

Tanhuan gabron geofysikaaliset tutkimukset ja mittaustulosten mallinnus

Diplomityö

Emma-Riikka Elina Kokko

67889626

22.6.2022



Ohjaaja OY:

Kari Moisio

Ohjaajat GTK:

Uula Autio

Ilkka Lahti

Jukka Konnunaho

Tiivistelmä

Keski-Lapin paleoproterosoisen liuskevyöhykkeen mafiset ja ultramafiset kivet ovat potentiaalisia Ni-Cu-Co-PGE ja V-Ti-Fe-Cr malmien suhteen. Tämän tutkielman kohteena oli Savukosken kunnassa sijaitseva Tanhuan mafinen intruusio. Tavoitteena oli luoda Tanhuan Kannusvaaran ja Markkinaselän alueella mitatun magneettisen mittaustulosten pohjalta susceptibiliteettimalleja sekä painovoima-aineiston pohjalta tiheysmalleja 3D-inversion avulla. Malleja tulkittiin yksin ja yhdessä sekä petrofysiikan mittaustulosten kanssa. Petrofysiikan perusteella luotiin rajoittamattomien mallien lisäksi susceptibiliteetiltaan ja tiheydeltään rajoitettuja inversiomalleja. Näin voitiin mallintaa intruusion magneettisten osien laajuutta suhteessa intruusion magnetoitumattomiin osiin. Työssä käytetyt geofysiikan ja petrofysiikan aineistot olivat peräisin GTK:lta. 3D-mallinnuksessa käytettiin Geosoft Oasis Montaj ohjelmistoa ja sen VOXI Earth Modelling lisäosaa, joka mahdollistaa potentiaalienttien kolmiulotteisen suoran ja käänteis-mallinnuksen.

GTK on suorittanut Tanhuan alueella vuosien 2019–2021 aikana kattavasti erilaisia geofysikaalisia mittauksia ja kairannut alueelle vuosina 2019–2020 yhteensä 14 kairanreikää. Aiheen tutkimuksille antoivat Rautaruukki OY:n vuonna 1976 magneettiseen anomaliaan kairaamat kairanreiät, joissa oli viitteitä kobolttipitoisten sulfidien ja kuparin esiintymisestä. GTK:n tutkimusten perusteella Tanhuan mafisen intruusion muodostavat erilaiset magneettiset ja magnetoitumattomat gabrot, magnetoituneet dioriittiset ja graniittiset kivet sekä niitä ympäröivät suprakrustiset kivet. Alueen kivet ovat eriasteisesti metamorfoituneet ja muuttuneet hydrotermisten prosessien vaikutuksesta, minkä takia ne ovat voimakkaasti albiittiutuneita ja biotiittiutuneita. GTK:n tutkimusten perusteella alueen kivissä esiintyy paikoin Co-Cu-(Au) mineralisaatioita, joista merkittävimmät keskittyvät oksidipitoisiin kiviin.

Kannusvaaran ja Markkinaselän kairasydämistä oli tutkittu kiviinäytteitä GTK:n petrofysiikan laboratoriossa. Kiviinäytteistä mitattua tiheyttä, indusoitunutta magnetoitumaa (susceptibiliteetti) ja remanenssia (jäännösmagnetoituma) havainnollistettiin tässä työssä kuvaajien avulla. Petrofysiikan mittaustulosten perusteella alueella esiintyy tiheitä gabroidisia kiviä, joiden keskitiheys on noin $3,1 \text{ g/cm}^3$. Gabroidisista kivistä osa on hyvin magneettisia ja susceptibiliteettien keskiarvo on noin 0,4 SI näytteillä, joiden susceptibiliteetit ovat suurempia kuin 0,1 SI. Alueella esiintyy lisäksi alhaisemman tiheyden omaavia suprakrustisia kiviä, joiden keskitiheys on noin $2,7 \text{ g/cm}^3$. Alueella tavataan myös gabroidisia kiviä alhaisemman tiheyden omaavia dioriittisia ja graniittisia kiviä, joiden keskitiheys on noin $2,8 \text{ g/cm}^3$ ja, joiden susceptibiliteettien keskiarvo on noin 0,2 SI eli ne ovat myös voimakkaasti magneettisia. Alueen kivissä on lisäksi tavattu huomattavaa remanenttia magnetoitumaa. Kiviinäytteiden Königsbergerin-suhteiden (Q-suhde) keskiarvo on noin 1,7. Ilman viittä suurinta arvoa Q-suhteiden keskiarvoksi jää 0,9.

Koska Tanhuan alueen gabroidisilla kivillä on suuri tiheusero verrattuna niitä ympäröiviin suprakrustisiin kivilajeihin, gabroidiset kivet näkyvät painovoimakartoissa laajoina positiivisina anomalioina suhteessa niitä tiheydeltään pienempiin kvartsiitteihin ja vulkaniitteihin. Siten painovoimamittauksissa voidaan havaita molemman tyyppiset sekä magneettiset, että ei-magneettiset gabroidiset kivet. Intruusion magnetoituneet kivet erottuvat selvästi magneettisissa lentomittauskartoissa ja systemaattisissa maanpintamittauksissa, jossa anomaliat ovat tuhansien nT luokkaa, ylittäen paikoin jopa 10 000 nT.

Mallinnusten perusteella Tanhuan Kannusvaaran ja Markkinaselän alueen positiivisen painovoima-anomalian ja magneettisen anomalian aiheuttavat tiheät ja magneettiset kivilajiyksiköt, jotka osaksi leikkaavat toisiaan – eli osa kivistä on sekä tiheitä, että magneettisia. Magneettisen ja painovoima-anomaliavyöhykkeen muodostavat pääosin kaksi pohjois-etelä(lounais)-suuntaista epäsäännöllisen muotoista magneettista ja tiheämpää osiota. Magneettisten inversiotulosten perusteella intruusion kaateet näyttävät olevan länteen päin, mutta painovoimainversiomalleissa kaateen suunta ei ole aivan yhtä selkeä. Tiheämpien kivien muodostamat yksiköt ovat laajempia suhteessa kapeampiin magneettisiin osiin.

Eri mallien välillä on eroja sekä magneettisten, että painovoimainversiomallien kanssa, erityisesti syvyyssulottuvuudessa.

Magneettiset osat koostuvat useammasta magnetoituneesta kappaleesta, joissa susceptibiliteetin suuruus on välillä 0,1–1,7 SI. Susceptibiliteettimallien perusteella alueen länsipuoleinen N-S suuntainen magneettinen anomaliajakso on noin 3,0 kilometriä pitkä ja itäpuolen noin 1,5 kilometriä pitkä. Magneettisten osien maksimileveys on noin 400–500 metriä. Rajoitettu malli on yleisesti leveämpi kuin rajoittamaton susceptibiliteettimalli. Magneettiset osiot alkavat läheltä maanpintaa ja ylettyvät pääasiassa 100–0 metriin (merenpinnan yläpuolella) ja enimmillään noin 200–300 metrin syvyyteen (merenpinnan alapuolella). Rajoittamaton susceptibiliteettimalli jatkuu vielä syvemmälle alueen pohjoisosassa.

Rajoittamattomassa tiheysmallissa tiheimmät osat erottuvat osittain erillisiksi kappaleiksi, mutta tiheydeltään rajoitetussa mallissa tiheimmät osat sulautuvat syvemmällä enemmän yhteen. Tiheysmallien perusteella alueen länsipuoleisen painovoima-anomalia lähteen leveys vaihtelee noin 250–550 metrin välillä ja se on noin 2,4 kilometriä pitkä. Itäpuoleisen anomalia lähteen leveys on noin 300 metriä ja se on noin 750 metriä pitkä. Tiheät osat jatkuvat pituussuunnassa mahdollisesti mallinnusalueen ulkopuolelle. Tiheysjakauma vaikuttaa jatkuvan magneettista syvemmällekin, jopa noin 500 metriin (merenpinnan alapuolella). Tiheysmallien perusteella laajempien tiheämpien yksiköiden välissä on lisäksi pari pienempää tiheämpää kappaletta.

Magneettisen aineiston pohjalta lasketun pseudopainovoiman perusteella aivan tutkimusalueen kaakkoisosassa, eteläisimmän painovoimalinjan itäisessä reunassa muodostuma koostuu pääosin vain magnetoitumattomasta, mutta tiheästä osasta. Kairanreivistä mitattuja susceptibiliteetteja havainnollistettiin kairanreikinä yhdessä susceptibiliteettimallien kanssa. Luotujen susceptibiliteettimallien ja kairasydämistä mitattujen susceptibiliteettien välillä on yhteneväisyyksiä, mutta myös eroja. Susceptibiliteetiltaan rajoitettu malli vaikuttaa korreloivan hieman paremmin kairasydänten petrofysiikan kanssa.

Abstract

The mafic and ultramafic rocks in the Central Lapland Greenstone Belt are potential targets for Ni-Cu-Co-PGE and V-Ti-Fe-Cr mineralizations. This thesis focuses on the Tanhua mafic intrusion located in Savukoski in the Finnish Lapland. The goal of this thesis was to create 3D-inversion models of susceptibility based on magnetic ground data and density models based on ground gravity data measured in the Tanhua Kannusvaara and Markkinaselkä area. The models were interpreted individually, together, and with petrophysical laboratory measurements. In addition to non-constrained models, constrained models were created based on the petrophysical data. The goal was to understand the extent of the magnetic parts of the intrusion in subject to the non-magnetic parts. The geophysical and petrophysical data used were provided by the GTK. Geosoft Oasis Montaj and its VOXI Earth Modelling extension, which can be used for the 3D forward and inverse modelling of potential fields, were used in the modelling.

The Geological Survey of Finland has conducted extensive geophysical measurements between 2019–2021 and drilled 14 drillholes in the years 2019–2020. These investigations were motivated by drillholes drilled by Rautaruukki Oy in 1976, indicating cobalt-enriched sulfides and copper. Based on the GTK investigations, Tanhua mafic intrusion is composed of different types of magnetic and non-magnetic gabbros, magnetic dioritic and granitic rocks, with supracrustal rocks surrounding them. Rocks in the area show signs of metamorphism and alteration due to hydrothermal processes. Hence, they are strongly albitized and biotitized. Based on the GTK investigations, some Co-Cu-(Au) mineralized zones in the rocks have been found. However, the most significant mineralizations are concentrated in the oxide-bearing rocks.

