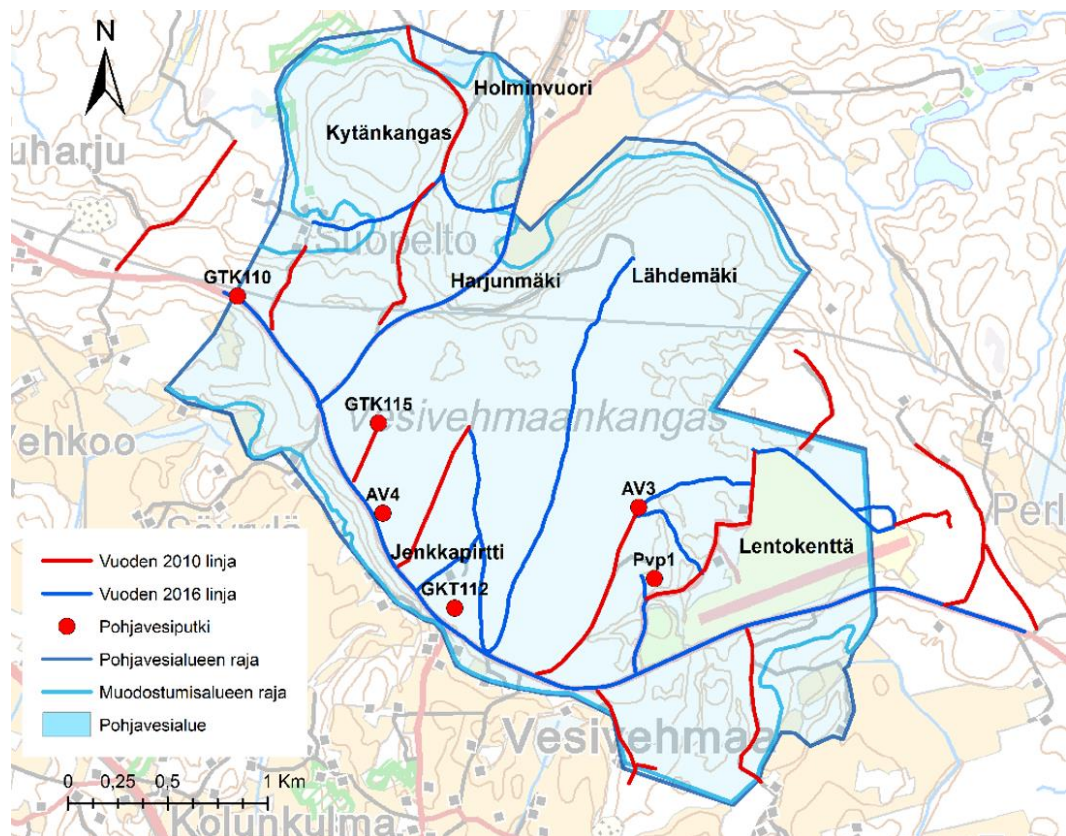
Tässä tutkimuksessa sedimentologiaan perustuvia kerrostumien rakennehavaintoja tehtiin yhteensä neljältä maa-ainestenotto alueelta. Yhdessä aikaisemmin toteutettujen maaperäkairausten kanssa sedimentologiset havainnot antavat hyvän pohjan muun muassa maatulka-aineiston tulkintaan.

5.3 Maatulka-aineisto

Maatulka-aineisto antaa onnistuessaan nopeasti hyvin käyttökelpoista tietoa maaperän rakenteista, kalliopinnan topografiasta ja rakoilusta sekä pohjaveden pinnan tasosta. Maatulka-aineistoa käytetään yleisesti rakennetutkimuksissa usein ensimmäisenä menetelmänä. Sillä selvitetään rakenteiden yleispiirteitä, joiden perusteella ja joita tukemaan suunnitellaan yleensä lisätutkimuksia, kuten muita geofysikaalisia menetelmiä tai maaperäkairauksia. Maatulka-aineisto toimii parhaiten lajittuneissa karkeissa maalajeissa, jolloin tutkan syvyysulottuvuus voi

olla jopa 30 m (Mattsson *et al.* 2005). Tässä tutkimuksessa maatutkaluotaus toimi hyvin keskeisenä ja muita aineistoja yhdistävänä menetelmänä.

Maatutkaluotaus on sähkömagneettinen menetelmä, joka perustuu laitteesta lähtevien radioaaltojen takaisinheijastumiseen. Maankamaraan lähetetään sähkömagneettisia pulsseja, jotka heijastuvat sellaisista maaperän rajapinnoista, joissa kosteuspitoisuus muuttuu. Kosteuspitoisuuksien muutokset johtuvat usein maalajimuutoksista (Mattsson *et al.* 2005). Tämän tutkimuksen yhteydessä tutkimusalueelle suunniteltiin uusi maatutkaverkosto, jonka avulla saatiin entistä kattavampi kuva maaperän kerrostumista. Uudet tutkalinjat yhdistivät vanhoja, vuonna 2010 tehtyjä linjoja toisiinsa ja ulottuivat myös paremmin aikaisemmin tutkimattomalle alueelle deltamuodostuman pohjoisosiin. Tehokkuuden ja kattavuuden parantamiseksi suunniteltiin myös poikkittaisia linjoja tutkimusalueen eteläreunalle. Yhteensä uusia maatutkalinjoja tuli noin 25 km (Kuva 13).



Kuva 13. Linjakartta 100 MHz:n antennilla tehdyille maatutkaluotauksille. Punaisella merkityt linjat ovat vanhoja, aikaisempien tutkimusten yhteydessä ajettuja linjoja ja siniset ovat uusia, tämän tutkimuksen myötä ajettuja lisälinjoja. Yhteensä maatutka-aineisto koostui 31:stä tutkalinjasta.

Maatutkaus suoritettiin 100 MHz:n antennilla varustetulla maatutkalla (Kuva 14). Tällaisen antennin keskitaajuus on 100 MHz, mutta käytännössä se toimii 80–120 MHz:n alueella tehokkaasti (Mattsson *et al.* 2005). Pohjavesitutkimuksissa käytetään yleisesti juuri 100 ja 50 MHz:n antennia, jolloin syvyysulottuvuus on kohtalaisen suuri. Mitä suurempi antennin taajuus on, sitä pienempi on syvyysulottuvuus, mutta rakenteiden erottelukyky kasvaa. Tutkan syvyysulottuvuus riippuu väliaineen koostumuksesta. 100 MHz:n maatutka erottaa maaperänkerrostumia, jotka ovat vähintään 0,5 m paksuja ympäristöstään eriäviä kokonaisuuksia (Mattsson *et al.* 2005). Maatutkaluotaus 100 MHz:n antennilla toteutettiin jatkuvana profiilimittauksena autolla.



Kuva 14. Maatutkaluotaukuskalusto. Kuva: Mäkinen J.

Maatutkaluotauksen onnistumisen esteenä ovat sellaiset alueet, joilla hienoainespitoisia maalajeja, kuten savea, on heti maanpinnan alapuolella. Tällaiset hyvin sähköä johtavat maalajit estävät sähkömagneettisten pulssien etenemisen, jolloin tunkeutumissyvyys on heikko tai jopa olematon. Samasta syystä

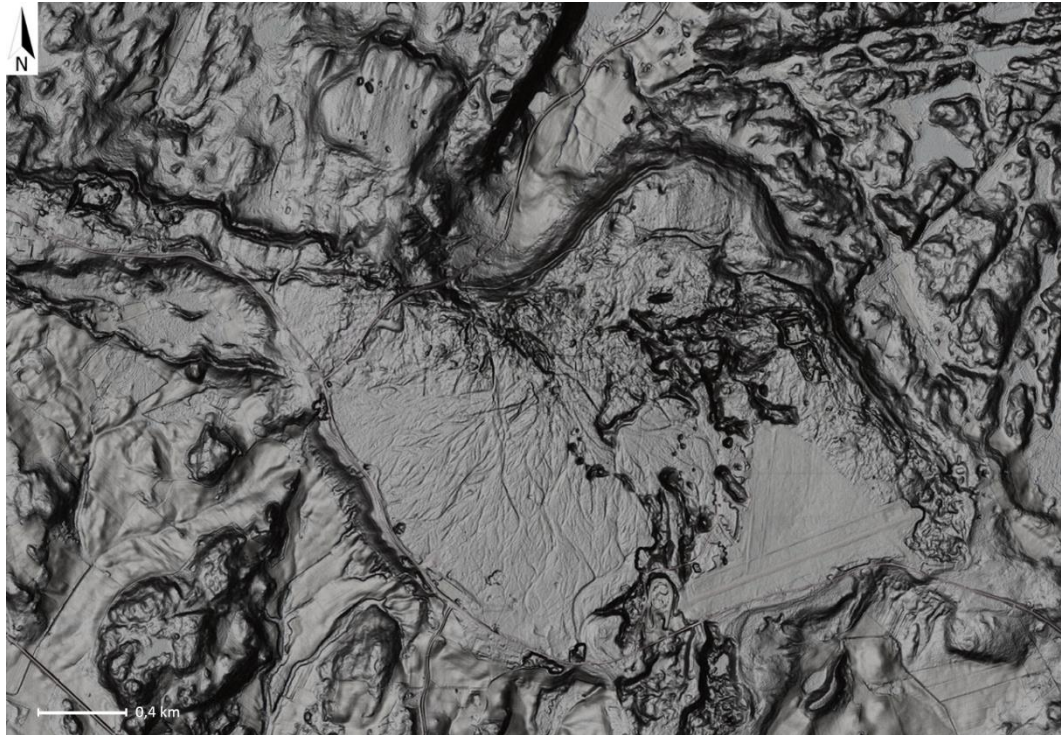
tiesuolaukset ja maatalouden lannoitteet estävät tutkan tehokkaan käytön. (Mattsson *et al.* 2005).

6. Tulokset

6.1 Tutkimusalueen geomorfologia

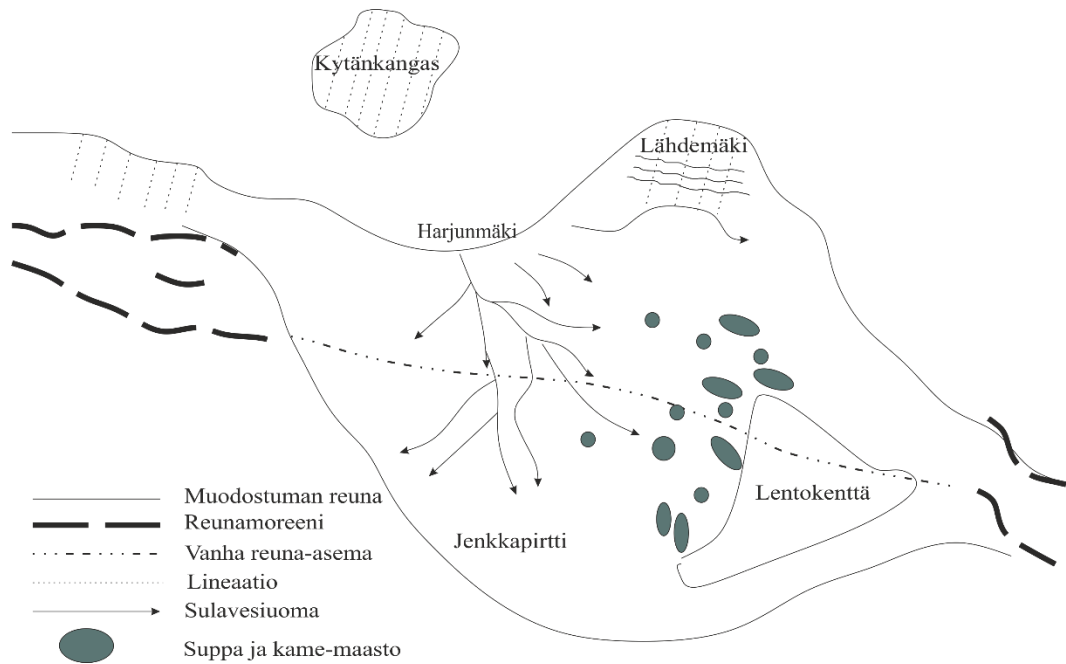
Tutkimusalueen geomorfologian, eli muodostumien synnyn tulkinta maanpinnanmuotojen ja maa-ainesten yleispiirteiden perusteella, on erityisen tärkeää, jotta voidaan ymmärtää pohjavesiesiintymän eri hydraulisten ominaisuuksien vaihteluita (Palmu & Mäkinen 2005). Vesivehmaankankaan geomorfologiaa tarkasteltiin Maankamara-palvelun avulla sekä maastokäynnein tutkimusalueelle. Geomorfologiaa tutkittaessa kiinnitetään huomiota jään etenemisen ja perääntymisvaiheiden kerrostamiin maaperämuodostumiin, kuten lineaatioihin, erilaisiin moreenimuodostumiin, reunamuodostumiin ja harjuihin (Coates 1974, Stroeven *et al.* 2016).

Tutkimusalue on osa Salpausselkä II:n reunamuodostumaa, ja se levittäytyy hyvin tasaisena, muuta ympäristöään korkeampana deltatasanteena Päijänteen reunalta etelään (Kuva 15). Delta on pohjois-eteläsuunnassa noin 3 km pitkä ja itä-länsisuunnassa noin 4 km leveä. Koko deltakangasta yhdistää pohjoisessa hyvin jyrkkä deltan reuna, joka kertoo deltan muodostuneen jääkontaktissa (Johnson & Menzies 2002). Deltakankaan muodon perusteella jäätikön reuna ei ole deltan muodostumisaikana ollut aivan tasainen.



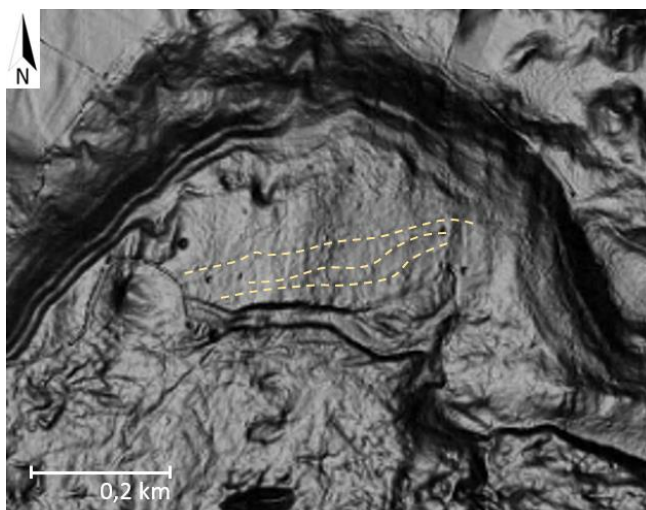
Kuva 15. Varjostetussa korkeusmalliaineistossa. Vesivehmaankangas erottuu muuta ympäristöään korkeampana tasanteena. Kuva: Maankamara-palvelu.

Lähestyttäessä deltakangasta lännestä päin Toinen Salpausselkä on noin 1 km:n levyinen muodostuma, joka erottuu osittain kaksiosaisena juuri ennen itse deltakangasta (Kuva 16). Varsinaisen reunamuodostuman eteläpuolella on heikompi ja pienempi jään reunaan nähden poikittainen selänne, joka lopulta yhdistyy deltan eteläiseen reunaan. Selänne saattaisi olla jään reunan oskillaation synnyttämä ja merkitä hetkellistä jäätikön reuna-asemaa.



Kuva 16. Vesivehmaankankaan geomorfologinen kartta.

Deltakankaan pohjoisosassa Lähdenmäen alueella deltan pinnalla näkyy heikkoja de geer -moreenien tyyppisiä rakenteita (Kuva 17). Nämä mahdolliset de geer -moreenit näkyvät korkeusmallissa heikosti, mutta kuitenkin vahvempina ja selkeämpinä rakenteina kuin maastossa. Rakenteiden korkeusvaihtelut maastossa olivat niin pieniä, ettei niitä varsinaisesti erottanut metsäympäristössä.