Samples from the Kannusvaara and Markkinaselkä drill cores were examined by the GTK in their petrophysics laboratory. In this thesis, susceptibility, remanence, and density of the drill core samples were visualized with charts. The results indicate that the average density of the gabbroic rocks in the area is approximately $3,1 \text{ g/cm}^3$. Some of the gabbroic rocks are very magnetic, and the average susceptibility is approximately 0,4 SI for samples with susceptibilities over 0,1 SI. The supracrustal rocks in the area have much lower densities, on average approximately $2,7 \text{ g/cm}^3$. There are also dioritic and granitic rocks in the area, which have lower densities than gabbroic rocks, on average approximately $2,8 \text{ g/cm}^3$, but they are quite magnetic, having average susceptibilities of approximately 0,2 SI. There is also evidence of remanent magnetization in the rocks. The average Königsberger's ratio (Q-value) of the rock samples in the area is approximately 1,7. Without the five highest samples, the average Q-value becomes approximately 0,9.

Rocks in the Tanhua area have higher densities than the supracrustal rocks surrounding them, thus gabbroic rocks are seen as positive gravity anomalies relative to less dense quartzites and vulcanites. Therefore, it is possible to detect both magnetic and non-magnetic rocks with gravity measurements. Furthermore, the magnetized rocks can be detected in low-altitude airborne magnetic maps and in systematic magnetic ground surveys in which the anomalies are thousands of nT, in some parts even over 10 000 nT.

Based on the modelling, the positive gravity anomaly and the magnetic anomaly in the Tanhua Kannusvaara and Markkinaselkä area is produced by dense and magnetic rock units, which partly intersect - meaning some of the rocks are magnetic and dense. The magnetic and gravity anomaly zones are composed primarily of two north-south(southwest) oriented irregularly shaped magnetic and dense sections. Based on the magnetic inversion results, the intrusion appears to dip westwards, but the dip direction is not as evident in the gravity inversion. The dense rock units seem to be wider than the magnetic rock units.

The results show differences in the models, in both gravity and magnetic inversions, especially with their depth extensions. The magnetic sections appear to be composed of several separate pieces with susceptibilities between 0,1–1,7 SI. Based on the susceptibility models, the western section of the magnetic N-S anomaly is approximately 3,0 kilometers long, and the eastern section of the magnetic anomaly is approximately 1,5 kilometers long. The maximum width of the magnetic parts

is approximately 400–500 meters. The constrained model is generally wider than the non-constrained susceptibility model. The magnetic sections begin close to the surface, continuing approximately to 100–0 meters (above sea level). In some parts, even approximately 200–250 meters in depth (below sea level). In the non-constrained model, the susceptibility continues even deeper in the northern part of the area.

In the non-constrained model, the densest sections stand out more as individual pieces, but in the constrained model, they are more merged together. Based on the density models, the western gravity anomaly is produced by an anomalous source of varying width of 250–550 meters, and it is approximately 2,4 kilometers long. The eastern gravity anomaly is produced by an anomalous source of a width of 300 meters and is approximately 750 meters long. The dense sections may probably continue beyond the model area. The dense anomalous sources continue deeper than the magnetic parts, to 500 meters (below sea level). Based on the density inversion models, there are also a couple of smaller pieces of higher relative density.

The pseudo gravity calculated from the magnetic data indicates that in the south-eastern parts of the study area, the anomalous source is composed mainly of non-magnetic but dense rock units at the eastern part of the most south line. Susceptibilities measured from the rock samples were also visualized as drill cores and inspected together with the susceptibility models. Based on the results, there appears to be some congruence with the susceptibility models and visualized drill cores but also some differences. The inversion model with the constrained susceptibility seems to be coinciding more with the drill cores.

Sisällys

1	Johdanto	7
2	Tanhuan alueen tutkimukset	9
2.1	Tanhuan gabromuodostuman aikaisemmat tutkimukset	9
2.2	GTK:n suorittamat tutkimukset Tanhuan alueella	11
3	Tutkimusalueen geologiset pääpiirteet	13
3.1	Keski-Lapin liuskealueen geologia ja stratigrafia	13
3.2	Tanhuan alue ja sen geologiset pääpiirteet	14
3.3	Tanhuan gablo	15
4	Geofysiikan menetelmien peruskäsitteitä ja teoriaa	19
4.1	Magnetismi	19
4.2	Maan magneettikenttä	21
4.3	Magneettinen menetelmä	22
4.4	Painovoimakenttä ja putoamiskiihtyvyys	23
4.5	Painovoimamenetelmä	24
4.6	Painovoimamittausten korjaukset ja reduktiot sekä Bouguer-anomalia . . .	25
4.7	RTP-korjaus ja pseudopainovoima	27
5	Petrofysiikan parametrit	28
5.1	Suskeptibiliteetti, remanenssi ja tiheys	28
6	Mallinnuksen ja inversion teoriaa	32
6.1	Mallinnuksen oletukset ja tulosten monikäsitteisyys	33
6.2	Magneettisen suoran mallinnuksen yhtälöt	34
6.3	Painovoiman suoran mallinnuksen yhtälöt	35
6.4	Inversion periaate	36
6.5	VOXI:n mallinnuksen käsitteitä	39
7	Petrofysiikan aineistot	39

8	Geofysiikan mittausaineistot	45
9	Mallinnus	49
9.1	Inversion parametrit	52
10	Inversiomallit ja tulosten tulkinta	55
10.1	Magneettiset 3D-inversiomallit	56
10.2	Painovoiman 3D-inversiomallit	62
10.3	Painovoimamallien ja magneettisten mallien yhdistettyä tulkintaa	66
10.4	Suskeptibiliteettimallit yhdessä kairasydänten kanssa	68
11	Johtopäätökset	72
	Liitteet XVIII kpl	80

1 Johdanto

Paleoproterosooiden Keski-Lapin liuskevyöhykkeen mafiset- ja ultramafiset kivet ovat tärkeitä malminetsinnällisesti, koska niihin voi liittyä ekonomisesti merkittäviä sulfidi- ja oksidimalmeja. Sulfidimalmit sisältävät nikkeliä, kuparia, kobolttia sekä platinaryhmän alkuaineita (PGE) kuten palladiumia ja platinaa. Keski-Lapin liuskealueelle sijoittuvat Kevitsan Ni-Cu-Co-PGE ja Sakatin Cu-Ni-Co-PGE ovat merkittävimpiä tämän tyypin esiintymiä Suomessa (Brownscombe et al., 2015; Makkonen et al., 2017; Santaguida et al., 2015). Oksidimalmit ovat puolestaan tärkeitä niiden sisältämän vanadiinin, raudan ja titaanin vuoksi. Tämän tyypin esiintymä on esimerkiksi Mustavaaran Fe-Ti-V. (Karinen et al., 2015)

Esiintymien malmimineraalit ja silikaattimineraalit muodostavat kivilajeja, jotka aiheuttavat yhdessä tiettyntyyppisiä geofysikaalisia anomaliaita (Airo, 2015; King, 2007). Mafisten ja ultramafisten kivilajiyksiköiden paikannuksessa voidaan hyödyntää mm. niiden aiheuttamia painovoima-anomaliaita. Suuren tiheydensä lisäksi mafiset ja ultramafiset kivet ovat tyypillisesti myös vaihtelevasti magneettisia – riippuen magnetiitin määrästä sekä serpentinisatiosta (joka alentaa myös tiheyttä). Ne johtavat myös yleensä huonosti sähköä. Pirotteinen magnetiitti voi lisäksi saada aikaan IP-vasteen mafisissa ja ultramafisissa kivissä. (Airo, 2015)

Sulfideille tyypillisiä petrofysikaalisia ominaisuuksia ovat mm. hyvä sähkönjohtavuus, suuri tiheys verrattuna ympäröiviin kiviin, varautuvuus ja joskus myös magneettisuus (magnetoituma). Oksideille on tyypillistä myöskin suuri tiheys, mutta erityisesti magneettisuus (magnetoituma) ja harvemmin sähkönjohtavuus (Airo, 2015). Geofysiikan tutkimusmenetelmillä onkin tärkeä rooli esiintymien sekä niiden isäntäkivien paikannuksessa. Geofysikaalisia menetelmiä, joilla mainittuja petrofysiikan parametrejä voidaan mitata ovat esimerkiksi magneettinen ja painovoimamenetelmä sekä sähkömagneettiset menetelmät kuten IP-menetelmä (engl. induced polarization) (Peltoniemi, 1988). (King, 2007)

Haastavaksi geofysikaalisten mittausten tulkinnan tekee se, että mittaustulokset eivät ole yksiselitteisiä. Ympäristön kivilajeilla saattaa olla samankaltaisia petrofysikaalisia ominaisuuksia kuin itse esiintymän kivillä. Esimerkiksi mustaliuskeet johtavat hyvin sähköä ja ne voivat peittää esimerkiksi sulfideihin liittyviä johteita ja vaikeuttaa siten niiden ha-

vaitsemista (Airo, 2015; Makkonen et al., 2017). Myös itse isäntäkivessä voi esiintyä samankaltaisia mineraaleja, kuten esimerkiksi magnetiitti- ja sulfidipirotetta, joita voi olla vaikea erotella toisistaan geofysikaalisesti. Geofysiikan mittausten pohjalta tehtyjen mallien tulkinnessa onkin tärkeä hyödyntää ja yhdistellä myös geologista tietoa sekä petrofysiikan aineistoja. (King, 2007)

Tämän opinnäytetyön kohteena on Keski-Lapin liuskevyöhykkeellä sijaitseva Tanhuan mafinen intruusio (kuvat 1 ja 2), jonka muodostavat erilaiset magneettiset ja magnetoitumattomat gabrot, magnetoituneet dioriittiset ja graniittiset kivet sekä niitä ympäröivät liuskejakson suprakrustiset kivet. Tanhuan alueen tiheydeltään suuremmat gabrot näkyvät painovoimakartoissa laajoina positiivisina anomalioina suhteessa niitä tiheydeltään pienempiin kvartsiitteihin ja vulkaniitteihin. Magnetoituneet kivet, esimerkiksi oksidipitoiset gabrot, voidaan havaita lisäksi magneettisissa mittauksissa.

Tutkielman tavoitteena oli luoda magneettisen mittausaineiston pohjalta susceptibiliteettimalleja ja painovoima-aineiston pohjalta tiheysmalleja 3D-inversion avulla. Näin oli mahdollista mallintaa intruusion magneettisten osien laajuutta suhteessa intruusion magnetoitumattomiin osiin. Mallinnuksen kohdealue on Tanhuan Kannusvaaran ja Markkinaselän alue, missä GTK:n systemaattiset mittaukset on suoritettu (rajattu kuvassa 1 pisteiviivalla). Työssä on käytetty kyseisellä alueella mitatattua systemaattista magneettista totaalikenttäaineistoa sekä alueen ylittävää kuutta painovoimaprofilia (kuvassa 1 punaisella ja osin harmaalla viivalla). Alueella sijaitsevat vuosina 2019–2020 kairatuista GTK:n kairanrei'istä 11.