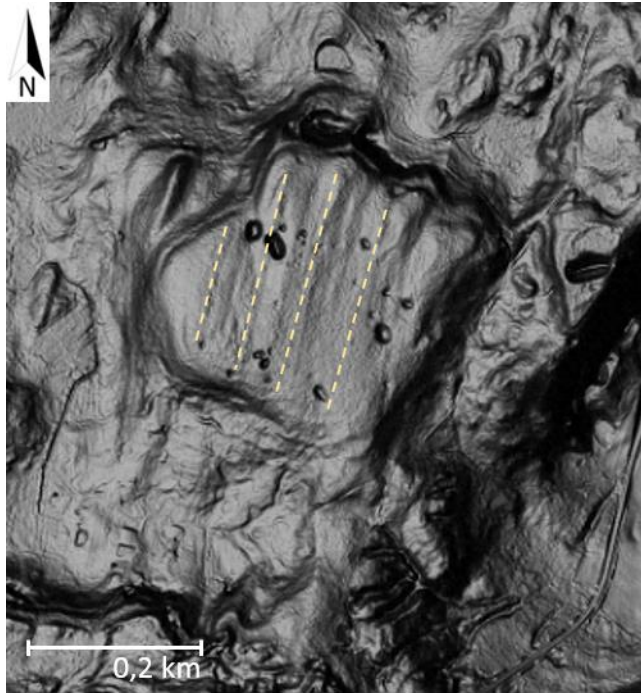


Kuva 17. Jäätikön oskillaation ja jään pohjan railoisuuden synnyttämät de geer -moreenien tyyppiset rakenteet erottuvat LiDAR aineistosta heikosti. Kuva: Maankamara-palvelu.

Yleensä de geer -moreeneja esiintyy paljon samalla alueella suhteellisen yhtenäisinä kenttinä tai parvina. Ne ovat pitkittäisiä, jään reunaan nähden poikittaisia maaperämuodostumia (Lindén & Möller 2005, Ojala *et al.* 2015). De geer -moreenit syntyvät yleensä jäätikön reunaan vuorottelevan perääntymisen ja etenemisen tuloksena subakvaattisilla alueilla, mikä osoittaa jään reunan perääntyneen katkonaisesti deglasiaation aikana (Mäkinen *et al.* 2007, Benn & Evans 2010).

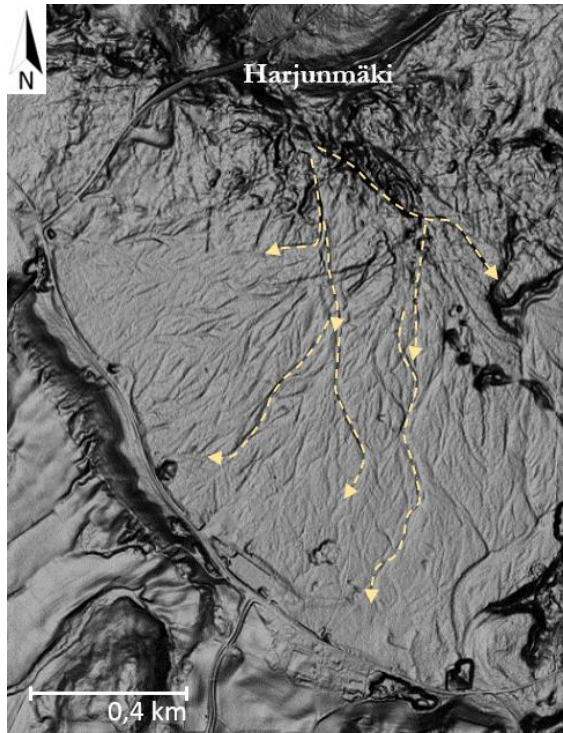
De geer -moreenien syntyolosuhteet voivat olla hyvinkin vaihtelevat, ja esimerkiksi vedenkorkeus moreenimuodostumien synnyn aikana on voinut vaihdella välillä 15–270 m (Zilliacus 1989). Syntyolosuhteiden vaihtelevuuden perusteella muodostumat saattaisivat olla de geer -moreeneja, sillä Vesivehmaankankaan ylimpien kerrostumien tiedetään syntyneen lähes vedenpinnan tasoon (Ahonen *et al.* 2011). Toisaalta Vesivehmaankankaalla kyseiset muodostumat ovat kuitenkin hyvin yksittäisiä muodostumia, minkä takia muodostumat todennäköisemmin kuvastavat jään pohjan railoisuutta jään etenemisvaiheiden jälkeen. Jäätikön pohjalle syntyy onkaloita erityisesti silloin, kun jäätikkö virtaa epätasaisella alusalla (Bennet & Glasser 2009).

Kytänkankaan alueella näkyy selvä maaperän suuntaus maanpinnalla (Kuva 18). Suuntaus syntyy lähes pohjois-eteläsuuntaisista lineaatioista. Lineaatiot näkyvät voimakkaimmin Kytänkankaan alueella mutta ulottuvat myös Kytänkankaan eteläpuolelle osittain reunamuodostuman päälle. Lineaatiot eivät kuitenkaan ulotu kaksiosaisen reunamuodostuman pienemmälle selänteelle asti. Myös Lähdemäellä näkyy lineaatioita, mutta sielläkin ne ulottuvat vain lyhyellä matkalla deltakankaan päälle. Lähdemäellä lineaatiot jäävät de geer -tyyppisten selänteiden alle ja ovat siten selänteitä vanhempia muodostumia.



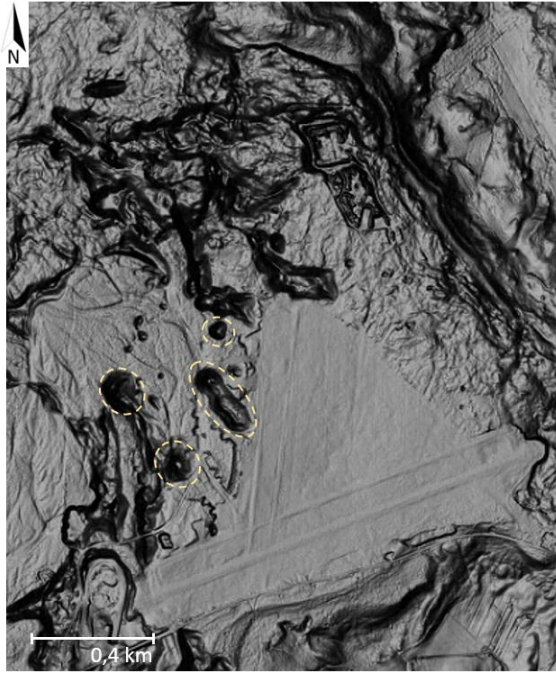
Kuva 18. Kytänkankaalla lineaatiot erottuvat LiDAR-aineistosta hyvin. Kuva: Maankamara-palvelu.

Deltakankaan keskiosa on selvästi kahtia jakautunut. Länsipuoli on hyvin tasaista, ja sieltä erottuu vain vähän rakenteita, kun taas itäpuoli on epätasaista kumpujen ja kuoppien aluetta. Länsipuolella deltan pinnalla erottuu sulavesiuomien verkosto (Kuva 19). Sulavesiuomat levittäytyvät voimakkaimmin kohti itää ja kaakkoa, mutta ulottuvat myös etelään ja lounaaseen päin. Uomat ovat suurempia ja syvempiä lähellä Harjunmäkeä, joka on saattanut toimia alkuperäisenä sulavesien syöttöpisteenä. Sulavesiuomien piirteet heikkenevät deltan reunoille päin mentäessä.



Kuva 19. Sulavesiuomat deltakankaan pinnalla ovat syntyneet osittain vedenpinnan yläpuolisissa osissa. Uomat suuntautuvat pois Harjunmäeltä, mikä on luultavasti toiminut sulavesien syöttöpisteenä. Kuva: Maankamara-palvelu.

Deltakankaan pinnanmuodot muuttuvat rajusti muodostuman itäosissa, kun vastaan tulee korkeuseroiltaan hyvin vaihteleva suppa-alue (Kuva 20). Suppa-alue ulottuu aina de geer -moreeneilta aivan deltan eteläreunalle asti siten, että kaikkein vaihtelevin maasto on lentokentän pohjoispuolella. Koko suppa-alue on melko kapea vyöhyke tasaisen deltanosan ja ihmisen rakentaman ympäristön välillä. Suppia ei enää näy lentokentän itäpuolella deltan reunalla.



Kuva 20. Suppa-alue tutkimusalueen itäosissa. Kuva: Maankamara-palvelu.

Suppa-alue ja deltamuodostuman itäosat lentokentän vierellä ovat hyvin epätasaista maastoa. Koko aluetta hallitsee erilaisten kumpujen ja selänteiden muodostama maasto, jota voidaan kutsua Kames-maastoksi. Termiä ”kame” käytetään kuvaamaan erilaisia jyrkkärinteisiä kumpareita, jotka ovat syntyneet jääkontaktissa. Ne ovat glasifluviaalisia muodostumia, jotka koostuvat ympäristön tavoin erilaisista sorista ja hiekoista (Livingstone *et al.* 2009). Kames-maasto on syntynyt, kun supraglasiaaliset sulavesikanavat ovat uudelleen muovanneet jo kerrostuneita sedimenttejä aivan viimeisessä jään vetäytymisvaiheessa (Livingstone *et al.* 2009).

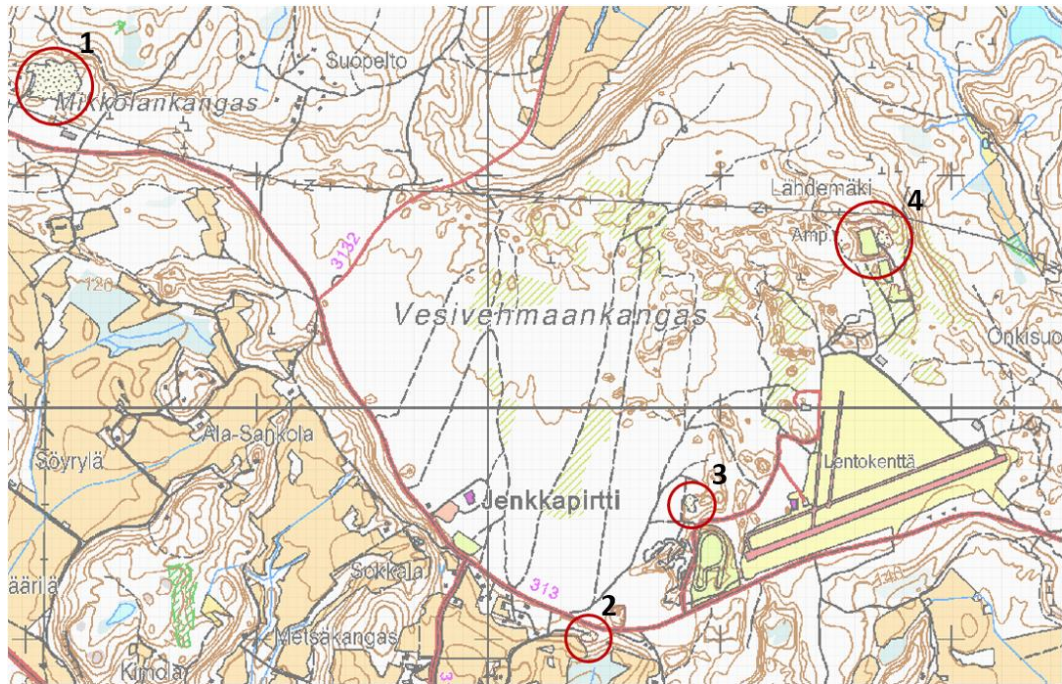
Deltamuodostuman eteläreuna on pohjoisreunan tavoin jyrkkä. Maaperäkartan (Kuva 9) perusteella deltan eteläpuolella maa-aines hienonee vaiheittain hienon hiekan kautta erilaisiksi silteiksi ja lopulta saveksi. Savikerrostumat alkavat noin 1 km:n päästä deltan reunasta.

Vesivehmaankankaan deltamuodostumalla ei näyttäisi olevan varsinaista syöttöharjua, mutta deltan eteläpuolella, alueen poikki kulkevan ruhjevyöhykkeen kohdalla, erottuu harjun jatkeita, joiden perusteella harju saattaisi jatkua ruhjeessa myös Vesivehmaankankaan pohjoispuolella. Harjunmäen kohdalla erottuvat voimakkaimmat sulavesiuomat, mikä tukisi teoriaa mahdollisen syöttöharjun sijainnista. Vesivehmaankankaan eteläpuolella on useita rikkonaisten harjujen lyhyitä pätkiä, joista osa päättyy Vesijärveen ja osa ulottuu aina Ensimmäiselle Salpausselälle asti. Yksi katkonainen harjun jatke yhdistyy Vesivehmaankankaan muodostumaan tutkimusalueen kaakkoisreunalla, aivan Urajärventien varrella. Harju erottuu LiDAR-aineistossa melko heikosti ympäristöstään, mutta maaperäkartalta sen erottaa paremmin (Kuva 9).

Laajemmassa mittakaavassa Vesivehmaankankaan pohjoispuoli Kopsuonlahden ja ruhjevyöhykkeen itäpuolella on hyvin epätasaista, kumpuilevaa maastoa, joka on moreenivaltaista ja jossa on runsaasti kalliopaljastumia. Kopsuonlahden länsipuolella Kytänkankaallakin näkyvät lineaatiot jatkuvat aina Salonsalmeen asti, ja vielä järven pohjoispuolella lineaatioita näkyy reilun 10 km:n päässä Vesivehmaankankaasta. Vesivehmaankankaan eteläpuoli on pohjoispuolen tavoin kaksijakoinen. Ruhjevyöhykkeen itäpuoli on kumpuilevaa maastoa, mutta se on peittynyt hienojen maalajitteiden alle, eikä kalliopaljastumia ole. Ruhjevyöhykkeen länsipuolella kalliopaljastumia on runsaasti hienojen maalajien seassa.

6.2 Sedimentologiset havainnot

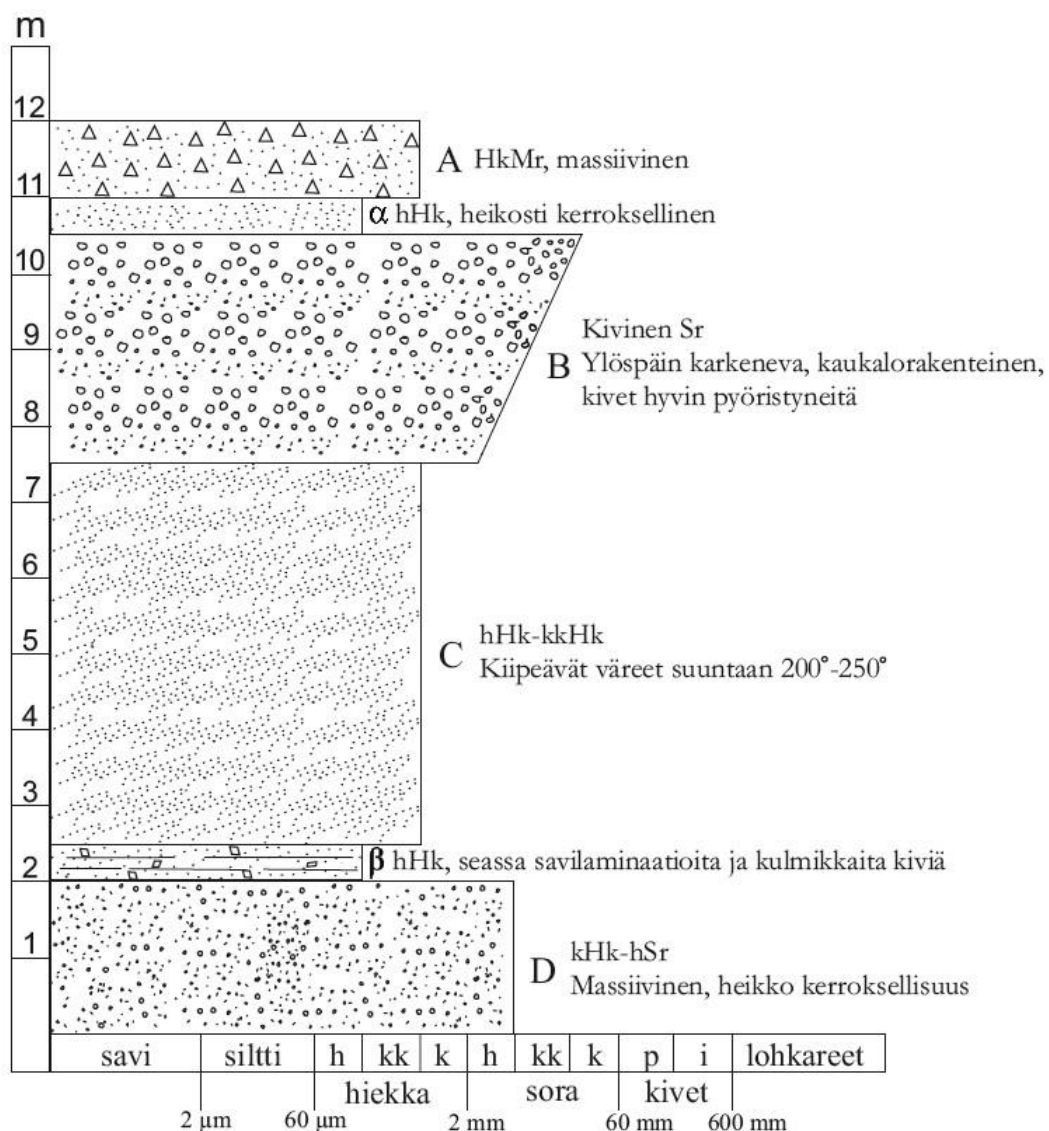
Sedimentologisia havaintoja tehtiin yhteensä neljältä eri hiekkakuopalta (Kuva 21). Kahdelta hiekkakuopalta, Vääksyn Betonin montulta, sekä Ampumaradan montulta tehtiin havaintoja useammasta eri seinämästä, jotta saatiin kattavampi kuva alueilla vallinneista kerrostumisolosuhteista. Kahdelta pienemmältä, Urasmäentien montulta ja lentokentän länsipuolella sijaitsevalta montulta, tehtiin sekä rakennehavaintoja että rakenteiden suuntausmittauksia.