Työssä käydään läpi myös intruusion geologisia piirteitä ja esitellään muodostumalle tyypillisiä kivilajeja. Petrofysiikan aineistojen pohjalta havainnollistetaan muodostuman kivilajien petrofysikaalisia ominaisuuksia, kuten tiheyttä sekä indusoitunutta magnetoitumaa (susceptibiliteetti) ja remanenssia (jäännösmagnetoituma). Tiheyden ja susceptibiliteetin suuruuksia hyödynnetään myös inversiossa mallinnettävien muuttujien rajoitteissa. Luotuja susceptibiliteettimalleja vertaillaan lisäksi kairasydänaineistoihin. Tulokset auttavat rajaamaan muodostuman laajuutta sekä sen mineraalipotentialin kannalta merkittäviä osia.

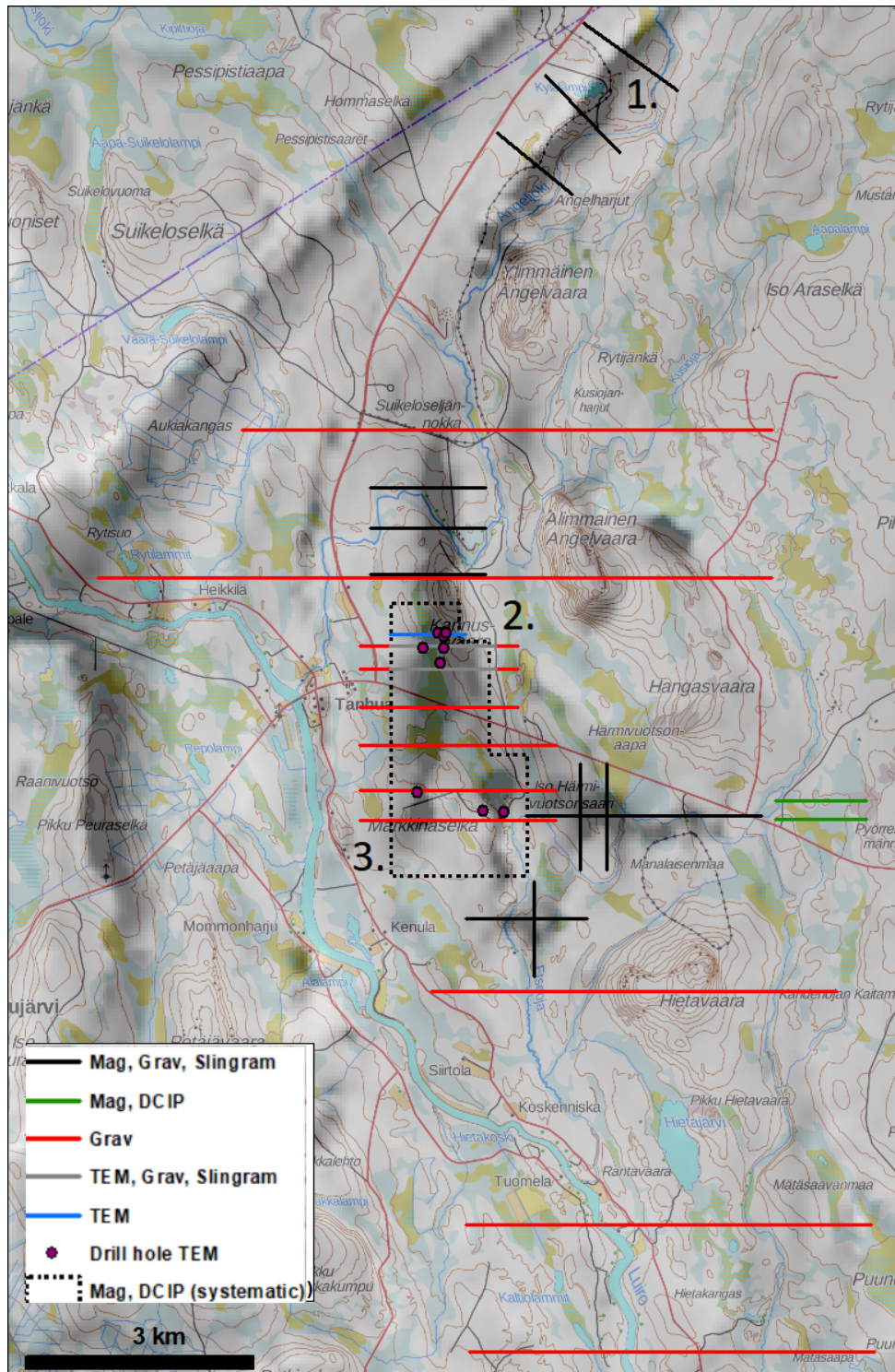
2 Tanhuan alueen tutkimukset

2.1 Tanhuan gabromuodostuman aikaisemmat tutkimukset

Tanhua sekä sen lounaispuoleinen alue aina Pyhätunturille asti (n. 80 km) on paikoin herättänyt mielenkiinnon malmipotentialin suhteen jo 1950-luvulla. Tutkimuksia on tehty aiemmin pääasiassa Rautaruukki Oy:n toimesta (Korvuo, 1977, 1978; Mattila, 1973). Tanhuan alueella suoritettiin kallioperäkartoitus vuonna 1973 (Mattila, 1973). Havaittiin, että Tanhualla ja sen ympäristössä esiintyy hajanaisesti eri muotoisia gabromassiiveja (kuva 2) (Mattila, 1973). Muutamien paljastumahavaintojen perusteella oli myös saatu viitteitä oksidien kuten magnetiitin runsaasta esiintymisestä. (Korvuo, 1977, 1978)

Lisäksi Tanhuan Kannusvaaran (myös Kannusjätkä) ja sen pohjoispuolella sijaitsevan Kylälammen alueen (n. 6 km Kannusvaarasta pohjoiseen) magneettisissa lentomittauskartoissa oli näkyvissä anomalioita (kuva 1). Anomalioiden selvittämiseksi molemmille alueille kairattiin kaksi reikää vuonna 1976 Rautaruukki Oy:n toimesta. Rautaruukki Oy suoritti 1970-luvulla Kannusvaaran ja Kylälammen alueella myös maastomittauksina sähkömagneettisia ja magneettisia mittauksia (Korvuo, 1977). Tutkimusten tavoitteena oli selvittää Orajärven ja Tanhuan emäksisten intrusiivien malmipotentialia vanadiinin, raudan ja titaanin suhteen. (Korvuo, 1977, 1978)

Kannusvaarasta Kylälammelle kulkevan magneettisen anomalian (kuva 1), todettiin aiheutuvan magnetiittia sisältävistä gabroidisista kivistä ja sekä voimakkaasti albiittiutuneista kivistä. Tutkimusten mukaan albiittiutuneissa kivissä, joista on Rautaruukin raportissa käytetty nimitystä albiitit, vaikutti olevan määrällisesti enemmän magnetiittia kuin sarvivälkegabroissa. Kairasydämistä tehdyt tutkimukset osoittivat, että sarvivälkegabron magnetiitti on vanadiinirikkaampaa kuin mitä albiitissa esiintyvän magnetiitin. Huomioarvoista oli myös, että kromin määrä kasvoi voimakkaasti siirryttäessä sarvivälkegabrosta albiittiin. Suoritettujen tutkimusten ja kairasydännäytteiden perusteella kuitenkin todettiin magnetiitin määrän Kannusvaaran sekä Kylälammen kivissä olevan niin vähäinen, etteivät esiintymät olleet tuolloin ekonomisesti hyödynnettävissä. (Korvuo, 1977, 1978)



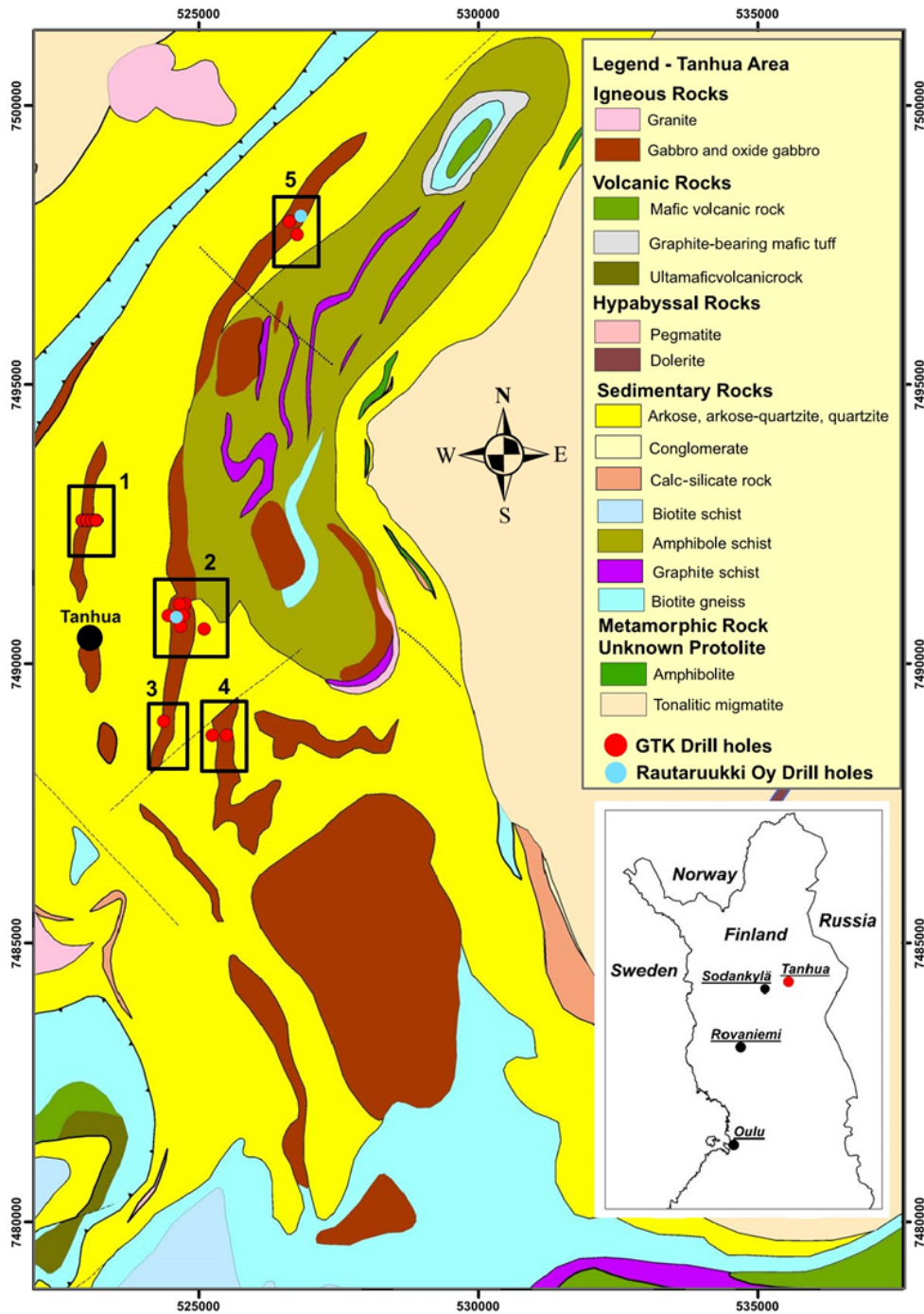
Kuva 1: Tanhuan alueen geofysikaaliset mittaukset. Taustan harmaasävykartta esittää GTK:n magneettista matalalentoainestoa, missä kummut kuvastavat positiivisia anomaliaita. Systemaattinen mittausalue on rajattu pisteiviivalla. Kuvaan lisätty numerointi 1. Kylälampi, 2. Kannusvaara ja 3. Markkinaselkä. Muiden merkkien ja värien selitykset kuvassa. *Kuva muokattu Konnunaho et al. (2022).*

2.2 GTK:n suorittamat tutkimukset Tanhuan alueella

Rautaruukki Oy:n kairauksissa oli myös lävistetty sulfidipitoisia kiviä, joiden Co-pitoisuudet olivat kohonneita (Konnunaho et al., 2022). Nämä viitteet sulfidien ja oksidien esiintymisestä antoivat GTK:lle aiheutta tutkia tarkemmin Tanhuan gabromuodostuman mineraalipotentialia akkumineraalina tunnetun koboltin esiintymisen suhteen (Konnunaho et al., 2022). Tällaiset gabromuodostumat ovat potentiaalisia myös nikkelin, kuparin ja platinaryhmän alkuaineiden esiintymiselle (Hanski, 2015; Santaguida et al., 2015).

Tanhuan alueella vuonna 1975 (Konnunaho et al., 2022) suoritetut matalalentomittaukset, joihin lukeutuvat magneettiset, sähkömagneettiset ja radiometriset mittaukset, olivat osa GTK:n laajempaa kansallista kartoitusprojektia (Airo, 2005). Rautaruukin vuoden 1976 reikien lisäksi GTK kairasi alkujaan 5 kairanreikää Tanhuan kylään vuonna 2002 (kuva 2) (Mutanen, 2002).

Vuosien 2019–2021 aikana GTK teki Tanhuan gabromuodostuman alueella erilaisia geofysiikan mittauksia kuten magneettisia ja sähkömagneettisia (IP, Slingram sekä maanpinta- ja reikä-TEM) sekä painovoimamittauksia (kuva 1). Tutkimuksia täydennettiin vielä kahdella kairausprojektilla vuosina 2019 ja 2020 (kuva 2). Tanhuan alueelle kairattiin yhteensä 14 reikää (yhteensä noin 2 700 m). Kivien geokemiallisten analyysien (näytteitä 11:stä reiästä) lisäksi, kairanrei'istä (10:stä reiästä) on suoritettu TEM-mittauksia (engl. transient electromagnetic method) ja mitattu luotaamalla susceptibiliteetti, galvaaninen ominaisvastus, luonnongamma ja gamma-gamma-tiheys. Kairasydämistä otetuille näytteille (Kannusvaara, Markkinaselkä ja Kylälampi: yhteensä 83 näytettä) on suoritettu myös petrofysiikan mittauksia GTK:n petrofysiikan laboratoriossa. (Konnunaho et al., 2022)



Kuva 2: Tanhuan sijainti ja Tanhuan alueen yksinkertaistettu geologinen kartta. Tämän työn kannalta tärkeimmät alueet ovat alue 2 Kannusvaara sekä alueet 3 ja 4 Markkinaselkä/Markkinaselkä E. Muut alueet ovat alue 5 Kylälampi ja GTK:n vuoden 2002 kairanreiät sijaitsevat alueella 1. *Kuva muokattu Konnunaho et al. (2022).*

3 Tutkimusalueen geologiset pääpiirteet

3.1 Keski-Lapin liuskealueen geologia ja stratigrafia

Pohjois-Suomen kallioperän vanhinta osaa edustaa arkeinen graniittigenissipohja (3,5–2,5 Ga), jonka päälle ovat kerrostuneet paleoproterotsooiset suprakrustiset kivilajit (2,5–1,9 Ga). Näiden suprakrustisten kivien muodostamaa yksikköä kutsutaan Keski-Lapin liuskevyöhykkeeksi tai toiselta nimeltään Keski-Lapin vihreäkivivyöhykkeeksi. Se on yksi suurimmista tunnetuista paleoproterotsooisista vihreäkivivyöhykkeistä (Hanski & Huhma, 2005). Se sijaitsee pääosin Pohjois-Suomessa, jatkuen pohjois-Norjaan ja ulottuen idässä Venäjän Karjalan läntisiin osiin asti (Hanski & Huhma, 2005). Lisäksi se käsittää hyvin pienen kaistaleen pohjois-Ruotsia (Hanski & Huhma, 2005). (Köykkä & Luukas, 2021)

Keski-Lapin liuskevyöhykkeen ajatellaan muodostuneen viiden eri tektonisen allasvaiheen aikana (Köykkä et al., 2019). Alkaen ensimmäisestä eli repeytymisvaiheesta (2,5–2,1 Ga), johon kuuluu varhainen repeytymisvaihe, varsinainen repeytymisvaihe ja repeytymisen jälkeinen vaihe. Repeytymisvaihetta seurasi passiivisen mannerreunan vaihe (2,1–1,94/1,92 Ga) ja etumaa altaan vaihe (1,94/1,92–1,88 Ga). Keski-Lapin liuskevyöhykkeen kehitys kattaa kaiken kaikkiaan noin 600 Ma (Hanski & Huhma, 2005). (Köykkä & Luukas, 2021)

Keski-Lapin liuskevyöhykkeen kehitys on alkanut vulkaanisten kivien purkautumisena maan pinnalle komatiittisina ja ryolittisina laavoina (2,44 Ga). Magmatismiin yhä vaikuttaessa ovat muodostaneet myös suuret mafiset-ultramafiset kerrosintruusiot, kuten Akanvaara Savukoskella (2,44 Ga (Huhma et al., 2018)). Näiden vulkaanisten kivien päälle ovat kerrostuneet paksut sedimenttikerrostumat. Sedimentaation aikana vaikuttaneen ajoittaisen vulkaanisen aktiivisuuden seurauksena alueella esiintyy lisäksi mafisia vulkaniitteja. Vyöhykkeen kehityksen loppupuoleen on vaikuttanut tektoniset liikunnot ja syn-orogeeninen felsinen magmatismi (1,88 Ga). Suprakrustisten kivilajien joukkoon on purkautunut eri ikäisiä syväkiviä kuten tämän tutkimuksen kohteena oleva Tanhuan gabro (2,15 Ga (Huhma et al., 2018)). (Köykkä & Luukas, 2021)

Keski-Lapin liuskevyöhyke jaotellaan viiteen stratigrafiseen yksikköön seuraavasti: 1. Sallan ryhmä (2,50–2,44 Ga), 2. Kuusamon ryhmä (2,44–2,38 Ga), 3. Sodankylän ryhmä (2,38–2,15 Ga), 4. Savukosken ryhmä (2,15–2,05 Ga) ja 5. Kumpu ryhmä (< 1,90 Ga). Sallan ryhmän pääkivilajit ovat felsiset sekä intermediaariset vulkaniitit, mutta alueella tavataan myös vähemmissä määrin konglomeraatteja ja breksioita. Kuusamon ryhmälle tyypillisiä kivilajeja ovat mafiset vulkaniitit. Alueella tavataan Sallan ryhmän tapaan myös konglomeraatteja. (Köykkä & Luukas, 2021)

Tanhuan tutkimusalueen kivet edustavat Sodankylän ja Savukosken ryhmän kiviä. Nuorimman, eli Kumpu ryhmän pääkivilajit ovat konglomeraatteja ja syngeneettisiä felsisiä vulkaniitteja. Lisäksi Keski-Lapin liuskevyöhykkeeseen kuuluu myös useita pienempiä litodeemisia seurueita. Keski-Lapin liuskevyöhykkeen stratigrafia on selostettu tarkemmin esimerkiksi julkaisussa Köykkä & Luukas (2021). (Köykkä & Luukas, 2021)

3.2 Tanhuan alue ja sen geologiset pääpiirteet

Tämän tutkielman tutkimusalue sijaitsee Tanhuan kylässä, Savukosken kunnassa Suomen Lapissa. Alue sijaitsee Sodankylästä noin 45 kilometriä koilliseen (kuva 2). Tanhuan aluetta hallitsevat Sodankylän ja Savukosken stratigrafisten yksiköiden kivet, joihin Tanhuan intruusio on purkautunut (Huhma et al., 2018; Köykkä & Luukas, 2021). Sodankylän ryhmä muodostuu useista metasedimenttimuodostumista, jotka koostuvat konglomeraateista, kvartsiiteista, lietekivistä ja liuskeista sekä karbonaattikivistä. Ryhmään kuuluu myös jonkin verran mafisia vulkaniitteja. Sodankylän ryhmä on muodostunut Keski-Lapin liuskealueen allasvaiheista (kappale 3.1) toisen ja kolmannen tektonisen kehitysvaiheen seurauksena (Köykkä et al., 2019). (Köykkä & Luukas, 2021)

Sodankylän ryhmään lukeutuu yhteensä 13 litostratigrafista yksikköä, joista alimpia lävistävät differentioituneet sillit (noin 2,22 Ga). Yläosan yksiköt ovat mahdollisesti jonkin verran niitä nuorempia (2,22–2,15 Ga). Sodankylän ryhmän yksiköistä Lokan muodostuma ulottuu Tanhuan kylän alueelle ja sen ajatellaan edustavan Sodankylän ryhmän yläosan kiviä. Lokan muodostuman tarkkaa ikää ei ole voitu määrittää (arvio noin 2,22–2,05 Ga). Lokan muodostuma koostuu pääosin kvartsiiteista sekä liuskeista ja niitä paikoin lävistävistä gabroidisista juonista. (Köykkä & Luukas, 2021)