Kuva 21. Sedimentologiset havainnot tehtiin yhteensä neljältä hiekkakuopalta, Växsyn Betonin montulta (1), Urasmäentien montulta (2), lentokentän länsipuolen montulta (3) sekä ampumaradan montulta (4).

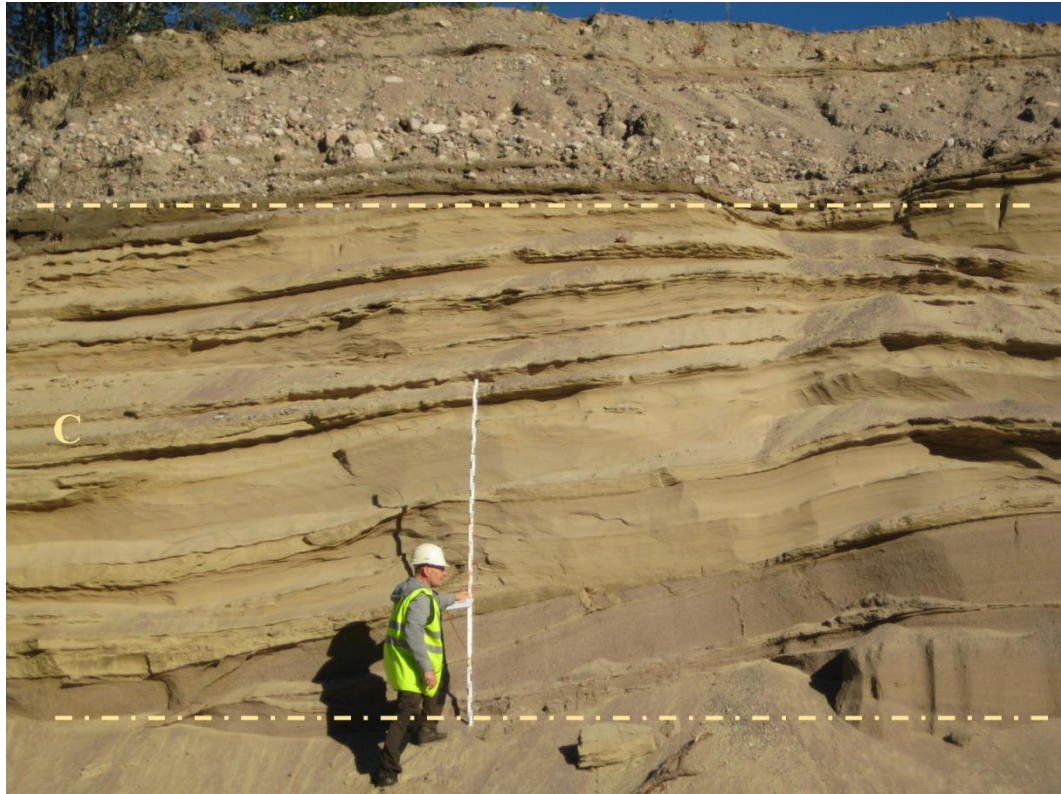
6.2.1 Växsyn Betonin monttu

Växsyn Betoni -yrityksen alueella sijainnut tutkimusalueen suurin hiekkakuoppa tulkittiin yhteensä kuudessa osassa. Kyseinen hiekkakuoppa sijoittuu aivan reunamuodostuman kohdalle hieman kauemmas itse deltakankaasta, mutta lähelle reunamuodostuman yli kulkevia tutkalinjoja. Maa-aineshavainnot ja kerrostumisjärjestys on koottu kuvaan 22.



Kuva 22. Seinämäyhteenveto Vääsyn Betonin montulta.

Kerrosjärjestyksessä alhaalta lähdettäessä ensimmäisenä (D) oli noin 1–2 m paksu massiivinen, raekooltaan karkean hiekan – hienon soran kerros, jossa näkyi heikkoa kerroksellisuutta. Seuraavana kerroksena (C) oli noin 4–5 m paksuinen hiekkainen kerros (Kuva 23). Raekooltaan hienoa tai keskikarkeaa hiekkaa olevassa kerroksessa oli nähtävissä värerakenteita. Kiipeävät väreet (climbing ripples) olivat suuntaan 200°–220° ja hieman toisella kohtaa kuoppaa suuntaan 250°. Kiipeäviä väreitä syntyy yleisimmin matalissa vesissä aaltotoiminnan seurauksena (Collison *et al.* 2006). Väreiden suunta kertoo virtauksen kulkusuunnan kerrostumishetkellä.



Kuva 23. Vääksyn Betonin montulta erottui 4–5 m paksu keskikarkean hiekan kerros C (rajattu kuvassa).

Kerrosten D ja C välissä oli välikerros (β), joka oli hienon hiekan kerros, jonka seassa oli savilaminaatioita. Tässä kohdassa näkyi myös heikkoja deformaatorakenteita. Savilaminaatioiden seassa oli savipeitteisiä kulmikkaita pikkukiviä, jotka olivat halkaisijaltaan noin 3 cm:n luokkaa. Kulmikkaat kivet ovat todennäköisesti jäälautoista rauhallisissa kerrostumisolosuhteissa tippuneita kiviä (drop stones) (Powell & Cooper 2002, Evans *et al.* 2004, Collison *et al.* 2006, Bennet & Glasser 2009).

Seuraavana kerroksena (B) oli kivisen soran kerros, jossa paikoin näkyi kaukalorakenteita. Setit olivat ylöspäin karkenevia, ja niiden kivet olivat hyvin pyöristyneitä, mikä viittaa kohtuullisen pitkään kuljetukseen. Isoimmat kivet olivat halkaisijaltaan noin 30 cm. Eri puolella hiekkakuoppaa tämä hiekan ja soran sekainen kerros erottui toisinaan bimodaalisena eli kahden faasin kokonaisuutena, jossa hiekka ja mukulakivet (cobble) olivat sekoittuneena keskenään. Kerros oli vaihtelevasti kahdesta neljään metriä paksu.

Ennen ylimpänä erottunutta moreenipatjaa erottui toinen välikerros (α), joka oli hyvin hienoa hiekkaa ja jossa näkyi heikosti kerroksellista rakennetta. Ylimpänä kerroksena (A) oli moreeni. Moreeni oli nähtävissä vain yhdessä paikassa koko kuopan alueella, sillä maa-ainesten oton seurauksena se oli suurimmaksi osaksi kaavittu pois tai se oli romahtanut. Moreeni oli rakenteetonta hiekkamoreenia.

6.2.2 Urasmäentien monttu

Pieni ja vanha hiekkakuoppa deltan reunaa myötäilevän tien eteläpuolella, Urasmäentien varrella, sisälsi muutamia pieniä alueita, joita voitiin tutkia. Hienon hiekan kerroksessa (C) näkyi hienosti etelään päin kallistuvia ristikerroksellisia rakenteita. Näiden päällä oli samalla tavalla edelleen koururakenteinen sorakerros (B). Sora kerros oli noin 2 m paksu.

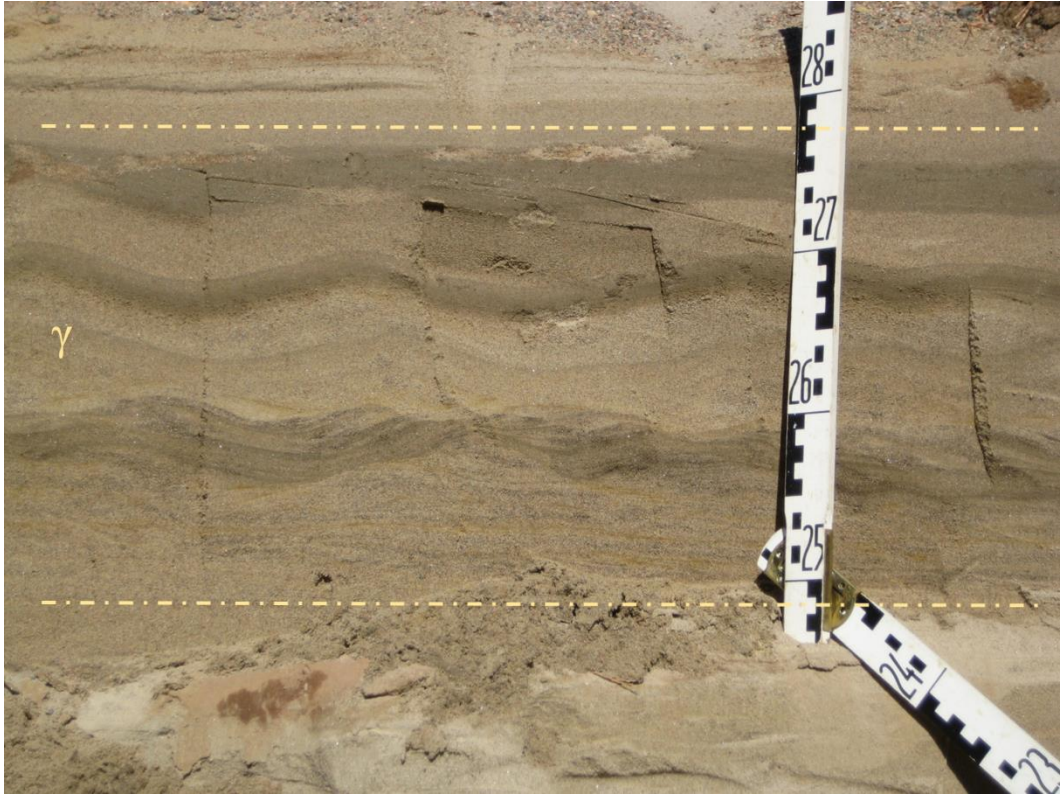
Hiekkakerroksesta mitattujen deltan foresettien suunnat ja kaateet olivat 170/25 ja 170/20, eli virtaus on ollut hyvin pitkälti pohjois-eteläsuuntaista ja melko loivalla kaateella. Näiden kerrostumien alapuolella ollut hienoainespitoinen välikerroksen (α) suunta ja kaade olivat 200/25.

6.2.3 Lentokentän länsipuolen monttu

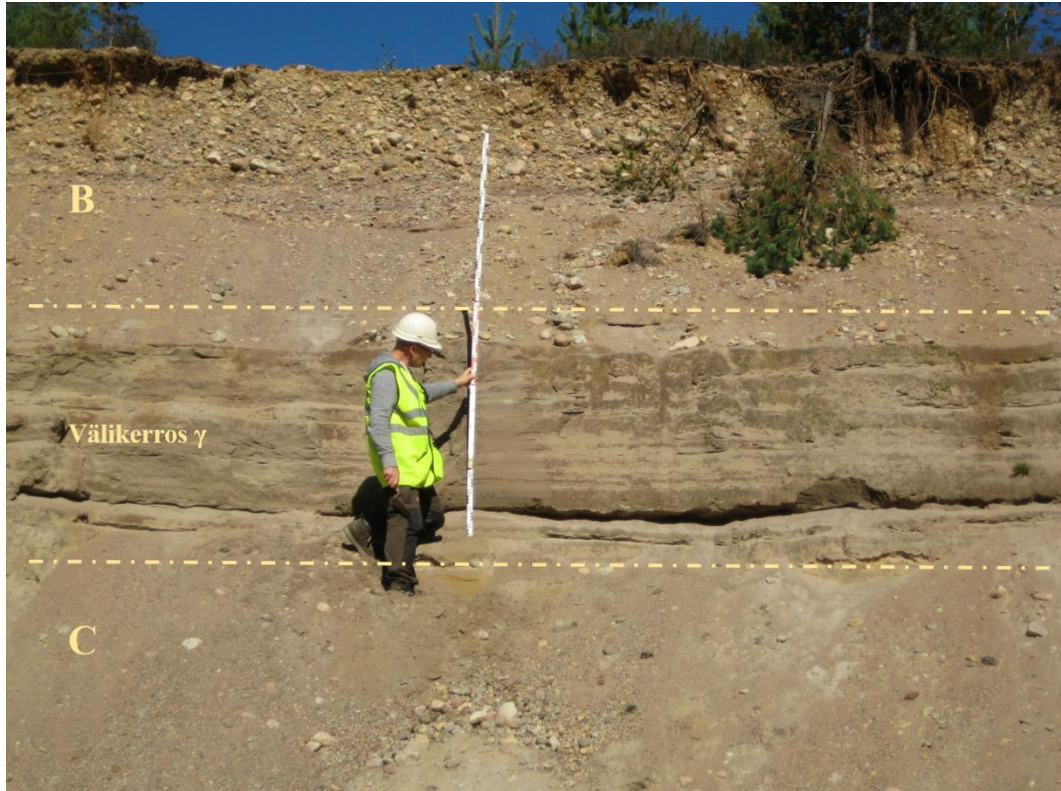
Lentokentän länsipuolella sijaitsevasta vanhasta kuopasta ei seinämän romahtamisen takia ollut mahdollista saada kaikkia kerroksia näkyviin, mutta oli löydettävissä oli samanlainen sorainen kerros (B), kuin muillakin havaintopaikoilla. Tässä kerroksessa oli samalla tavalla kaukalo tai koururakennetta kuin edellisissäkin kohteissa. Varsinaista hiekkaisista kerrosta (C) ei päästy romahdusten takia tarkastelemaan.

Tällä kuopalla kerrosten B ja C välissä oli hienon-keskikarkean hiekan ja siltin sekainen välikerros γ , jossa oli kiipeäviä väreitä (Kuva 24). Välikerros γ (Kuva 25) oli noin 1 m paksu, ja sen yläosa oli heikosti deformatunut. Hienoaineslaminaatit hiekan seassa eivät olleet kerrostuessaan tuhonneet väreiden rakennetta. Hyvin

säilynyt aaltomainen silttinen hiekka kertoo hitaista virtauksista ja sitä kautta nopeasta kerrostumisesta, eli materiaali on laskeutunut suspensiosta nopeasti. Väreet olivat suuntaan 230°.



Kuva 24. Hiekan ja siltin sekaisessa välikerroksessa erottui kiipeävien väreiden rakenteita.



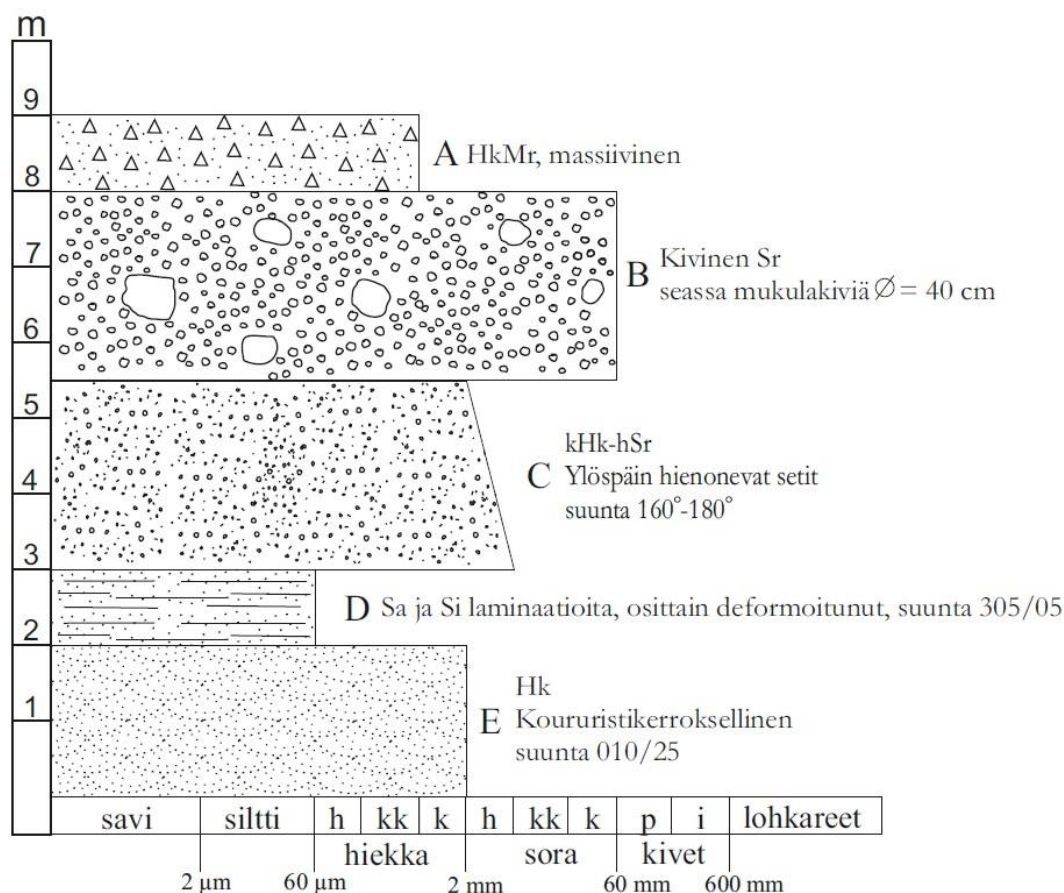
Kuva 25. Lentokentän länsipuolen montulta havaittiin hienon–keskikarkean hiekan ja siltin sekainen välikerros γ .

Seuraamalla siltistä hienoainespitoista kerrosta huomattiin sen jatkuvan ja kapenevan sivulle päin. Tämä voisi kertoa siitä, että kerros on vanhaa sulavesiuoman pohjaa, jossa hienoainesta kerrostuu uoman keskivaiheille kaikkein eniten. Hienoainesperros kapenee kohti uoman reunaa. Seinämällä oli lopulta erotettavissa hienoainespitoinen kerros kahteen otteeseen. Alempi kerros oli hyvin horisontaalinen, mikä voi kertoa rauhallisista kerrostumisolosuhteista jään reunan ollessa kaukana. Ylemmän ja pienemmän uoman leveys oli noin 20 m ja pohjan paksuus noin 0,5 m. Kouru nousi ja oheni suuntaan 40°.

6.2.4 Ampumaradan monttu

Lentokentän koillispuolella sijaitseva iso sorakuoppa, jossa nykyään toimii myös Kenraalin ampumarata, tulkittiin Vääksyn Betonin montun tavoin kuuden eri

seinämän avulla. Havainnot maa-aineksista ja kerrostumisjärjestys on koottu kuvaan 26. Kerrosjärjestys poikkeaa vain pieniltä osin aikaisemmista, mutta hyvin tärkeä havainto tällä montulla oli löytää eri vaiheissa kerrostuneiden hiekkakerrosten suunnat, jotka poikkesivat toisistaan noin 180°.



Kuva 26. Seinämäyhteenveto ampumaradan montulta.

Alimpana yksikkönä (E) ampumaradan montussa oli ristikerroksellinen hiekka, joka oli noin 1–2 m paksu. Raekooltaan aines oli erittäin karkeaa hiekkaa, ja rakenteeltaan kerros oli koururistikerroksellinen. Kerroksesta mitatut suunnat ja kaateet olivat 010/25, 050/25 sekä 000/20 eli virtaussuunta on vaihdellut pohjoisen ja koillisen välillä.

Seuraavana kerroksena (D) oli osittain säilynyt saven ja siltin sekainen kerros. Savi ja siltti esiintyivät laminaatioina hiekan seassa. Parhaiten säilyneissä kohdissa tämä

kerros oli 0,5–1 m paksu. Osissa aluetta kerroksessa oli vahvoja deformaatorakenteita (Kuva 27). Saven yläpinta oli suuntaan 305/05.



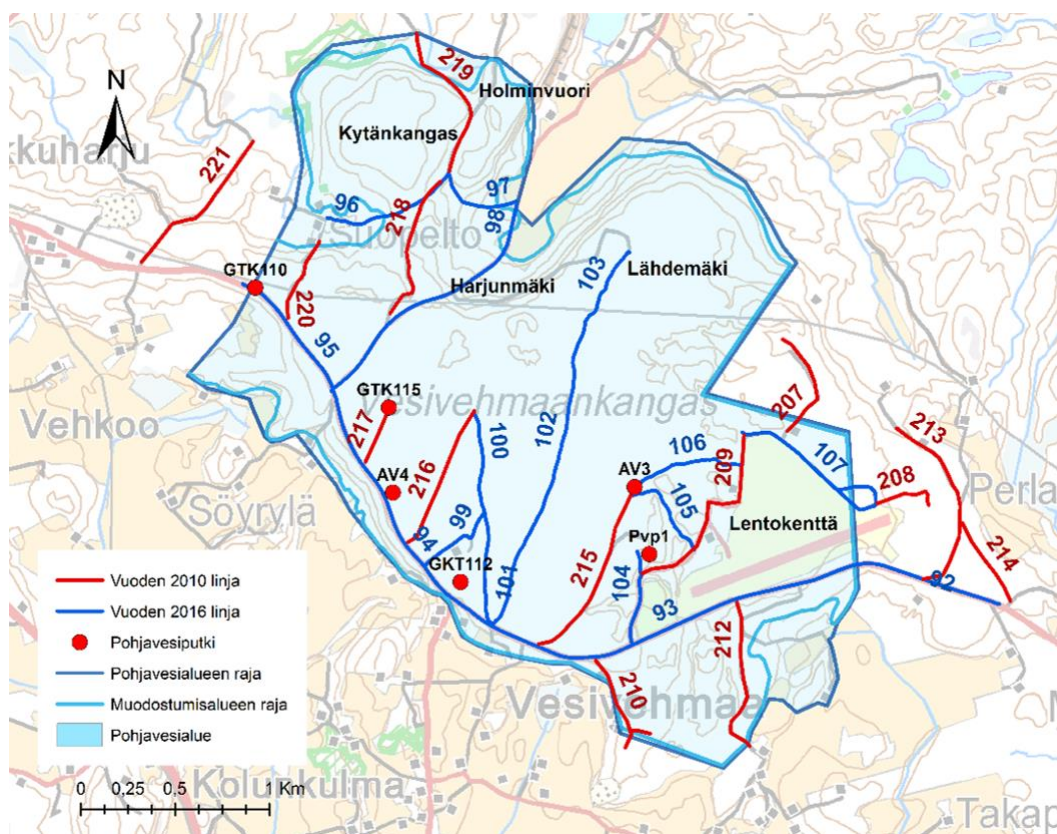
Kuva 27. Hienoainespitoisessa välikerroksessa erottui savilaminaatioita, jotka olivat voimakkaasti deformoituneita. Kuvassa esimerkkinä liekkideformaatio.

Seuraava kerros (C) oli soran ja hiekan sekainen kerros, jossa oli paikoin löydettävissä hienon hiekan välikerroksia. Setit olivat ylöspäin hienonevia ja ristikerroksellisia. Virtaussuunta mittausten mukaan oli 160° – 180° eli etelään. Näiden päällä oli kivisen soran kerros (B), jossa materiaali oli karkeimmillaan mukulakivien kokoluokkaa, halkaisijaltaan noin 30–40 cm. Pyöristyneisyys oli kohtalainen siten, että mukulakivillä (cobble) pyöristyneisyys oli parempi verrattuna pikkukiviin (pebble).

Kaikkein ylimpänä kerroksena tälläkin kuopalla oli moreeni (A). Samoin kuin Vääksey Betonin montulla, moreenia päästiin tarkastelemaan vain harvoilla kohdilla ihmistoiminnan takia. Moreeni oli rakenteetonta hiekkamoreenia.

6.3 Maatutka-aineisto

Maatutka-aineiston avulla pyrittiin luomaan kokonaisvaltainen käsitys deltamuodostuman maaperän rakenteista. Tutkaverkoston laajuuden takia tulkittava 100 MHz:n aineisto koostui yhteensä 31:stä maatutkalinjasta (Kuva 28). Tutka-aineiston perusteella Vesivehmaankankaan deltamuodostuman materiaali on pääasiassa soraa ja hiekkaa. Deltan pohjoisosat ovat rakenteeltaan monimutkaisempia ja osittain deformatuneita. Kaikkein karkein aines löytyy tutkimusalueen pohjoisosista, ja materiaali hienonee kohti deltan eteläreunaa.

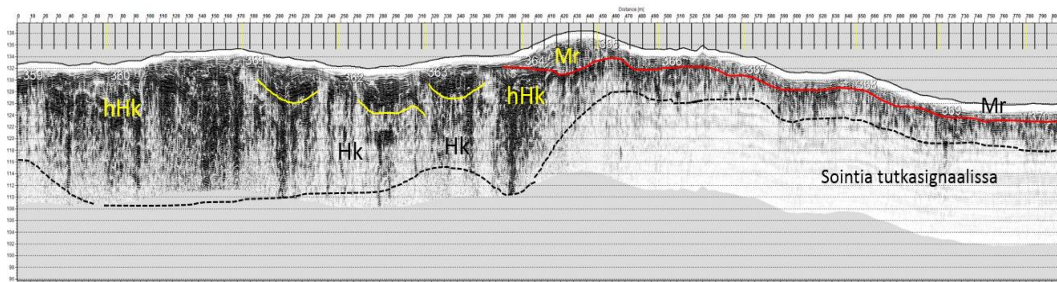


Kuva 28. Maatutka-aineisto koostui yhteensä 31:stä, vuosien 2010 ja 2016 aikana ajetusta maatutkalinjasta ja -kuvasta.

6.3.1 Moreeni

Koko tutka-aineistossa moreenia näkyy vain vähän. Moreenit ovat keskittyneenä deltan keski- ja pohjoisosiin (linjat 219, 207 ja 107). Ohuet moreenipatjat lähellä

pintaa, Kytänkankaalla ja lentokentän vieressä linjoilla 219 ja 107, aiheuttavat tutkasignaalin vaimenemista ja sointia (Kuva 29). Moreenipatja näkyy hyvin yhtenäisenä laattana Kytänkankaan alueella ja siitä pohjoiseen. Moreeni päättyy ympäristöstään poikkeavaan moreenikasaumaan, joka saattaisi olla ihmisen muodostama. Tutkasignaali pääsee tunkeutumaan löyhästi pakkautuneen kasan läpi, minkä perusteella materiaali sisältää enemmän lajittunutta ainesta tai se on uudelleen muovattua eikä jäätikön pakkaamaa.

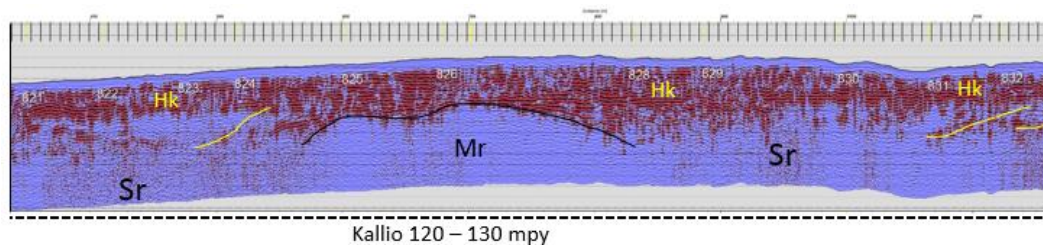


Kuva 29. Linja 219 etelästä pohjoiseen. Ohut moreenipatja lähellä pintaa vaimentaa tutkasignaalia ja estää rakenteiden tulkinnan.

Linjoilla 107 ja 207, ampumaradan montun läheisyydessä, moreenia erottuu vain lyhyellä matkalla. Todennäköisesti moreeni on jatkunut yhtenäisenä laattana kohti koillista, mutta ihmistoiminnan seurauksena se ei enää näy hiekkakuopalle johtavalla tiellä. Voidaan kuitenkin olettaa, että moreenipatja on yhtenäisempi ja että se ulottuu deltan koillisreunalla jonkin verran tutka-aineistoa laajemmalle alueelle. Vaikka linja 103 ulottuu tutkimusalueen pohjoisosiin Lähdemäelle, ei tällä linjalla näkynyt lainkaan moreenia. Alueella voi kuitenkin olla hyvin ohut moreenipatja, joka ei erotu aineistossa, sillä maatumalokuotauksella ei pystytä tarkastelemaan aivan ylimpiä maaperän kerroksia.

Salpausselän yli kulkevilla linjoilla havaittiin rakenteissa laajasti deformaattorakenteita sekä rantakerrostumia. Deformaattorakenteet ovat tyypillisiä jäätikön reuna-asetussa kerrostuneille sedimenteille (Johnson & Menzies 2002). Samoin rantakerrostumat deltan itäreunalla ovat luonnollisia rakenteita alueilla, jotka ovat kerrostumisen jälkeen nousseet merenpinnan yläpuolelle.

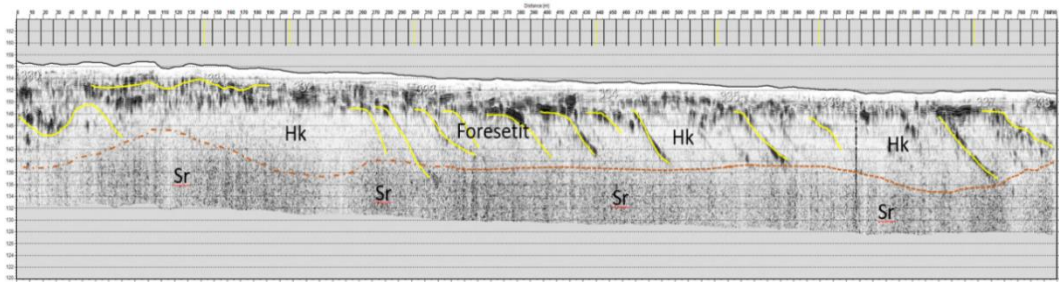
Usealla deltan keskustaa kohti kulkevalla linjalla (100, 102 ja 215) erottuu foresetkerrostumien alta yhtenäinen ja jatkuva moreenikerros. Kyseinen moreenikerros on noin 10 m:n paksuinen ja 20 metriä leveä selvä kohouma (Kuva 30), joka kulkee deltakankaan poikki suunnilleen puolessa välissä deltakangasta.



Kuva 30. Linja 102 etelästä pohjoiseen. Deltan hiekka ja sorakerrostumien alta erottui noin 15 m paksu moreenikerros. Moreenikerros on jatkuva myös muilla deltan keskiosaan päättyvillä linjoilla.

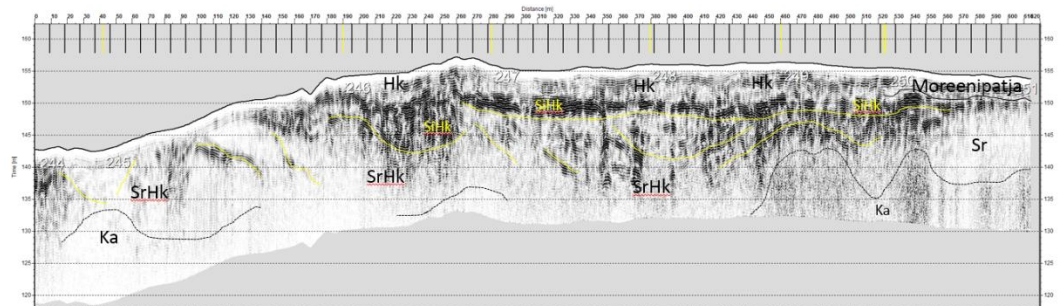
6.3.2 Lajittuneet maalajit

Lajittuneita maalajeja, kuten soraa ja hiekkaa, esiintyy koko deltan alueella. Kalliopinnan taso on monin paikoin niin alhaalla, että irtomaa-aineksen paksuuden voidaan arvioida olevan yli 20 m. Laajimmat ja yhtenäisimmät lajittuneiden maalajien kerrokset ovat deltan etelä- ja länsiosissa. Tällä alueella (linjat 217, 216, 215, 99, 100, 101, 102 ja 104) rakenteissa näkyy selkeät hiekkaiset foresetkerrokset (Kuva 31). Foresettien paksuus on vaihtelevasti 10–15 m. Hiekkaisen foresettien alapuolella on paksut rakenteettomat sorakerrokset. Sorakerrosten paksuudesta ei ole varmuutta, mutta tutka-aineiston ja saatavilla olevan referenssitiedon perusteella se on 15–20 m, paikoin enemmänkin.