Savukosken ryhmä on puolestaan kerrostunut Sodankylän ryhmän päälle ja sen alaosat koostuvat mustaliuskeista ja grauvakoista. Ryhmän yläosissa tavataan ultramafisia vulkaniitteja ja jonkin verran mafisia tuffiitteja. Savukosken ryhmän on tulkittu muodostuneen neljännen allasvaiheen (kappale 3.1) aikana (Köykkä et al., 2019). Kevitsan mafisen-ultramafisen intruusion (2,05 Ga (Huhma et al., 2018)) katsotaan purkautuneen Savukosken ryhmän alaosan kiviin. (Köykkä & Luukas, 2021)

Tanhuan alueen etelä- ja länsiosissa tavataan Sodankylän ryhmään kuuluvia sedimenttikiviä sekä amfiboliitteja, jotka edustavat mafisten vulkaniittien ja mafisten syväkivien metamorfoituneita vastineita. Sodankylän ryhmän kivistä Tanhuan aluetta hallitsevat arkoosihiekkakivet, arkoosikvartsiitit ja kvartsiitit (kuvassa 2 keltaisella, sedimenttikivien ryhmä) sekä biotiittiliuskeet (kuvassa 2 vaaleansinisellä, sedimenttikivien ryhmä). Tanhuan alueen pohjoisosissa olevat kivet luetaan kuuluvaksi Savukosken ryhmään. Ne edustavat Savukosken ryhmän vanhinta stratigrafista osaa. (Konnunaho et al., 2022)

Savukosken ryhmän kivistä siellä esiintyy pääasiassa sedimenttikiviä, intermediäärisiä ja mafisia vulkaniitteja sekä amfiboliitteja. Vallitsevina kivilajeina ovat amfiboliliuskeet (kuvassa 2 oliivin vihreällä, sedimenttikivien ryhmä) ja grafiitti-sulfidipitoiset liuskeet (kuvassa 2 violetilla, sedimenttikivien ryhmä). Sodankylän ja Savukosken ryhmien kiviä lävistävät paikoitellen puolipinnalliset mafiset juonet, jotka ovat paikoin gabromaisia (kuvassa 2 punaruskealla, magmakivien ryhmä). (Konnunaho et al., 2022)

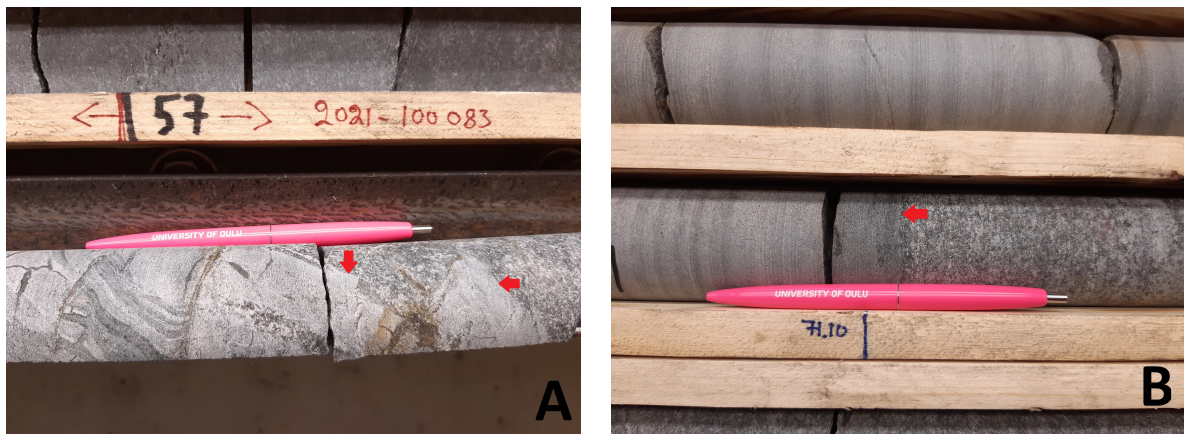
3.3 Tanhuan gabro

Tanhuan gabro edustaa Keski-Lapin liuskevyöhykkeen 2.15 Ga ikäistä mafista magmatismia. Isotooppianalyysien perusteella Tanhuan alueen gabrot voivat olla mahdollisesti hieman nuorempia. Kannusvaaran gabrolle on saatu granofyyristä otetun näytteen perusteella iäksi eri menetelmillä $2\,148 \pm 7$ Ma ja $2\,116 \pm 10$ Ma ja magnetiittipitoisesta gabrosta otetun näytteen perusteella iäksi $2\,089 \pm 33$ Ma. Kylälammen gabrolle on saatu albiitista otetun näytteen perusteella iäksi $2\,137 \pm 5$ Ma ja $2\,114 \pm 6$ Ma. Tarkemmin Tanhuan kivien iänmäärittämisestä on kerrottu artikkelissa Huhma et al. (2018). (Huhma et al., 2018)

GTK:n suorittamien kairausten perusteella Tanhuan gabro muodostuu petrografisesti varsin heterogeenisestä joukosta mafisia-felsisiä syvä- ja puolipinnallisia kiviä. Tässä

työssä niitä tarkastellaan kahdessa pääryhmässä: 1. magneettiset ja 2. magnetoitumatomat tai vain heikosti magneettiset kivet. Gabrot ovat eriasteisesti metamorfoituneita sekä muuttuneet hydrotermisten prosessien vaikutuksesta. Gabrojen nykyinen mineraalikoostumus eroaa niiden alkuperäisestä magmaattisesta mineraalikoostumuksesta – mineraaleja on korvautunut silikaattimineraaleilla, esimerkiksi pyrokseeni on korvautunut amfibolilla ja sen jälkeen vielä biotiitilla. Voidaan todeta, että alueen kivet ovat voimakkaasti albiittiutuneita ja biotiittiutuneita. Gabroja ympäröivät suprakrustiset kivet, kuten kvartsiitit ja vulkaniitit, ovat myös paikoin albiittiutuneita sekä eriasteisesti muuttuneita (kuva 5G). Gabron sisäiset kontaktit sekä sen kontaktit sivukiviin ovat varsin hyvin säilyneet. (Konnunaho et al., 2022)

Kuvassa 3 on esitetty esimerkkinä kuvat kairasydämistä, joissa kontaktikohdat suprakrustisten ja mafisten kivien välillä ovat näkyvillä.



Kuva 3: A. Kairasydän U5212019R6 57.3 m, sedimenttikiven (vasen) ja magnetiittigabron (oikea) kontakti kohta. B. Kairasydän U5212019R6 71.10 m, emäksisen vulkaniitin (vasen) ja magnetiittigabron (oikea) kontakti kohta. Kontaktikohtia on havainnollistettu punaisilla nuolilla. Kynän pituus 14 cm. Kuvat ottanut Emma-Riikka Kokko vierailullaan Rovaniemielle GTK:n Lepikonttien kairasydänvarastolla helmikuussa 2022.

Tanhuan gabro muodostuu gabroidisista (kuva 4D) sekä dioriittisista ja granittisista kivistä. Alueella esiintyvät ei-magneettiset ja vain heikosti magneettiset gabrot ovat rae-kooltaan hieno ja keskirakeisia. Lisäksi on tavattu myös jonkin verran karkearakeisempia gabroja, joita kutsutaan englanninkielisen termin mukaan “mottled” -gabroiksi ja ne ovat harvoin magneettisia. Näissä gabroissa esiintyy isoja amfiboli tai biotiitti kiteitä (aiemmin pyrokseeni kiteitä) hienorakeisemmassa perusmassassa. Tästä seuraa kivien laikukas ul-

komuoto (kuva 4C). Pyrokseenipitoisia kiviä esiintyy nykyisin melko vähän alueen kivien korkean metamorfoitumisasteen takia (Korvuo, 1978). Keskirakeisemmat gabrot edustavat mahdollisesti gabroidisten juonten keskiosia. Gabroidisten kivien on havaittu vaihtuvan keskiosien karkeista kivistä reunojen hienorakeisempiin kiviin. (Konnunaho et al., 2022)

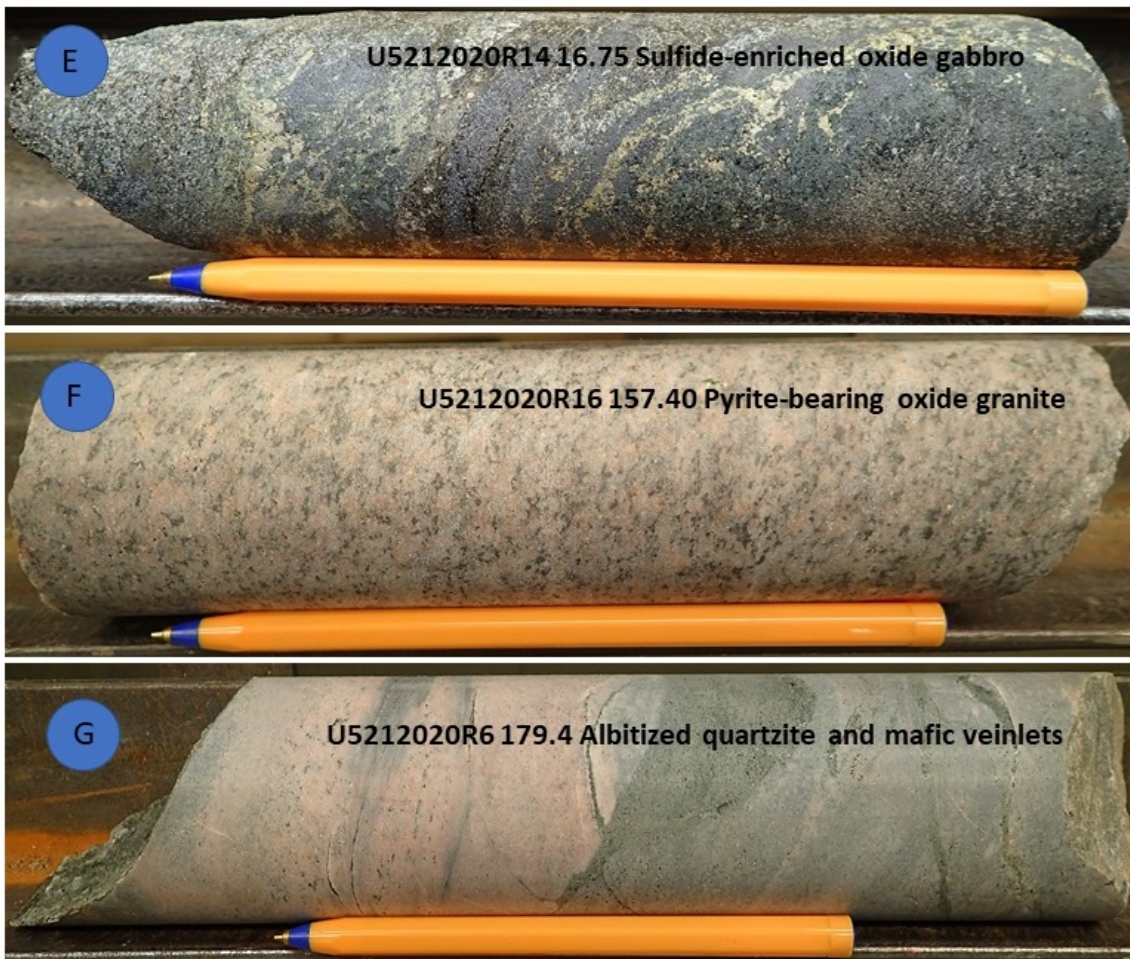
Magneettiset oksidigabrot ovat tekstuurltaan pääosin hieno- ja keskirakeisia (kuva 4A). Tutkittujen kairasydännäytteiden perusteella ne sisältävät runsaasti magnetiittia ja ilmeniittiä pirotteena sekä mobiloituneita suonia. Paikoin magnetiitti esiintyy myös semimassiivisina kasaumina tai hyvin runsaana pirotteena. Ilmeniitti esiintyy magnetiitissa lamelleina tai omina rakeinaan ja paikoin ilmeniitti on muuttunut leukokseeniksi (Konnunaho, henkilökohtainen tiedonanto 9.5.2022). (Konnunaho et al., 2022)