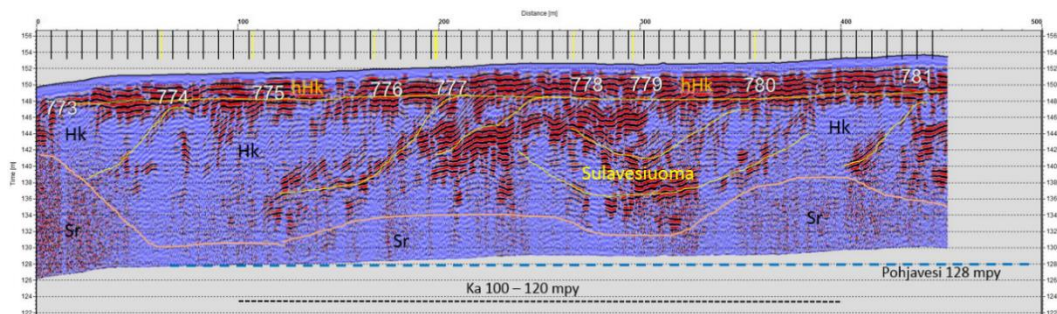
Kuva 31. Linja 216 etelästä pohjoiseen. Gilbert tyyppiselle deltalle ominaiset foreset-kerrokset päättyvät paksuun ja massiiviseen sorakerrostumaan.

Maatutka-aineistosta ei erottunut selkeitä Gilbert-tyyppisen deltan soraisia topset-kerroksia. Toisin kuin sedimentologisten havaintojen perusteella voisi olettaa, paksujen hiekkakerrosten yläpuolella on hyvin heikosti karkeampaa ainesta. Tämä saattaa johtua siitä, että maatutkaluotauksella menetetään usein aivan ylimmät 1–2 metriä heti maanpinnan alapuolella. Sen sijaan hiekkakuopilta tehtyjen havaintojen mukainen siltin ja hienon hiekan sekainen välikerros löytyy monelta tutkalinjalta. Kerroksen paksuus vaihtelee 1–3 m:n välillä, ja todennäköisesti myös materiaali vaihtelee siltin ja hienon hiekan suhteiden suhteen. Parhaiten kyseinen välikerros erottuu ampumaradan montulle vievältä tutkalinjalta (Kuva 32) sekä sen ympäristöstä, jossa se erottuu horisontaalisena kerroksena hiekkojen päällä. Sama kerros erottuu myös tutkimusalueen reunoilla reunamuodostuman yli kulkevilla linjoilla 208 ja 220.



Kuva 32. Linja 207 etelästä pohjoiseen. Ampumaradan montulle vievällä linjalla erottuu hyvin samalta montulta erottunut siltisen hiekan välikerros sekä lyhyellä matkalla moreenia.

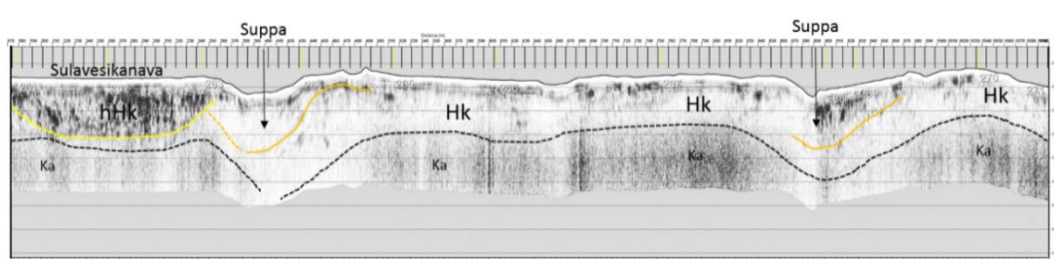
Muualta tutkimusalueella, deltan eteläreunaa seuraavilla linjoilla ja tutkimusalueen lounaisosissa, hienoainespitoisia kerroksia on vain vähän. Hienoaineksia esiintyy lähinnä sulavesiuomien täytteinä. Deltan etelä- ja länsiosien linjoilla 93, 99 ja 209 erottuvat sulavesiuomien rakenteet selvästi (Kuva 33). Sulavesiuomien suunta on lähes suoraan etelään, mikä vastaa Urasmäentien montusta mitattujen foresetkerrostumien suuntaa. Samalla alueella, tutkimusalueen lounaisosissa, lähellä pintaa erottuvat horisontaaliset kerrokset ovat materiaaliltaan hienoa hiekkaa.



Kuva 33. Linja 99 etelästä pohjoiseen. Tutkimusalueen pinnalla erottuneet sulavesiuomat näkyivät myös maatumka-aineistossa. Pohjavedenpinnan taso viereisellä putkella GTK112 on noin 4 metriä alempana kuin mitä tutka-aineistossa on nähtävissä.

LiDAR-aineistossa näkynyt pieni harjun jatke Urajärventien reunassa erottuu myös maatumka-aineistossa. Harju sijoittuu kohtaan, jossa kalliopinnantaso on ympäristöään alempana. Harjuydin on karkeaa soraista materiaalia, jonka päällä on vajaan 10 m:n paksuinen hiekkainen kerros. Harjun reunoilta löytyy suhteellisen paksut hienoainespitoisen hiekan kerrokset, joiden rakenne myötäilee harjun rinteiden muotoja.

Lentokentän ympäristössä linjalla 209 sekä reunamuodostuman yli kulkevalla linjalla 220 rakenteista erottuu piilosuppia. Lentokentän läheisyydessä, korkean kalliopinnan tason alueella, piilosupat ovat sijoittuneina kallioainanteisiin (Kuva 34) ja rakenteet ovat selvästi romahtaneita. Piilosupat eroavat sulavesiuomista rakenteiden romahtamisten sekä koon puolesta. Myös materiaali sulavesiuomissa on monin paikoin ympäröivää materiaalia hienompaa, kun taas piilosoppien kohdilla materiaali vastaa ympäröivää ainesta.

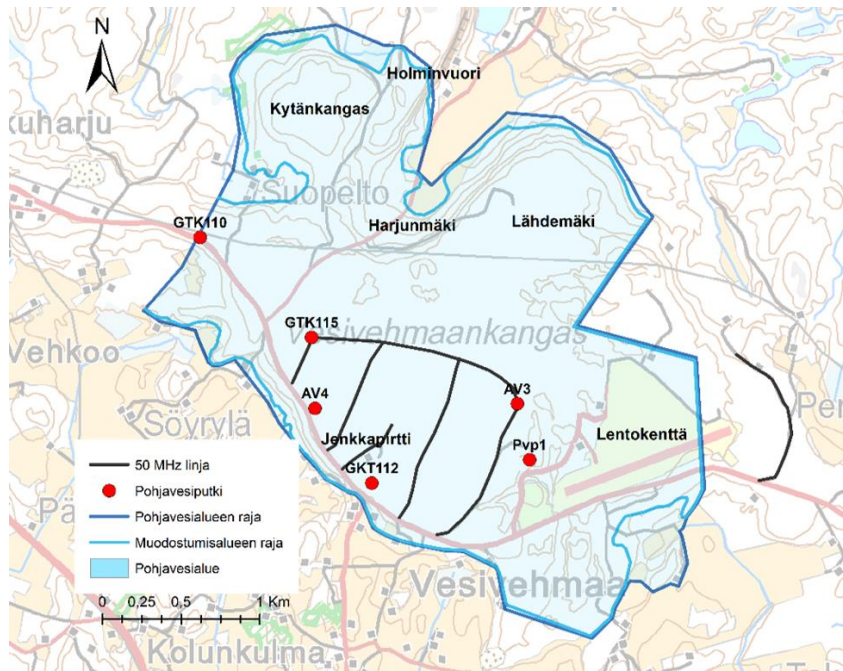


Kuva 34. Linja 209 etelästä pohjoiseen. Piilosupat lentokentän alueella ovat sijoittuneina kalliopainanteisiin. Suppien rakenne, koko ja materiaali eroavat sulavesiuomista selvästi.

6.3.3 Pohjavesi

Millään 100 MHz:n antennilla tehdyillä tutkalinjoilla ei erotettu pohjaveden pintaa. Tutkimusalueella olevien pohjavedenputkien sekä aiemmin tehtyjen maaperäkairausten perusteella pohjaveden pinta on monella linjalla 5–10 m alempana kuin mitä tutkakuvissa on nähtävissä (Kuva 33). Lentokentän länsipuoleisella montulla olevan Pvp 1 pohjavesiputken perusteella lentokentän alueella pohjaveden pinta on kalliolla – todennäköisesti kalliopainanteiden väleissä, joista ei ole suoria havaintoja.

Niitä linjoja varten, joilla pohjavedenpinta olisi mahdollista saada näkyviin, suunniteltiin tutkaverkosto 50 MHz:n antennilla varustetulle letkututkalle (Kuva 35). 50 MHz:n tutkaverkosto kattaa hyvin tutkimusalueen lounaisosat, joissa tutkimusalueen hydrauliset ominaisuudet ovat parhaimmillaan. Linjat myötäilevät jo ajettuja linjoja, jotta aineiston tulkinta ja vertailtavuus olisi luotettavaa. Lisäksi suunniteltiin yksi poikittainen linja tutkimusalueen keskiosiin. Poikittaisella linjalla pyrittiin yhdistämään muut linjat sekä saamaan lisätietoa foreset-kerrostumien alla olevasta moreenikerrostumasta.



Kuva 35. Linjakartta 50 MHz:n antennilla tehtäville maatutkaluotauksille myötäilee 100 MHz:n tutkalle suunniteltuja linjoja. Lisäksi suunniteltiin yksi poikittainen linja tutkimusalueen keskiosien poikki.

7. Tulosten tarkastelu ja keskustelu

7.1 Tutkimusalueen geologinen rakenne

Yhdistettäessä kaikki tutkimuksen tulokset, geomorfologia, sedimentologiset havainnot sekä maatutka-aineisto, saadaan melko kattava kuva tutkimusalueen geologisesta rakenteesta ja syntyhistoriasta. Rakenteeltaan Vesivehmaankangas on lähes tyypillinen Gilbert-tyyppin deltamuodostuma. Aineiston perusteella Vesivehmaankangas on muodostunut useammassa kuin yhdessä vaiheessa jään reunan liikehtiessä edestakaisin. Tämän liikehdinnän seurauksena deltan rakenteet ovat monimutkaistuneet ja esimerkiksi bottom- eli pohjasettejä erotetaan poikkeuksellisesti keskeltä muita rakenteita.

7.1.1 Topsetit ja pohjoisen moreenipeitteet

Alueilla, jotka eivät ole peittyneet jäätikön kerrostamien moreenipatjojen alle, topsetit koostuvat vaakaa-asentoisista hiekkakerroksista. Topsettien muodostuessa deltan kerrostuminen on tapahtunut vedenpinnan tasoon tai hyvin matalaan veteen (Fyfe 1990, Rainio *et al.* 1995, Ahonen *et al.* 2011), mistä osoituksena on monihaaranainen sulavesikanavien verkosto deltan pinnalla (Kuva 19). Sulavesikanavat ovat vaihtelevan kokoisia, mikä kertoo sulavesien voimakkuuksien vaihteluista vuodenaikojen ja jään reunan sijainnin mukaan. Lentokentän länsipuolen montusta erottunut noin 20 m leveä uoma on kaikista havaituista kanavista suurin.

Vaikka geomorfologian perusteella voisi olettaa uomien näkyvän jossain määrin myös pohjois-eteläsuuntaisilla maatutkalinjoilla, ei niitä tutka-aineistossa havaittu tässä laajuudessa. Deltan pinnalla näkyvät sulavesikanavat eivät näin ollen täysin kuvasta todellisia deltan muodostumisen aikaisia virtaussuuntia. Sedimentologisten suuntausmittausten ja maatutka-aineiston sulavesiuomien perusteella deltan muodostuessa voimakkain virtaussuunta on ollut lähes suoraan etelään.

Myös supat deltan itäosissa ovat syntyneet aivan viimeisimmissä muodostumisen vaiheissa, osittain vedenpinnan yläpuolisissa oloissa. Geomorfologian perusteella suppakuopat sijoittuvat sulavesiuomien jatkeeksi. Jäätä irronneet kappaleet ovat matalassa vedessä kulkeutuneet ja hautautuneet sedimenttiin sulavesivirtojen avulla ja sulaessaan muodostaneet suppakuoppia ja piilosuppia sandurkerrostumiin (Fyfe 1990). Suppa-alue sijoittuu alueelle, jossa kalliopinnan taso on korkealla (130–140 mpy) kalliokynnyksen kohdalla (Ahonen *et al.* 2011). Todennäköisesti sulavesien voimakkuus ei ole jaksanut kuljettaa jäälohkareita kalliokynnyksen yli, jolloin lohkarit ovat hautautuneet muun sedimentin alle.

Deltan pohjoisosien moreenikerrokset, joita havaittiin niin maatutka-aineistossa että sedimentologisissa havainnoissa, ovat todennäköisesti seurausta jäätikön uudelleen etenemisestä. Maatutka-aineistossa linjalla 219 erottunut moreenipatja (Kuva 29) päättyy juuri sille alueelle, jolle myös havainnot lineaatioista päättyvät. Samoin Vääksyn Betonin ja ampumaradan montuilta löytyneet moreenipatjat

lajittuneiden materiaalien päällä kertovat jäätikön uudelleen etenemisestä (Johnson & Menzies 2002).

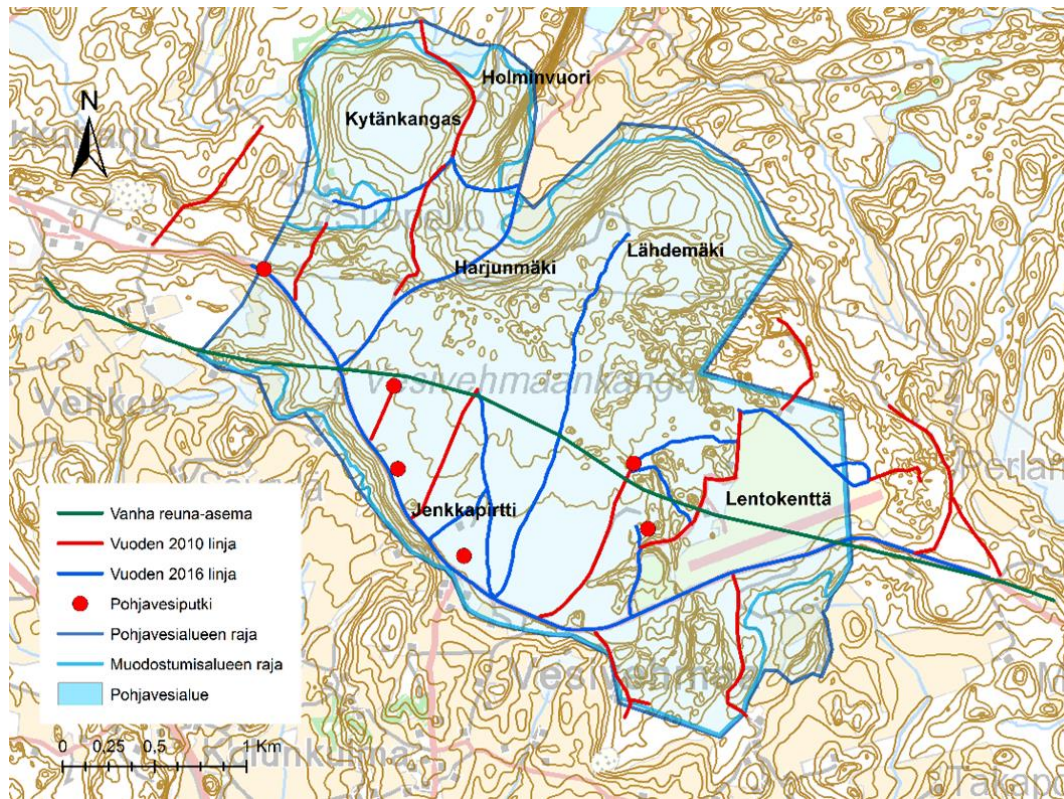
Mannerjäätikön liikkeiden muodostamien lineaatioiden perusteella jäätikkö on deglasiaation aikana perääntynyt noin 10 km Vesivehmaankankaan pohjoispuolelle ennen uudelleen etenemistään. Jäätikkö eteni osittain jo muodostuneiden deltakankaan ja reunamuodostuman päälle. Lähdemäeltä erotetut heikot de geer - moreenirakenteet ovat muodostuneet jään uudelleen etenemisen jälkeen, jään alla oleviin railoihin reunan oskillaation seurauksena (Bennet & Glasser 2009, Benn & Evans 2010).

Vaikka LiDAR-aineiston perusteella Lähdemäellä on pieniä de geer -moreeneja, ei alueelle kulkevalla ainoalla tutkalinjalla 103 havaittu lainkaan moreenia, vaan kyseisen linjan kerrostumat vastasivat enemmän tutkimusalueen lounaisosien rakennetta, ja jäätikön uudelleen etenemisen synnyttämät moreenimuodostumat ovat keskittyneet pääasiassa tutkimusalueen molemmille reunoille, missä jään eteneminen ja työntö on ollut voimakkainta. Toisaalta pelkän tutka-aineiston perusteella ei voida olla varmoja, etteikö Lähdemäkeä peittäisi hyvin ohut moreenikerros. Tämä johtuu siitä, että maatutkaluotaustekniikalla ei eroteta aivan ylimpiä maaperän kerroksia. Samasta syystä muun deltan alueelta erotettiin vain paikoin vaaka-asentoisia topset-kerroksia.

7.1.2 Foresetit ja vanha reuna-asema

Deltan foresetit vastaavat tyypillisen Gilbert-tyypin deltan foreset-rakenteita, ja ne koostuvat tasalaatuisen hiekan muodostamista, veden virtaussuuntaan kerrostuneista, viisto- tai luiskakerroksista (Mälkki *et al.* 2005). Maatutka-aineistosta erotettu jatkuva moreenikerros foreset-kerrostumien alla ei ole tyypillinen rakenne glasifluviaaliselle deltamuodostumalle. Moreenikerros osoittaa todennäköisesti vanhan jäätikön reuna-aseman, joka on syntynyt jäätikön ollessa hetkellisesti pysähtyneenä varsinaisen Salpausselän reunamuodostuman eteläpuolella (Kuva 36). Reunamoreeni on todennäköisesti jatkuva ja kulkee koko deltakankaan poikki, myös lentokentän alueen läpi. Vanha reuna-aseman moreeni

yhdistyy lännessä kaksiosaisen reunamuodostuman eteläisempään selänteeseen ja idässä nykyiseen Salpausselkä II:n reunamoreeniin.



Kuva 36. Vanha jäätikön reuna-asema on synnyttänyt moreenikerrostuman nykyisen deltan foresetkerrostumien alle.

Silloin kun jään reuna on ollut pysähtyneenä tälle vanhalle reuna-asemalle, on reunan eteen alkanut kerrostua ainesta ja paksut sorakerrokset hiekkaisen foresetkerrostumien alla muodostuivat. Kuitenkin jään reunan siirryttyä pohjoisemmaksi vanhan reuna-aseman eteen muodostumassa olleen deltan kerrostuminen on keskeytynyt ja Vesivehmaankangas on alkanut muodostua. Maatutka-aineistosta näkyy hyvin, kuinka foresetit ikään kuin leikkautuvat kesken kohdatessaan sorakerrokset.

7.1.3 Pohjasetit

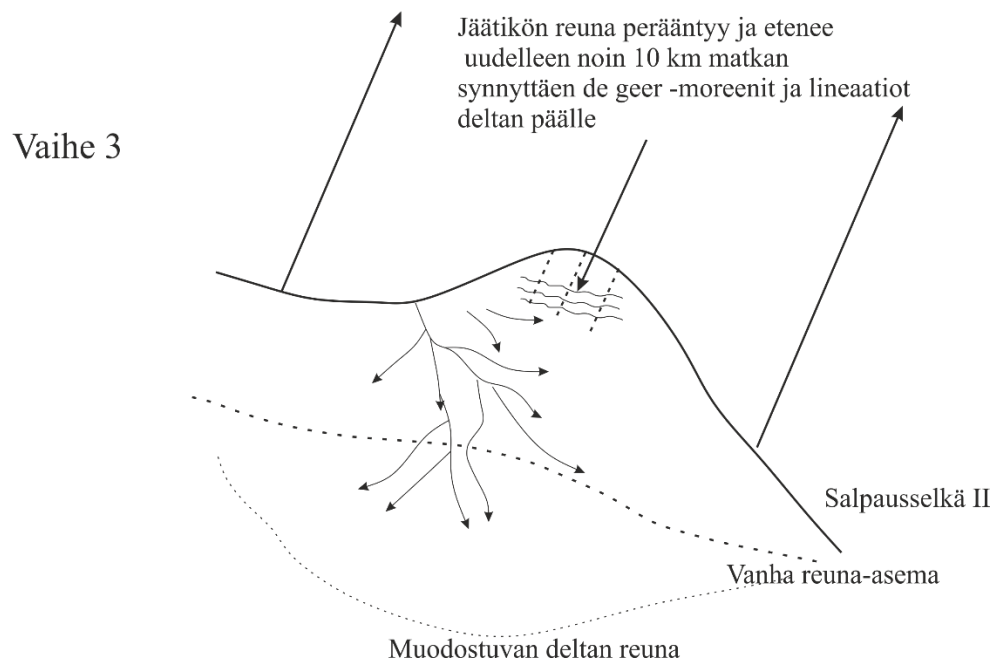
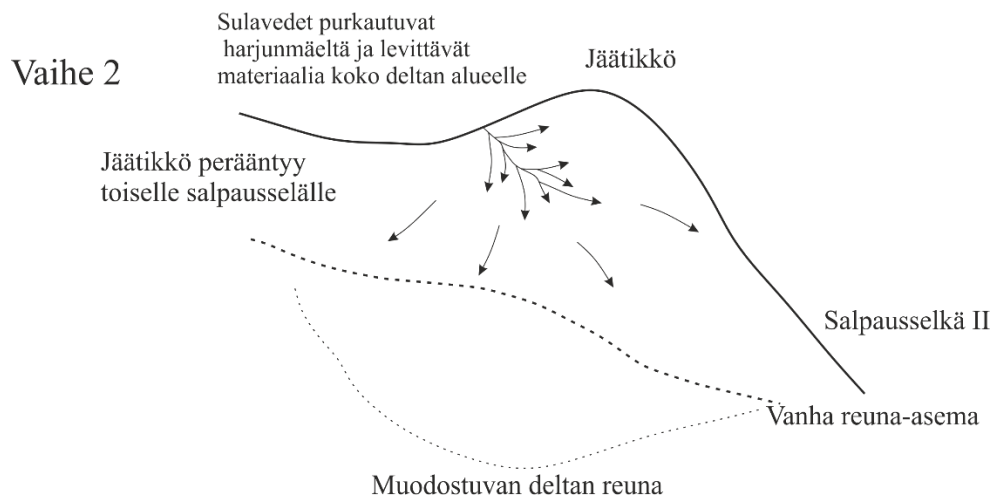
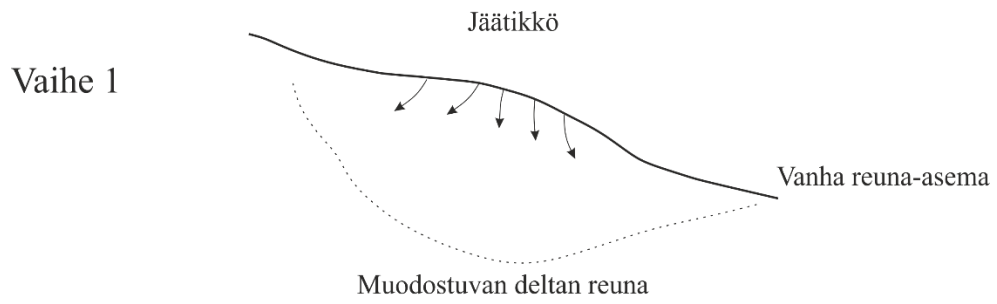
Vanhan reuna-aseman eteen kerrostuneiden paksujen sorakerrosten takia Vesivehmaankankaan eteläosien rakenteista ei erotu Gilbert-tyyppiselle deltalle ominaisia hienoainespitoisia bottom- eli pohjasettejä. Jään ollessa pysähtyneenä tälle vanhalle reuna-asemalle kaikki jäätikön sulavesien kuljettama hienoaines on kerrostunut deltamuodostuman eteläpuolelle. Myöhemmässä deltan muodostumisvaiheessa, jään reunan ollessa nykyisellä Salpausselkä II:lla, hienoainespitoisia pohjasettejä on muodostunut vain vähän. Ne erottuvat rakenteista sulavesiuomien pohjille sijoittuneina hienoainekerroksina keskellä muita deltan rakenteita. Erikoisten pohjasettien lisäksi hienoaineksia on muodostunut jäätikön reunan ollessa tutkimusalueen pohjoispuolella, jolloin muodostuivat hiekkakuopiltakin havaitut horisontaaliset hienoainekerrokset.

7.2 Vesivehmaankankaan syntyhistoria

Vesivehmaankankaan syntyhistoriaa esittävä kuvasarja (Kuva 37) kertoo yhteenvetona, kuinka deltamuodostuma on syntynyt suhteessa jäätikön reunan liikehdintään. Mannerjäätikön perääntyessä Ensimmäiseltä Salpausselältä sen reuna pysähtyi ensin keskelle nykyistä Vesivehmaankangasta muodostaen vanhan reuna-aseman moreenin kerrostumien alle. Paksut sorakerrostumat foresettien alla edustavat tätä vaihetta, jolloin deltan muodostuminen alkoi.

Jäätikkö ei kuitenkaan pysynyt paikoillaan kovinkaan kauan, vaan perääntyi vielä reilun kilometrin kohti pohjoista nykyisen Salpausselkä II:n pohjoiselle linjalle. Tässä vaiheessa muodostui pääosa Vesivehmaankankaasta, jota kuvastavat hienoainespitoiset bottomsetit rakenteiden keskellä sekä selvät deltan rakenteelle ominaiset foreset-kerrostumat. Delta kasvoi ja suureni, kunnes jään reuna alkoi perääntyä.

LiDAR-aineiston perusteella reuna perääntyi noin 10 km:n matkan ennen kuin se eteni uudelleen osittain deltakankaan päälle. Tämän etenemisen ja sitä seuranneen jään oskillaation tuloksena ovat syntyneet lineaatiot, deltan päälle kerrostuneet de geer -moreenit sekä muodostuman reunaosissa erotetut moreenipatjat.



Kuva 37. Kuvasarja Vesivehmaankankaan syntyhistoriasta.

Tulkintaa jäätikön perääntymisestä ja uudelleen etenemisestä tukevat myös alueen hiekkakuopilta havaitut hienoainespitoiset välikerrokset. Saven kerrostuessa jään reuna on ollut jo kaukana kerrostumisalueesta, jolloin vain hienoin materiaali on laskeutunut suspensiosta matalan meren pohjaan. Karkeampi sora savikerroksen yläpuolella kertoo siitä, että kerrostumisolosuhteet ovat muuttuneet radikaalisti jään uudelleenetenemisen yhteydessä.

Ampumaradan montulta havaitut eri-ikäisten kerrostumien vastakkaiset virtaussuunnat (Kuva 26) saattaisivat kertoa samasta ilmiöstä. Saven alapuolinen osa saattaisi olla kerrostunut jään reunan ollessa lähellä mutta perääntymässä, ja virtaussuunta olisi tällöin ollut kohti pohjoista, kun taas sorakerrostumien muodostuessa virtaus olisi ollut pois päin jään reunasta. Toisaalta mittauksia on vain vähän ja vain yhdeltä alueelta, joten ne saattavat osoittaa vain paikallista virtaussuuntien vaihteluita, eikä sitä tämän aineiston perusteella voida suoraan yleistää koko alueelle.

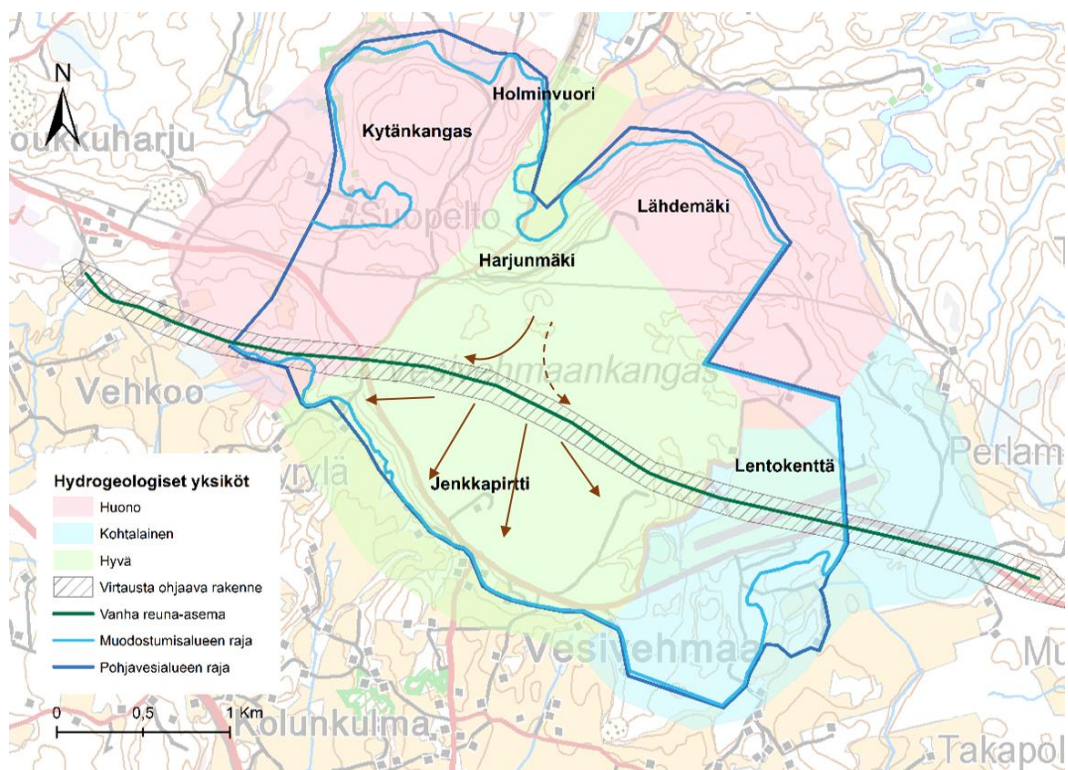
Se, miten Vesivehmaankankaalla tapahtunut jään reunan perääntyminen ja uudelleen eteneminen liittyvät Heinolan deglasiaatioon, on tämän aineiston puitteissa vaikea päätellä. Periaatteessa Vesivehmaankankaan pohjoispuoleiset lineaatiot voisivat edustaa Heinolan deglasiaatioon liitettyä jäätikön uudelleen etenemistä, sillä LiDAR-aineistosta erotettuja lineaatioita voidaan seurata Heinolan alueelle asti. Tällöin deltakankaan päälle muodostuneet lineaatiot edustaisivat ainoastaan paikallista jäätikön reunan oskillaatiota, jossa myös pienet de geer - moreenien tyyppiset rakenteet olisivat voineet syntyä.

Jos lineaatiot ovat muodostuneet Heinolan deglasiaatiota seuranneessa vaiheessa, pitäisi Vesivehmaankankaan alta ja sen ympäristöstä löytyä vastaavanlaisia lustosavikerrostumia kuin Lahden alueelta. Tämän työn aineistolla ei kuitenkaan pystytä tyhjentävästi vastaamaan tällaisten kerrostumien olemassaoloon.