Kuva 4: Tanhuan alueen tyypillisiä gabroidisia kiviä: A) Albitisoitunut oksidigabro, B) Oksidigabro, jossa on pyriittiä suonekkeina, C) Albitisoitunut biotiitti/“mottled” -gabro ja D) Gabro. Kynän pituus 14 cm. *Kuvat Jukka Konnunaho, kuva peräisin Konnunaho et al. (2022).*

Molemmissa gabrotyypeissä esiintyy sulfideja, mutta merkittävimmät Co-Cu-Fe-(Au) mineralisaatiot liittyvät oksidirikkaisiin kiviin (kuva 4B ja 5E). Pääsulfidimineraalina on rikkikiisu (engl. pyrite), jonka lisäksi tavataan magnetiittikiisua (engl. pyrrhotite) ja kuparikiisua (engl. chalcopyrite). Sulfidit esiintyvät heikkona pirotteenä sekä suonina ja juonekkeina. Mineralisaatioissa sulfidit esiintyvät runsaana pirotteenä tai massiivisina suonina ja juonekkeina. Sulfidien määrällä ja metallipitoisuuksilla on havaittu olevan positiivinen korrelaatio. (Konnunaho et al., 2022)

Gabrojen lisäksi muodostumaan liittyy felsisiä dioriitteja ja graniittisia kiviä, jotka ovat myöskin magnetoituneita. Ne ovat tekstuuraltaan keskirakeisia. Graniittisissa kivissä esiintyy rikkikiisua heikkona pirotteenä (kuva 5F). Dioriittisissa kivissä esiintyy paikoin runsaasti magnetiitti-, kuparikiisu- sekä oksidipirotetta. (Konnunaho et al., 2022)



Kuva 5: E) Sulfidirikas oksidigabro, F) Rikkikiisupitoinen oksidigraniitti ja G) Albitisoitunut kvartsiitti ja mafisia suonekkeita. Kynän pituus 14 cm. *Kuvat Jukka Konnunaho, kuva peräisin Konnunaho et al. (2022).*

Rautaruukin vanhoissa tutkimuksissa Tanhuan gabrojen tulkittiin olevan peräisin samasta tholeiittisesta kantamagmasta. Gabrointruusion todettiin olevan osin voimakkaasti metamorfoitunut ja muodostavan differentaatiosarjan alkaen pyrokseenigabrosta ja siitä metamorfoituneista uraliitti- ja sarvivälkegabrosta vaihettuen vähitellen albitiittiin. Poikkeuksellista Kannusvaarassa mm. suhteessa Kylälampeen on, että albitiitti sijaitsee stratigrafisesti sarvivälkegabron alla. Tämä selitetään sillä, että gabromuodostuman on tullut vääntyneen propellimaiseksi Kannusjängän ja Kylälammen välillä geologisen kehityksensä aikana (Konnunaho et al., 2022; Korvuo, 1978). (Korvuo, 1978)

GTK:n tutkimusten perusteella vaikuttaa, että gabromuodostuma olisi syntynyt useista erillisistä magmapulsseista. Tätä ajatusta tukevat havaitut pienirakeiset jäähtymissaumamat gabron sisällä olevien gabroyksiköiden välillä. Oksidigabrojen ja felsisten differentiaattien ajatellaan edustavan rautarikkaita purkauksia kehittyneempää magmaa. Kanta magma on ollut fraktioitunutta ja osa gabroista on differentioitunut hyvin felsisiksi varianteiksi. Magmatismien jälkeiset hydrotermiset prosessit ovat todennäköisesti vaikuttaneet myös osaltaan mineralisaatioiden muodostumiseen gabroiin. (Konnunaho et al., 2022)

4 Geofysiikan menetelmien peruskäsitteitä ja teoriaa

4.1 Magnetismi

Magnetismi käsitteenä kuvaa voimaa, joka aiheutuu sähkövirroista eli liikkuvista varauksista atomien välillä tai atomiin sisäisten yksikkövirtojen liikkeestä muodostuvista magneettivirroista. Magneettikenttä on vektorisuure eli sillä on suuruus ja suunta. Se voidaan esittää kahden eri vektorikentän, magneettivuon tiheyden \mathbf{B} [T] ja magneettikentän voimakkuuden \mathbf{H} [$\frac{\text{A}}{\text{m}}$] avulla seuraavan yhtälön mukaisesti. (Peltoniemi, 1988)

$$\mathbf{B} = \mu_0(\mathbf{H} + \mathbf{M}_{tot}) \quad (1)$$

Yhtälössä (1) $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} \frac{\text{Vs}}{\text{Am}}$ on tyhjiön permeabiliteetti ja \mathbf{M}_{tot} [$\frac{\text{A}}{\text{m}}$] on aineen kokonaismagnetoituma. Magnetoituma on määritelmän mukaan magneettinen dipolimomentti \mathbf{m} aineen tilavuusyksikköä V kohti. Kokonaismagnetoituma muodostuu indusoituneesta magnetoitumasta \mathbf{M}_i sekä remanentista magnetoitumasta \mathbf{M}_r . Remanentti magnetoitu-

ma on olemassa aineessa riippumatta ulkoisesta kentästä. Se on muodostunut aikaisemmin vallinneiden magneettikenttien alaisuudessa ja kuvaa näin ollen kiven magneettista historiaa. (Peltoniemi, 1988)

Indusoidun magnetoituman suuruus taas riippuu aineen ominaisuuksien lisäksi ulkoisen kentän voimakkuudesta. Ulkoisen magneettikentän ollessa heikko, kuten Maan magneettikentän tapauksessa, indusoitunut magnetoituma voidaan olettaa suoraan verrannolliseksi magnetoivan kentän voimakkuuteen seuraavan yhtälön mukaisesti. (Peltoniemi, 1988)

$$\mathbf{M}_i = k\mathbf{H} \quad (2)$$

Yhtälössä (2) k [SI] on aineen magneettinen susceptibiliteetti, joka kuvaa aineen kykyä magnetoitua sen ollessa ulkoisen magneettikentän vaikutuksessa (aineeseen muodostuu indusoitunut magnetoituma). Todellisuudessa aineeseen muodostuva magnetoituma ei välttämättä ole suoraan kaavan (2) mukainen, vaan hieman pienempi. Kyseessä on demagnetointi-ilmiö, jossa kappaleen sisälle muodostuu ulkoista kenttää vastustava heikko magneettikenttä. Todellisilla kappaleilla demagnetoituma on usein epähomogeeninen ja vaikuttaa myös kokonaismagnetoituman suuntaan. (Peltoniemi, 1988)

Demagnetoituman suuruutta voidaan approksimoida tai tehdä oletus, että kappaleen kokonaismagnetoituma on pieni ja demagnetoituman vaikutus vähäinen (niin kuin mallinnuksessa tehdään, kappale 6.1). Huomioiden indusoidun ja remanentin magnetoituman, magneettivuon tiheys voidaan esittää seuraavan yhtälön mukaisesti. (Peltoniemi, 1988)

$$\mathbf{B} = \mu_0(\mathbf{H} + \mathbf{M}_i + \mathbf{M}_r) = \mu_0\mathbf{H} + \mu_0k\mathbf{H} + \mu_0\mathbf{M}_r \quad (3)$$

Magnetoitumia tarkastellaan usein remanentin ja indusoituneen magnetoituman suhteena, jota kutsutaan Königsberger:in suhteeksi Q . (Peltoniemi, 1988)

$$Q = \frac{|\mathbf{M}_r|}{|\mathbf{M}_i|} \quad (4)$$

Remanentti magnetoituma voi olla itseisarvoltaan joskus jopa suurempi kuin indusoitunut magnetoituma (Peltoniemi, 1988). Remanentin magnetoituman suunta voi myös poiketa indusoidun kentän suunnasta ja vaikuttaa siten esimerkiksi magneettisen anoma-

lian muotoon (Peltoniemi, 1988). Kun $Q < 1$, indusoitunut magnetoituma dominoi ja remanentin magnetoituman vaikutus on pieni suhteessa indusoituneeseen magnetoitumaan. Kun $Q > 1$, remanentin magnetoituman vaikutus kasvaa ja $Q \gg 1$ arvon omaavissa kivissä oleva remanentti magnetoituma vaikuttaa jo voimakkaasti magneettisen anomalian muotoon ja intensiteettiin. (Airo, 2015)

4.2 Maan magneettikenttä

Maan geomagneettisesta kentästä suurin osa eli 99.9 % muodostuu Maan sisäisestä pääkentästä. Sen saa aikaan Maan sulassa rauta-nikkeli-ytimessä kiertävät sähkövirrat. Ytimessä tapahtuva radioaktiivinen hajoaminen vapauttaa lämpöenergiaa, joka aiheuttaa ytimeen konvektiovirtoja. Sulan ytimen liikkeet luovat ytimen ympärille toroidimaisen magneettikentän. Noin 0.1 % magneettikentästä muodostuu Maan ulkoisesta kentästä, mikä kattaa Auringon ja Kuun vuorovaikutuksen Maan yläilmakehän kanssa (mm. revontulet). Sisäisen ja ulkoisen kentän lisäksi, Auringon sähkömagneettinen säteily ja hiukkassäteily sekä niiden voimakkuuksien vaihtelut aiheuttavat ajallisia vaihteluita Maan magneettikenttään sähkömagneettisen induktion kautta (mm. magneettiset myrskyt). (Eloranta, 1988; Peltoniemi, 1988)