Suuressa mittakaavassa lineaatioita erottuu koko Toisen Salpausselän matkalla, ja ne ovat suuntautuneet reunamuodostuman kaaren suuntaisesti. Lineaatiot myös rajoittuvat Toiseen Salpausselkään, joten todennäköisesti myös Vesivehmaankankaalla ne ovat Heinolan deglasiaatiota nuorempia.

7.3 Hydrogeologiset yksiköt

Tutkimusalue voidaan jakaa hydrogeologisilta ominaisuuksiltaan erilaisiin yksiköihin (Kuva 38). Kytänkangas ja Lähdemäki ovat hydraulisilta ominaisuuksiltaan huonoja alueita. Tutkimusalueen kaakkoisosassa on pohjaveden virtaamisen kannalta kohtalaista aluetta. Kaikkein parhaimmat olosuhteet niin pohjaveden muodostumiselle kuin sen virtaamiselle on tutkimusalueen lounaisosissa sekä aluetta halkovan ruhjeen ympäristössä. Kuitenkin vanha reuna-aseman moreeni katkaisee pohjaveden virtauksen koko alueen läpi ja todennäköisesti ohjaa virtausta länsi-itä suuntaiseksi.



Kuva 38. Vesivehmaankangas voidaan jakaa hydrogeologisilta ominaisuuksiltaan kolmeen erilaiseen yksikköön. Nuolet osoittavat pohjaveden virtauksen suuntaa vanhan reuna-aseman moreenin ympäristössä.

7.3.1 Huonot alueet

Kalliopinnan taso lentokentän ympäristössä ja sen pohjoispuolella vaikuttaa suuresti Lähdemäen hydraulisiin ominaisuuksiin. Lähdemäellä se on melko korkealla ja osittain myös pohjaveden pinnan yläpuolella. Todennäköisesti

kalliopinnan vaihtelut jakavat tutkimusalueen itäosissa olevat mahdolliset akviferit pieniin ja yksittäisiin esiintymiin, joissa vettä on vain vähän. Teoriaa tukevat vanhat tutkimukset sekä paikallisten ihmisten kommentit liittyen lentokentän vanhaan vedenottamoon (Ahonen *et al.* 2011). Lentokentän ottamalla on ennen ollut neljä kaivoa, mutta ottamo on myöhemmin suljettu veden puutteen takia. Todennäköisesti kaivot ovat olleet sijoitettuina kalliopainanteessa olleeseen akviferiin, joka on yksinkertaisesti tyhjentynyt vedenoton takia.

Luultavasti korkean kalliopinnan alueella pohjavesi virtaa voimakkaasti kohti ruhjetta tai tutkimusalueen reunaa. Tutkimusalueen itäosien poikki kulkee yksi kalliokynnys pohjois-eteläsuuntaisesti, jonka itäpuolelta vesi virtaa pois pohjavesialueelta. Tämän kalliokynnyksen sijainti mahdollisti pohjavesialueelle tehdyn rajamuutoksen vuonna 2012, jolloin itäosat jäivät pohjavesialuerajauksen ulkopuolelle. Näin ollen ampumaradan toiminnasta mahdollisesti kärsivä pohjavesi ei pääse kulkeutumaan Vesivehmaankankaan pääakviferiin eikä siten aiheuta merkittävää haittaa pohjaveden laadulle.

Kytänkankaan ja Lähdemäen huonoon vedenjohtavuuteen vaikuttavat myös deltan pohjoisosien moreenipeitteet. Maatutka-aineistossa havaittu moreenikerros estää tehokkaasti sadeveden suotautumisen pohjavedeksi. Hienoainespitoiset välikerrokset, joita erottuu tutkimusalueen reunoilla olevilla linjoilla hyvin, vaikuttavat myös sadeveden suotautumiseen pohjavedeksi. Hienoainespitoinen kerros hidastaa veden imeytymistä maaperään, jolloin haihtumisen määrä kasvaa. Erityisesti Vääksyn Betonin montun ja ampumaradan montun läheisillä linjoilla hienoainespitoisen hiekan kerros erottuu selvästi.

Vaikka Lähdemäeltä saatavilla oleva maatutka-aineisto on vajavaista, eivät lisätutkimukset todennäköisesti muuta alueen hydrogeologista yksikköä merkittävästi. Kalliopinnan taso on kuitenkin suurin pohjaveden kulkuun ja akviferien sijaintiin vaikuttava tekijä tällä alueella.

Toinen pohjaveden kulkua merkittävästi ohjaava tekijä tutkimusalueella on deltan foreset-kerrosten alla kulkeva vanhan reuna-aseman moreeni. Tämä muodostuma ei estä pohjaveden muodostumista, mutta ohjaa veden kulun länsi-itäsuuntaiseksi

deltan keskiosissa. Pohjaveden virtaus suuntautuu todennäköisesti enemmän kohti länttä ja aluetta halkovaa ruhjetta, sillä idässä kalliopinnan taso nousee nopeasti. Moreeniselänteen eteläpuolella pohjaveden virtaus suuntautuu kohti etelää ja muodostuman reunoja, eikä moreenimuodostuma varsinaisesti estä virtausta.

7.3.2 Kohtalaiset alueet

Tutkimusalueen kaakkoisosat ovat veden kulkeutuvuuden kannalta kohtalaista aluetta. Kalliopinnan taso laskee kohti kaakkoa, ja lajittuneiden maa-ainesten paksuus kasvaa. Vaikka tälläkään alueella ei ole maaperäkairauksissa löytynyt pohjavettä, maaperän hydrauliset ominaisuudet parantuvat verrattuna Kytänkankaan ja Lähdemäen huonoihin olosuhteisiin. Pieni harjun jatke tutkimusalueen reunalla on erittäin hyvää materiaalia pohjaveden kulkeutumiseen, ja luultavasti tutkimusalueen kaakkoisosissa muodostuva pohjavesi purkautuu harjun kautta etelään.

7.3.3 Hyvät alueet

Tutkimusalueen keski- ja lounaisosien hydrauliset ominaisuudet ovat tutkimusalueen parhaat. Tällä alueella lajittuneiden maa-aineisten paksuus on suurimmillaan eikä pohjaveden kulkeutuminen maaperässä ole estynyt korkean kalliopinnan tason takia. Tällä alueella ei myöskään esiinny yhtenäisiä hienoainespitoisia välikerroksia. Silttisen hiekan kerrokset ovat vain hyvin paikallisia ja pieniä kokonaisuuksia sulavesiuomien pohjilla. Lähellä pintaa olevien, noin 2 m:n paksuisten, hienon hiekan horisontaalisten kerrosten ei pitäisi vaikeuttaa pohjaveden muodostumista merkittävästi, sillä veden johtavuuden katsotaan olevan kohtalaista silloin, kun väliaine on hienoa hiekkaa tai sitä karkeampaa materiaalia (Mälkki 1999).

Vanha reuna-aseman moreeni ei estä pohjaveden muodostumista. Moreeni todennäköisesti ohjaa virtausta suuntautumaan länsi-itä suuntaiseksi, jolloin suurin osa pohjoispuolen vesistä kulkeutuu ruhjeessa sijaitsevaan pääakviferiin. Vaikka

vanhan reuna-aseman ympäristö luokitellaan hydrogeologisilta ominaisuuksiltaan heikoksi alueeksi, ei sillä pohjaveden oton kannalta ole juurikaan merkitystä. Parhaimmat alueet pohjaveden ottoon sijaitsevat aivan deltan eteläosissa tai varsinaisen pohjavesialueen ulkopuolella, jonne vesi kulkeutuu ruhjeen kautta. Jos moreeni on yhtenäinen myös ruhjeen kohdalla, se todennäköisesti jakaa ruhjeen akviferin kahteen altaaseen, joista toinen purkautuu pohjoiseen ja toinen etelään.

Pohjaveden virtauksen kannalta hyvät olosuhteet levittäytyvät tutkimusalueen ulkopuolella seuraten aluetta halkovaa ruhjevyöhykettä. Ruhjeen kohdalla lajittuneiden maa-ainesten paksuus kasvaa nopeasti ja edesauttaa korkean kalliopinnan alueilta virtaavan pohjaveden kulkua. Ruhjeen materiaalista, stratigrafiasta ja maalajitteiden paksuudesta ei ole tämän työn puitteissa saatu tarkkaa tietoa, ja niiden selvittämiseksi tuleekin suunnitella lisätutkimuksia, kuten heijastusseismiikkaa. Joka tapauksessa kyseinen ruhjevyöhyke toimii alueen pääasiallisena pohjavettä keräävänä altaana. Aikaisempien tutkimusten perusteella pohjavesivyöhykkeen paksuus ruhjeessa on yleisesti 30–50 m tasolla 80–90 mpy. Paikoin pohjaveden kyllästämisen kerroksen paksuus on yli 60 m (Aho *et al.* 2011). Koko tutkimusalueella pohjavesivyöhykkeen paksuus vaihtelee 10 ja 40 m:n välillä kasvaen kohti ruhjetta.

7.4 Tulevat tutkimukset

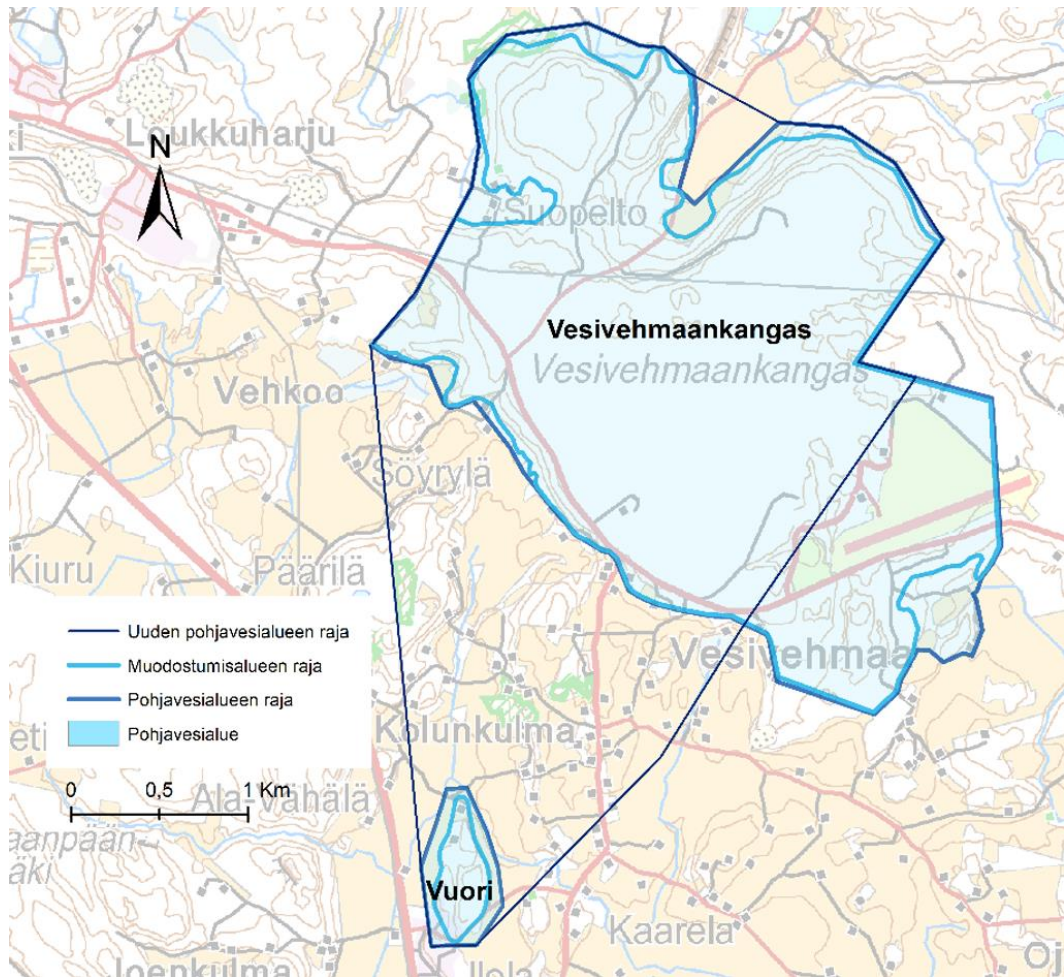
Uudet tiedot Vesivehman kankaan hydrogeologisesta rakenteesta täydentävät hyvin vanhoja, aikaisemmin tehtyjä tutkimuksia. Tutkimuksen tavoite oli jakaa Vesivehman kangas hydrogeologisilta ominaisuuksiltaan erilaisiin yksiköihin muodostuman rakenteen perusteella. Tämä tavoite saavutettiin hyvin yhdistelemällä erityisesti maatutka-aineiston ja sedimentologisten havaintojen tuloksia olemassa olevan referenssiaineiston kanssa.

Kattavan maatutka-aineiston luonti oli edellytys onnistuneelle rakennetulkinnalle. Kuitenkin, vaikka tutkaverkosto laajeni noin 25 km:llä, ei se vielä kukaan kata Lähdemäen aluetta erityisen hyvin, ja kyseisen alueen hydrogeologiset ominaisuudet ovat hyvin tulkinnanvaraisia. Esimerkiksi kattavan 3D-mallin luonti

vaatisi lisää maatutkaluotauksia ainakin Lähdemäeltä sekä alueilta, joilla lajittuneiden maa-ainesten paksuus on suurimmillaan. Samoin vanhan jäätikön reuna-aseman sijainnin ja muodostuman laajuuden varmistaminen vaatii lisää poikittaisia tutkalinjoja deltan keskiosiin. Tästä syystä suunniteltiin 50 MHz:n antennilla varustetulle maatutkalle oma tutkasuunnitelma, jonka avulla on mahdollista varmistaa vanhan reuna-aseman sijaintia ja laajuutta sekä tutkimusalueen lounaisosien pohjaveden pintaa. Samalla tulisi tarkistaa myös, vastaako tämän tutkimuksen tulkinta reuna-aseman moreenin pohjavettä ohjaavasta vaikutuksesta todellista pohjaveden virtauskuvaa.

Tälle tutkimukselle suunniteltavia jatkotutkimuksia ovat myös heijastusseismiset luotaukset, joiden tekoon niin 100 MHz:n kuin 50 MHz:n antennille suunnitellut tutkaverkostot soveltuvat hyvin. Kaikki linjat, lukuun ottamatta tutkimusalueen keskikohdan poikki kulkevaa uutta linjaa, ovat teillä, joilla maatutkaluotaukset ja heijastusseismiset luotaukset voidaan toteuttaa. Luotauksia kannattaa erityisesti tehdä pääruhjeen alueella, jotta ruhjeen stratigrafia ja kerrospaksuudet varmistuvat. Näiden jatkotutkimusten aineistolla olisi mahdollista luoda myös yksityiskohtaisempi 3D-malli deltan rakenteista.

Tämä tutkimus muuttaa jonkin verran käsitystä I-luokan pohjavesialueista. Vesivehmankankaalla pääasiallinen pohjavesivarasto on sijoittunut yhdelle alueelle, tutkimusalueen poikki kulkevalle ruhjevyöhykkeelle. Pohjavesiaineiston osalta olemassa oleva tieto on vähäistä, ja pohjavedenpinnan varmistamiseksi tarvitaan lisätutkimuksia. Myöskään vesikerroksen paksuudesta ei tämän tutkimuksen yhteydessä saatu uutta tietoa, mutta olemassa olevan aineiston perusteella näyttää siltä, että parhaimmat mahdollisuudet veden käyttöönottoon ovat tutkimusalueen ja varsinaisen pohjavesialueen ulkopuolella. Tästä syystä Vesivehmankankaan pohjavesialueen rajausta tulisi tarkastella kriittisesti ja alueen rajausta muuttaa siten, että pohjaveden suojele kattaisi myös muodostuman eteläpuolisia alavia maa-alueita, joilta veden käyttöönotto tulevaisuudessa on mahdollista. Näin ollen Vesivehmankankaan pohjavesialue kannattaisi yhdistää etelässä sijaitsevan Vuoren pohjavesialueen kanssa (Kuva 39).



Kuva 39. Ehdotus uudesta pohjavesialueen rajauksesta vesivehmaankankaalla. Rajaus perustuu Vesivehmaankankaan hydrogeologiseen rakenteeseen.

Maatutka-aineisto ja sedimentologiset havainnot eroavat jossain määrin alueella aikaisemmin tehtyjen maaperäkairausten maalajihavaintojen kanssa. Useat pohjavesiputkien asennusten yhteydessä tehdyt maalajihavainnot eroavat maatutkatulkinnasta soraisten ja hiekkaisten kerrosten paksuuksissa. Tämä johtuu luultavasti siitä, että sora ja karkea tasalaatuinen hiekka tai sorainen hiekka ja hiekkainen sora on vaikea erottaa tutka-aineistossa toisistaan tai siitä, että koko tutkimusalueella on tehty vain vähän kairauksia, eivätkä ne edusta riittävän hyvin vaihtelevia rakenteita.

Eroja kairausten ja maatutka-aineiston välillä oli myös siinä, ettei silttisen hiekan välikerroksia ole rekisteröity löytyneen missään kairauksista, vaikka toisaalta niillä

alueilla, joilla silttisen hiekan välikerros on laajimmillaan, ei ole tehty yhtään kairausta. Näistä syistä tutkimusalueella kannattaisi muiden jatkotutkimusten lisäksi ja tueksi toteuttaa muutamia lisäkairauksia, jotka voidaan tämän työn perusteella sijoittaa alueille, joista saadaan eniten hyödyllistä tietoa. Potentiaalisia alueita olisivat esimerkiksi ruhjeen alue, vanhan reuna-aseman materiaalin varmistaminen sekä Lähdemäen pohjoisosien de geer -moreenien tyyppisten selänteiden rakenne ja materiaali.

8. Johtopäätökset

Vesivehmaankankaan rakenteesta erotettiin sellaisia ominaispiirteitä, joita pelkän kirjallisuuden ja alueella aikaisemmin tehtyjen tutkimusten perusteella ei ollut löydetty. Vanha jäätikön reuna-asema foreset-kerrostumien alla kertoo paitsi Vesivehmaankankaan syntyhistoriasta, myös Toisen Salpausselän muodostumisen aikaisista mannerjään liikkeistä. LiDAR-aineiston avulla havaitut lineaatiot, moreenimuodostumat tutkimusalueen reunoilla, vanha reuna-asema ja se, että Salpausselkä II reunamuodostuma on tutkimusalueen länsiosissa kaksiosainen, kertovat mannerjään levottomuudesta ja liikehdinnän laajuudesta noin 11 700 vuotta sitten (Saarnisto & Saarinen 2001, Rainio & Johansson 2004).

Hydrogeologisilta ominaisuuksiltaan Vesivehmaankankaan rakenne on vaihteleva, ja se voidaan jakaa erilaisiin ominaisuuksiltaan erilaisiin yksiköihin. Kuitenkin lähes joka puolella tutkimusaluetta Vesivehmaankankaan rakenne ja materiaali ovat sellaisia, että pohjaveden imeytyminen ja virtaaminen maaperässä on jossain määrin mahdollista. Kallioperän tason vaihtelevuus on suurin pohjaveden kulkuun ja akviferien sijoittumiseen vaikuttava tekijä, sillä alueella on vain heikosti hienoaineksia, jotka todella rajoittaisivat pohjaveden kulkua tai muodostumista.

Vanha reuna-aseman moreeni on toinen pohjaveden kulkuun vaikuttava tekijä, mutta sen vaikutus on enemmänkin kulkua ohjaava kuin rajoittava. Tutkimusaluetta halkova ruhjevyöhyke toimii pääasiallisena pohjavettä keräävänä altaana, mitä kautta vettä purkautuu niin pohjoiseen Kopsuonlahteen kuin etelään Vesijärveen. Laadultaan Vesivehmaankankaan pohjavesi on hyvää eivätkä alueella

harjoitettu metsätalous tai muut toiminnot aiheuta merkittävää vaaraa pohjaveden laadulle.

Kiitokset

Kiitos Joni Mäkiselle työn ohjauksesta sekä avusta niin kenttätöissä kuin toimistolla. Kiitos Juha Majaniemelle maatulkausten toteuttamisesta ja avusta. Kiitos Jussi Ahoselle ja Niko Putkiselle, sekä kaikille muille geologian tutkimuskeskuksen ja Turun yliopiston henkilökunnalle, jotka antoivat minulle mahdollisuuden olla osana mittavaa Salpausselkä-hanketta. Kiitos Maa ja Vesitekniikan tuki ry:lle tutkielmaan myönnetystä apurahasta, joka mahdollisti työn sujuvan etenemisen. Kiitos vielä avusta kaikille opiskelutovereille, ystäville ja perheelle, jotka ovat olleet mukana tukemassa tämän työn ja koko opiskelujen ajan. Erityisesti kiitos Terolle kaikesta avusta, kannustuksesta sekä siitä, että jaksoit minunkin puolestani uskoa minuun ja työn valmistumiseen koko pitkän matkan ajan.

Lähdeluettelo

Ahonen J., Ojalainen J. ja Valjus T. (2011). Pohjavesialueen geologisen rakenteen selvitys Vesivehmaankankaan alueella. Geologian tutkimuskeskus, tutkimusraportti.

Airo M.-L., Kurimo M. ja Tikkanen J. (1997) Asikkalan Vesivehmaan, Koreamäen ja Jolkistonharjun pohjavesitutkimuksia ruhjetulkinnalla. Geologian tutkimuskeskus.

Ashley G.M. (2002). Glaciolacustrine environments. Teoksessa Menzies J. (toim.) Modern and Past Glacial Environments, Butterworth-Heinemann, Boston, 335–359.

Benn D. ja Evans D. (2010). Glaciers & Glaciation. Hobber education, London, second edition.

Bennet M. ja Glasser N. (2009). Glacial geology: Ice sheets and landforms. John Wiley & Son Ltd, second edition.

Coates D. (1974). Glacial geomorphology. George Allen & Unwin 1974, London, 147–162.

Collison J., Mountney N. ja Thompson D. (2006). Sedimentary structures. Harpender: Terra, 3rd. edition.

Dyke A. (2004). An outline of North American deglaciation with emphasis on central and northern Canada. Teoksessa Ehlers J. ja Gibbard P. (toim.) Quaternary glaciations – Extent and chronology, Part II, Elsevier, 373–424.

Evans D. ja Benn D. (2004). A Practical Guide to the Study of Glacial Sediments. Hobber education, London.

Greenwood S., Clason C., Mikko H., Nyberg J., Peterson G. ja Smith C. (2015). Integrated use of LiDAR and multibeam bathymetry reveals onset of ice streaming in the northern Bothnian Sea. GFF, vol. 137, 284–292.

Greenwood S., Clason C., Helanow C. ja Margold M. (2016). Theoretical, contemporary observational and palaeo-perspectives on ice sheet hydrology: Processes and products. *Earth-Science Reviews*, vol. 155, 1–27.

Jantunen T. (2004). Muinai-Itämeri. Teoksessa Koivisto M (toim.) *Jääkaudet*, WS Bookwell Oy, Porvoo, 63–69.

Johansson P., Lunkka J-P. ja Sarala P. (2011). The Glaciation of Finland. Teoksessa Ehlers J., Gibbrd P., Hughes P. (toim.) *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology A Closer Look*, Elsevier, San Diego, 105–116.

Johnson W. ja Menzies J. (2002). Supraglacial and ice-marginal deposits and landforms. Teoksessa Menzies J. (toim.) *Modern and Past Glacial Environments*, Butterworth-Heinemann, Boston, 317–333.

Kubin E. (2006). Leaching of nitrogen from upland forest-regeneration sites into wetland areas. Julkaisussa: Krecek, J. & Haigh, M. (toim.) *Environmental role of wetlands in headwaters*, Springer, 87–94.

Lahti Vesi Oy (1998). Vesivehmaankankaan pohjavesien jatkotutkimussuunnitelma ja Vesivehmaankankaan hydrologinen kartta 1:10 000.

Lindén M. ja Möller P. (2005). Marginal formation of De Geer moraines and their implications to the dynamics of grounding-line recession. *Journal of Quaternary Science*, vol. 20, 113–133.

Livingstone S., Evans D., Cofaigh C. ja Hopkins J. (2009). The Brampton kame belt and Pennine escarpment meltwater channel system (Cumbria, UK): Morphology, sedimentology and formation. *Proceedings of the Geologists' Association*, vol. 121, 423–443.

Lunkka J-P. (2008). *Maapallon ilmastohistoria: kasvihuoneista jääkausiin*. Gaudeamus, Helsinki University Press.

Mattsson A., Lehtimäki J., Valjus T. ja Vanhala H. (2005). Geofysikaaliset menetelmät. Teoksessa Kinnunen T. (toim.) Pohjavesitutkimusopas – Käytännön ohjeita, Suomen Vesiyhdistys ry, 81–87.

Moilanen T. (2004). Asikkalan ja Padasjoen pohjavesialueiden suojeleusuunnitelma. Alueellista ympäristötietoa, Hämeen ympäristökeskus.

Mäkinen K., Palmu J.-P., Teeriaho J., Rönty H., Rauhaniemi T. ja Jarva J. (2007). Valtakunnallisesti arvokkaat moreenimuodostumat. Suomen ympäristö 14/2007 Ympäristöministeriö, Helsinki.

Mälkki E. (1999). Pohjavesi ja pohjaveden ympäristö. Helsinki, Tammi.

Mälkki E. (2005). Pohjavesitutkimushankkeen valmistelu. Teoksessa Kinnunen T. (toim.) Pohjavesitutkimusopas – Käytännön ohjeita, Suomen Vesiyhdistys ry, 15–21.

Mälkki E., Palmu J.-P., Kinnunen T., Tuominen S., Brelín O. ja Honkasalo M. (2005). Geologista ja hydrogeologista sanastoa. Teoksessa Kinnunen T. (toim.) Pohjavesitutkimusopas – Käytännön ohjeita, Suomen Vesiyhdistys ry, 152–164.

Nenonen K. (2004). Kvartaarikausi ja jääkausiaika. Teoksessa Koivisto M (toim.) Jääkaudet, WS Bookwell Oy, Porvoo, 42–45.

Niemelä J. (1979). The gravel and sand resources of Finland; an inventory project 1971–78. Geologinen tutkimuslaitos, tutkimusraportti 42.

Ojala A. (2016). Appearance of De Geer moraines in southern and western Finland – Implications for reconstructing glacier retreat dynamics. *Geomorphology*, vol. 225, 16–25.

Ojala A., Putkinen N., Palmu J.-P. ja Kenonen N. (2015). Characterization of De Geer moraines in Finland based on LiDAR DEM mapping. *GFF*, vol. 137, 304–318.

Okko M. (1962). The development of the First Salpausselkä, West of Lahti. Geologinen tutkimuslaitos, Helsinki.

Paavo Ristola Oy (2004). Vesivehmaankankaan pohjavesiselvitys. Raportti 15316.

Palmu J-P. ja Mäkinen J. (2005). Pohjavesiesiintymän rakenneselvitys ja Sedimentologinen tulkinta. Teoksessa Kinnunen T. (toim.) Pohjavesitutkimusopas – Käytännön ohjeita, Suomen Vesiyhdistys ry, 73–76.

Powell R. ja Cooper J. (2002). A glacial sequence stratigraphy model for temperate, glaciated continental shelves. The Geological Society of London, Special Publications.

Putkinen N., Lunkka J-P. ja Kosonen E. (2011). Deglaciation history and age estimate of the Younger Dryas end moraines in the Kalevala region, NW Russia. Quaternary Science Reviews, vol. 30, 3812–3822.

Rainio H. (1993). The Heinola deglaciation and Salpausselkä readvance as recorded in the lithostratigraphy of the distal area of Salpausselkä I at Ihalainen, Lappeenranta, Finland. Geological Survey of Finland, Special paper 18.

Rainio H. (1996). Late Weichselian end moraines and deglaciation in Eastern and Central Finland. Geological Survey of Finland, Espoo.

Rainio H. (2004). Mahtavat Salpausselät. Teoksessa Koivisto M (toim.) Jääkaudet, WS Bookwell Oy, Porvoo, 87–106.

Rainio H., Saarnisto M. ja Ekman I. (1995). Younger Dryas End Moraines in Finland and NW Russia. Quaternary International, Vol. 28, 179–192.

Rainio H. ja Johansson P. (2004). Jäätikkö sulaa. Teoksessa Koivisto M (toim.) Jääkaudet, WS Bookwell Oy, Porvoo, 69–87.

Reineck H-E. ja Singh I.B. (1980). Depositional sedimentary environments. Second edition, Springer, Verlag, Berlin.

Rinterknecht R., Clack P., Raisbeck G., Yiou F., Brook E., Tschudi S. ja Lunkka J. (2004). Cosmogenic ^{10}Be dating of the Salpausselkä I Moraine in southwestern Finland. *Quaternary Science Reviews*, vol. 23, 2283–2289.

Rämö T., Haapala I. ja Laitakari I. (1998). Rapakivi-graniitit – peruskallio repeää ja sen juuret sulavat. Teoksessa Lehtinen M., Nurmi P. ja Rämö T. (toim.) Suomen kallioperä – 3000 vuosimiljoonaa, Suomen Geologinen Seura ry, Helsinki.

Saarnisto M., Rainio H. ja Kutvonen H. (1994). Salpausselkä ja jääkaudet, Geologian tutkimuskeskus, Opas 36.

Saarnisto M. ja Saarinen T. (2001). Deglaciation chronology of the Scandinavian Ice Sheet from the Lake Onega Basin to the Salpausselkä End Moraines. *Global and Planetary Change*, vol. 31, 387–405.

Salonen V-P., Kaakinen A., Kultti S., Miettinen A., Eskola K. ja Lunkka J. P. (2008). Middle Weichselian glacial event in the central part of the Scandinavian Ice Sheet recorded in the Hitura pit, Ostrobothnia, Finland. *Boreas*, vol. 37, 38–54.

Stoeven A., Hätterstrand C., Kleman J., Heyman J., Fabel D., Fredin O., Goodfellow B., Harbor J., Jansen J., Olsen L., Caffee M., Fink D., Lundqvist J., Rosqvist G., Stömberg B. ja Jansson K. (2015). Deglaciation of Fennoscandia. *Quaternary Science Reviews*, vol. 147, 91–121.

Taipale K. ja Saarnisto M. (1991). Tulivuorista jääkausiin – Suomen maankamaraan kehitys. WSOY, Porvoo.

Teller J. (2003). Subaquatic landsystems: Large proglacial lakes. Teoksessa Evans D. (toim.) *Glacial Landsystems*, Hobber Arnold, London, 348–371.

Vilhomaa, J. (2010). Uuden valtakunnallisen laserkeilaukseen perustuvan korkeusmallituotannon käynnistäminen Maanmittauslaitoksessa. *Maanmittaus*, vol. 85, 28–37.

Zilliacus H. (1989). Genesis of De Geer moraines in Finland. *Sedimentary Geology*, vol. 62, 309–317.

Internet-lähteet

Finlex ® (2017). Sosiaali- ja terveystieteiden ministeriön asetus talousveden laatuvaatimuksista ja valvontatutkimuksista. 21.2.2017. Sisällön tuottaja ja ylläpitäjä Edita Publishing Oy. <http://www.finlex.fi/fi/laki/alkup/2000/20000461>

Geologian tutkimuskeskus (2017). Tieteellisen tutkimuksen ja osaamisen kehittämisaalueet 31.7.2017. <http://www.gtk.fi/tutkimus/osaamisalueet/>

Maanmittauslaitos (2017). Laserkeilaustekniikka. 16.2.2017.

<http://www.maanmittauslaitos.fi/ammattilaisille/maastotiedot/kaukokartoitus/laserkeilausaineistot/laserkeilaustekniikka>

Maanmittauslaitos (2017). Korkeusmalli 2 m. 16.2.2017.

<http://www.maanmittauslaitos.fi/digituotteet/korkeusmalli-2-m>

PaITuli Paikkatiedon latauspalvelu (2017). 31.5.2017. Palvelun tarjoaja CSC – Tieteen tietotekniikan keskus Oy. <http://avaa.tdata.fi/web/paituli/latauspalvelu>

Suomen ympäristökeskus (SYKE), Ympäristöhallinnon pohjavesitietojärjestelmä 9.3.2017. http://www.syke.fi/fi-FI/Avoin_tieto/Ymparistotietojarjestelmat

LIITE 1.

Esimerkkikuvat maatutka-aineistosta. Kuvat ovat vuosilta 2016 (vasen) ja 2010 (oikea).