Maan kuoren pysyvän magneettisuuden (remanentti ja indusoitunut magnetoituma) osuus on 0.01 % kokonaiskentästä. Sen aiheuttavat maankuoressa esiintyvät magnetoituvat kivilajit. Ne havaitaan erityisesti alueellisina anomalioina, jotka ovat peräisin kuoren alaosista. Vaikka nuo poikkeamat ovat ajallisesti ja paikallisesti vakioita, Maan sisäisen ja ulkoisen magneettikentän ajalliset vaihtelut vaikuttavat maankuoren magneettisten materiaalien indusoituun magnetoitumaan. (Eloranta, 1988; Peltoniemi, 1988)

Yksi tapa kuvata maapallon magneettikenttää on keskeisdipolin avulla, jolla voidaan esittää kuitenkin ainoastaan 80 % magneettikentästä, koska dipolin navat eivät satu täysin niihin kohtiin, missä magneettikentän on mitattu olevan pystysuuntainen. Vuodesta 1965 asti Maan magneettikentälle on laadittu palloharmonisen polynomifunktion avulla normaalikenttäesitys, International Geomagnetic Reference Field (IGRF), jota päivitetään yleensä 5 vuoden välein, koska kenttä ei ole ajan suhteen vakio. Magneettikenttä on voimakkain magneettisilla navoilla (70 000 nT) ja pienin magneettisella ekvaattorilla (25 000 nT). Suomessa magneettikentän voimakkuus (vuonna 2019) vaihtelee välillä 52 000 nT -

54 200 nT (NOAA, Haettu 9.5.2022). (Eloranta, 1988; Peltoniemi, 1988)

Magneettikentän suunta vaihtelee myös riippuen paikasta maapallolla ja vaikuttaa näin anomalioiden muotoon ja siten myös niiden tulkintaan. Deklinaatio on maantieteellisen pohjoisen ja totaalikentän horisontaalisen komponentin (magneettisen pohjoisen) välinen kulma eli ero asteina. Inklinaatio on totaalikentän horisontaalisen komponentin ja totaalikentän välinen kulma. Maan magneettikenttä on pystysuuntainen magneettisilla navoilla. Magneettikentän komponentit ja niiden laskeminen on esitetty tarkemmin kirjan Peltoniemi (1988) kappaleessa 4. (Peltoniemi, 1988)

4.3 Magneettinen menetelmä

Maan magneettikentän vuorovaikutus Maan kuorikerroksessa olevien magnetoituvien geologisten materiaalien kanssa synnyttää magneettisia anomaliaita. Erilaiset rautaa sisältävät sulfidit ja oksidit ovat tyypillisiä magneettisten anomalioiden aiheuttajia (Airo, 2015). Näiden anomalioiden lähteet rajoittuvat vain noin 25-40 km syvyyteen. Ferrimagneettisten aineiden magnetoituma häviää syvemmillä lämpötilan kasvaessa. Magneettisten aineiden ominaisuuksia on käyty tarkemmin läpi kappaleessa 5.1. (Eloranta, 1988)

Magneettisissa mittauksissa mitataan magneettivuon tiheyttä \mathbf{B} . Magneettivuon tiheyden yksikkö Tesla ($T = \frac{Vs}{m^2}$) on suuri yksikkö sovelletun geofysiikan magneettisiin mittauksiin. Sen takia käytetäänkin yksikköä nanotesla (nT), joka on 10^{-9} T. Magneettisissa mittauksissa käytettävä laite on nimeltään magnetometri. Erilaisia magnetometrejä voidaan hyödyntää laboratorio- ja maastomittauksissa. Ne voivat olla totaalikenttä (skalaari), vektori- tai gradienttimagnetometrejä. (Peltoniemi, 1988)

GTK:n magneettisissa mittauksissa käytettiin GSM19W Overhauser magnetometriä. Overhauser magnetometri on suhteellisen uusi mittalaite (kehitetty v. 1983). Se on skaalarimagnetometri eli se mittaa magneettikentän suuruutta, mutta ei suuntaa. Pohjimiltaan se soveltaa protoniprekeksiomagnetometrin toimintaperiaatetta, mutta eroaa siitä kuitenkin osaltaan. Laitteen etuja ovat mm. hyvä mittaustarkkuus (noin 0,02 nT), mahdollisuus diskreettiin tai jatkuvaan mittaukseen, tiheä näytteenottoväli ja sensorien suuntakattavuus (ei kuolleita kulmia). Tarkempaa tietoa magnetometrin toiminnasta löytyy valmistajan nettisivulta. (GEM-systems, Haettu 18.4.2022)

4.4 Painovoimakenttä ja putoamiskiihtyvyys

Newtonin gravitaatiolain mukaan kaksi kappaletta, joiden massat ovat m_1 ja m_2 , vetävät toisiaan puoleensa voimalla F . Tämä vetovoima on suoraan verrannollinen kappaleiden massojen tuloon ja kääntäen verrannollinen niiden etäisyyden r neliöön. (Peltoniemi, 1988)

$$F = \frac{m_1 m_2 \gamma}{r^2} \quad (5)$$

Yhtälössä (5) γ on universaali gravitaatiovakio ($6,67 \times 10^{-11} \frac{\text{m}^3}{\text{kg s}^2}$). Seuraavassa yhtälössä tarkastellaan tilannetta ei-pyörivän eli levossa olevan ja pallomaisen maapallon ja sen pinnalla olevan kappaleen suhteen. (Peltoniemi, 1988)

$$F = \frac{mM\gamma}{R^2} = mg \quad (6)$$

Yhtälössä (6) M [kg] on Maapallon massa, R [m] on maapallon säde, m [kg] on Maan pinnalla olevan kappaleen massa ja g [$\frac{\text{m}}{\text{s}^2}$] on gravitaatiokiihtyvyys (Peltoniemi, 1988). Maan gravitaatiokenttä on vektorikenttä ja sen suunta on alaspäin kohti Maan massakeskipistettä. Todellisuudessa gravitaatiokenttään vaikuttaa mm. Maan pyörimisliike, joka aiheuttaa keskipakoiskiihtyvyyden. (Vermeer, 2020)

Gravitaatiokiihtyvyys käsittää vain vetovoiman vaikutuksen ja painovoimakiihtyvyys käsittää vetovoiman lisäksi keskipakoisvoiman. Sana gravitaatio viittaa ei-pyörivään järjestelmään kun taas painovoima liittyy maapallon mukana pyörivään systeemiin. Yleisemmin puhutaan putoamiskiihtyvyydestä tai vain painovoimasta ja se ei siis ole vakio Maan pinnalla (Peltoniemi, 1988). Sen suuruuteen vaikuttaa maapallon pyörimisliikkeen lisäksi Maan litistyneisyys, massan epähomogeeninen jakautuminen sekä pinnanmuotojen vaihtelut Maan pinnalla (Peltoniemi, 1988). (Vermeer, 2020)

Painovoiman vektorikenttää käsitellään usein paikasta riippuvan skalaarisuureen painovoimapotentiaalin avulla. Painovoimapotentiaalin gradientista saadaan laskettua Maan painovoimakentän suuruus. Painovoimapotentiaali on vakio tasapotentiaalipinnoilla, jossa painovoimakiihtyvyys on myös kohtisuorassa pintaan nähden. Yksi painovoimapotentiaalin tasapotentiaalipinta on keskimerenpinta (noin metrin tarkkuudella). Merenpinnan

ajatellaan jatkuvan manneralueiden sisään ja muodostavan näin yhtenäisen pinnan, jota kutsutaan geoidiksi. (Vermeer, 2020)

Geoidi huomioi maapallon litistyneisyyden sekä pyörimisliikkeen vaikutuksen, mutta ei maapallon massavaihteluita, joten se ei siten ole todellisen putoamiskiihtyvyyden sama-arvopinta (Peltoniemi, 1988). Geoidin pinnassa on kuoppia ja kumpuja, jotka aiheutuvat massavajeesta ja massaylijäämästä (Peltoniemi, 1988). Geoidia voidaan approksimoida matemaattisesti säännöllisellä pyörähdysellipsoidilla, josta käytetään nimitystä vertausellipsoidi. Vertausellipsoidin pinnalla määritellään olevan normaalipainovoima g_0 , joka on leveysasteen funktio (Peltoniemi, 1988). Geoidin korkeus eroaa vertausellipsoidista ja siten painovoimapotentiaali eroaa normaalipotentialista. (Vermeer, 2020)

4.5 Painovoimamenetelmä

Painovoimamittaukset perustuvat maa- ja kivilajien tiheysvaihteluihin. Painovoima-anomalian aiheuttaa tiheyskontrasti muodostuman ja ympäristön kivien välillä. Painovoimamittauksia tehdään pääsääntöisesti maanpintamittauksina, jotka voivat olla alueellisia, systemaattisia tai profiilimittauksina, mutta myös esimerkiksi lentomittauksia on mahdollista tehdä. Painovoimamittaukset voivat olla absoluuttisia tai suhteellisia mittauksia. (Peltoniemi, 1988)

Absoluuttimittauksissa pyritään määrittämään vapaasti putoavan kappaleen todellinen kiihtyvyys mahdollisimman tarkasti. Absoluuttimittaukset ovat työläitä ja sen takia niitä hyödynnetään lähinnä vain referenssipisteinä. Suhteelliset painovoimamittaukset voidaan sitoa absoluuttimittausten muodostamaan verkkoon. Absoluuttiverkon mitauspisteiksi valitaan suhteellisen pysyviä ja muuttumattomia paikkoja tai rakennelmia, joissa painovoima-arvo määritetään absoluuttigravimetrillä (Elo, 2022). Tällaisia voivat olla esimerkiksi kirkon portaat (Elo, 2022). (Peltoniemi, 1988)

Putoamiskiihtyvyyden g yksikkö SI-järjestelmän mukaan on $\frac{\text{m}}{\text{s}^2}$. Sovelletun geofysiikan painovoimamittauksissa putoamiskiihtyvyyden vaihtelut ovat yleensä varsin pieniä. Tämän takia mittausten yhteydessä käytetään yleisemmin cgs-järjestelmästä lähtöisin olevaa yksikköä milligal, joka on $10^{-5} \frac{\text{m}}{\text{s}^2}$ ($1 \text{ gal} = 0,01 \frac{\text{m}}{\text{s}^2}$). Painovoimamittauksissa käytettävä laite on nimeltään gravimetri. Yksinkertaisuudessaan se on jousivaaka, jossa on herkkä jousi ja pieni massa, joihin painovoima vaikuttaa. Painovoiman muutos aiheuttaa jousen

pituuden muutoksen. Modernin gravimetrin edeltäjä kehitettiin alun perin jo 1930-luvulla (Dehlinger, 1978). (Peltoniemi, 1988)

GTK:n painovoimamittauksissa käytettiin Scintrexin CG-5 Autograv gravimetria. CG-5 gravimetrissä on herkkä kvartsijousi sekä pieni massa. Painovoiman vaikutuksesta jousen tilassa tapahtuu muutos, jonka elektroninen anturi havaitsee. Virtapiirissä on automaattinen takaisinsyöttövirta, joka saa jousen palautumaan takaisin alkuperäiseen asentoonsa. Syötetyn virran suuruus kertoo suhteellisen painovoiman arvon. Virta muunnetaan digitaaliseksi signaaliksi ja tallennetaan. Laitteen mittaustarkkuus on noin 0,001 mgal. Tarkempaa tietoa gravimetrin toiminnasta löytyy Scintrexin CG-5 gravimetrin manuaalista. (Scintrex, 2012)

Painovoimamittauksissa on tärkeää määrittää havaintopisteen sijainnin lisäksi korkeus merenpinnasta riittävällä tarkkuudella. Kuten muissakin geofysiikan mittauksissa, alueellisissa painovoimamittauksissa hyödynnetään nykyisin satelliittinavigointijärjestelmää (GNSS-järjestelmät). Systemaattisissa sekä profiilimittauksissa on mahdollista käyttää korkeuden mittaamiseen myös laitetta nimeltä letkuvaaka. Sen toiminta perustuu nesteiden paine-eroihin, jotka ovat verrannollisia korkeuden muutokseen. Painovoimamittaustuloksiin täytyy tehdä erilaisia korjauksia sekä reduktioita, joiden määrittämiseksi korkeus täytyy tuntea. (Peltoniemi, 1988)

4.6 Painovoimamittausten korjaukset ja reduktiot sekä Bouguer-anomalia

Painovoimamittaustuloksiin täytyy tehdä käyntikorjaus, koska gravimetrin antama painovoimalukema muuttuu ajan funktiona. Se johtuu laitteen sisäisten ominaisuuksien muutoksista, kuten jousen elastisuuden ja laitteen lämpötilan muutoksista sekä ulkoisten tekijöiden vaikutuksesta, kuten laitteen käsittelystä mittauspäivän aikana (mm. kolahdukset ja kuljetus). Käynnin määrittelemiseen käytetään sidontapisteitä. Sidontapiste on piste (yksi tai useampi), jossa mitataan painovoima-arvo useamman kerran mittauspäivän aikana, esimerkiksi ennen mittauksia ja niiden jälkeen. Lukeman muutoksen perusteella pysytään määrittämään laitteen käynti päivän aikana. Käynnin lisäksi vuoksivoima eli Maan, Kuun ja Auringon vetovoimien vaikutus vaihtelee myös ajasta ja sijainnista

riippuen. Tämä sisältyy yleensä käyntikorjaukseen. (Peltoniemi, 1988)

Käyntikorjauksen lisäksi maanpinnalla mitattuihin painovoimamittaustuloksiin tehtäviä korjauksia ovat mm. topografinen korjaus sekä leveysaste-, ilma- ja Bouguer-reduktio. Painovoimatulokset voidaan esittää Bouguer-anomalian Δg_B avulla seuraavan yhtälön mukaisesti. (Peltoniemi, 1988)

$$\Delta g_B = g_M + R_F + R_B - g_0 \quad (7)$$

Yhtälössä (7) g_M [mgal] on mitattu painovoima-arvo, R_F [mgal] on ilmareduktio, R_B [mgal] on Bouguer-reduktio ja g_0 [mgal] on normaalipainovoima kyseisellä leveysasteella. Ilmareduktiolla huomioidaan havaintopisteen ja referenssitason korkeusero. Kun korkeusero on enintään kilometrin luokkaa, ilmareduktio R_F voidaan määrittellä seuraavan yhtälön mukaisesti. (Peltoniemi, 1988)

$$R_F = \frac{2H}{R}g_0 \quad (8)$$

Yhtälössä (8) H on havaintopisteen ja referenssitason korkeusero, R on maan säde ja g_0 on leveysasteen normaalipainovoiman arvo. Ilmareduktio lisätään mitattuun painovoima-arvoon mittauspisteen ollessa referenssitasoa korkeammalla ja vähennetään sen ollessa referenssitasoa alempana. Ilmareduktion tarkempi johto on esitetty kirjan Peltoniemi (1988) kappaleessa 3. (Peltoniemi, 1988)

Bouguer-reduktiolla huomioidaan havaintopisteen ja referenssitason väliin jäävän massan vaikutus. Kyseistä massaa edustaa Bouguer-laatta. Se on havaintopisteen ja reduktiotason välissä oleva vaakasuunnassa ääretön laatta, jonka paksuus on H ja, jolla on vakioitiheys ρ . Bouguer-reduktio R_B [mgal] voidaan määrittellä seuraavan yhtälön mukaisesti. (Peltoniemi, 1988)

$$R_B = -2\pi\gamma\rho H \quad (9)$$

Bouguer-anomaliaan voidaan sisällyttää myös topografinen korjaus K_T , joka huomioi maanpinnanmuotojen vaihtelun suhteessa Bouguer-reduktiossa käytettyyn vakiokorkeuden omaavaan Bouguer-laattaan. Alueilla, joilla on pienet korkeuserot, topografinen korjaus voidaan jättää pois. Lisäksi painovoiman arvo muuttuu leveysasteen funktiona, minkä

takia suhteellisille arvoille täytyy tehdä leveysastereduktio. Jos suhteelliset arvot sidotaan absoluuttiarvoihin, tulee sijainti huomioitua automaattisesti. Tarkemmin tehdyistä korjauksista ja reduktioista löytyy kirjan Peltoniemi (1988) kappaleesta 3. (Peltoniemi, 1988)

Bouguer-laatan tiheytenä voidaan käyttää paikallista kivien keskitiheysarvoa (Peltoniemi, 1988). GTK:n painovoimamittauksissa käytettävä Bouguer-laatan tiheyden arvo on 2670 kg/m^3 . GTK:lla on kaksi Bouguer-anomalian laskentakaavaa, joista uudempaa on alettu käyttämään vuodesta 2020 (Salmirinne, Henkilökohtainen tiedonanto 20.6.2022) eli tässä työssä käytetyt Bouguer-anomaliat on laskettu vanhemman kaavan mukaan. Bouguer-anomalian laskentakaavat ovat seuraavien yhtälöiden mukaista muotoa. (Elo, 2022)

Vanhempi kaava: $\Delta g_B =$

$$g_M(\text{IGSN71}) - g_0(1930, \text{kkj}) - 14,00 + 0,3084 \cdot h(\text{N60}) - 0,1119 \cdot h(\text{N60}) + (t_c) \quad (10)$$

Uudempi kaava: $\Delta g_B =$

$$g_M(\text{FOGN}) - g_0(1980, \text{EUREF-FIN}) + \delta g_{atm} - \delta g_{h(\text{N2000})} - 0,1119 \cdot h(\text{N2000}) + (t_c) \quad (11)$$

Yhtälöissä (10) ja (11) g_M on mitattu painovoima-arvo, g_0 on normaalipainovoima, h on korkeus merenpinnasta, δg_{atm} on ilmakehäkorjaus, $\delta g_{h(\text{N2000})}$ on toisen asteen ilmareduktion gradientti ja t_c on topografinen korjaus. Luku 0,1119 indikoi käytettyä Bouguer-laatan tiheyttä 2670 kg/m^3 . Kkj ja EUREF-FIN viittaavat koordinaattijärjestelmiin. N60 ja N2000 viittaavat koordinaattijärjestelmien korkeusjärjestelmiin. IGSN71 (engl. The International Gravity Standardization Net 1971) sekä FOGN (engl. First Order Gravity Net) eli Suomen 1. luokan painovoimaverkko viittaavat painovoiman absoluuttimittausten muodostamiin sidontaverkkoihin, joihin suhteelliset painovoimamittaukset sidotaan. (Elo, 2022)

4.7 RTP-korjaus ja pseudopainovoima

Toisin kuin painovoima-anomaliat, magneettiset anomaliat ovat usein kompleksisempia, koska indusoiva ja indusoitunut magneettikenttä eivät ole pystysuoria. Magneettisella navalla magnetoitunut kappale muodostaa symmetrisen anomalian. Magneettiselle aineis-

tolle voidaan tehdä RTP-korjaus (engl. reduction to the pole). Sen avulla totaalianomaliakenttä voidaan muuntaa vertikaalisuuntaiseksi, jolloin Maan magneettikentän ja induoituneen kentän komponentit suuntautuvat pystysuoraan alaspäin. Anomalia lähteen aiheuttama kenttä ikään kuin siirtyy lähteen päälle eli luodaan tilanne, jossa anomalia lähde sijaitsee magneettisella navalla. Magneettinen anomalia on magneettisella navalla samanmuotoinen kuin painovoima-anomalian derivaatta. (Blakely, 1995)

Magneettikenttä ja painovoimakenttä ovat molemmat potentiaalitenttiä. Poissonin suhde yhdistää tasaisesti magnetoituneen kappaleen aiheuttaman magneettisen potentiaalilin ja tasaisesti tiheään kappaleen aiheuttaman magnetoituman suuntaisen painovoiman komponentin eli painovoiman potentiaalilin muutoksen. Magnetoituma jakauman aiheuttama magneettinen totaalianomaliakenttä voidaan matemaattisesti muuntaa painovoima-anomaliaksi, jonka aiheuttaa identtinen tiheysjakauma. Tulosta kutsutaan pseudopainovoima (engl. pseudogravity) anomaliaksi. Pseudopainovoima tulosta voidaan hyödyntää anomalia lähteen muodon ja suunnan tulkinnassa. Pseudopainovoimaan aiheuttaa epävarmuutta kohinan suuruus mittausaineistossa ja siten esimerkiksi remanentti magnetoituma. Tarkemmin pseudopainovoimasta on kerrottu kirjan Blakely (1995) kappaleessa 12. (Blakely, 1995)

5 Petrofysiikan parametrit

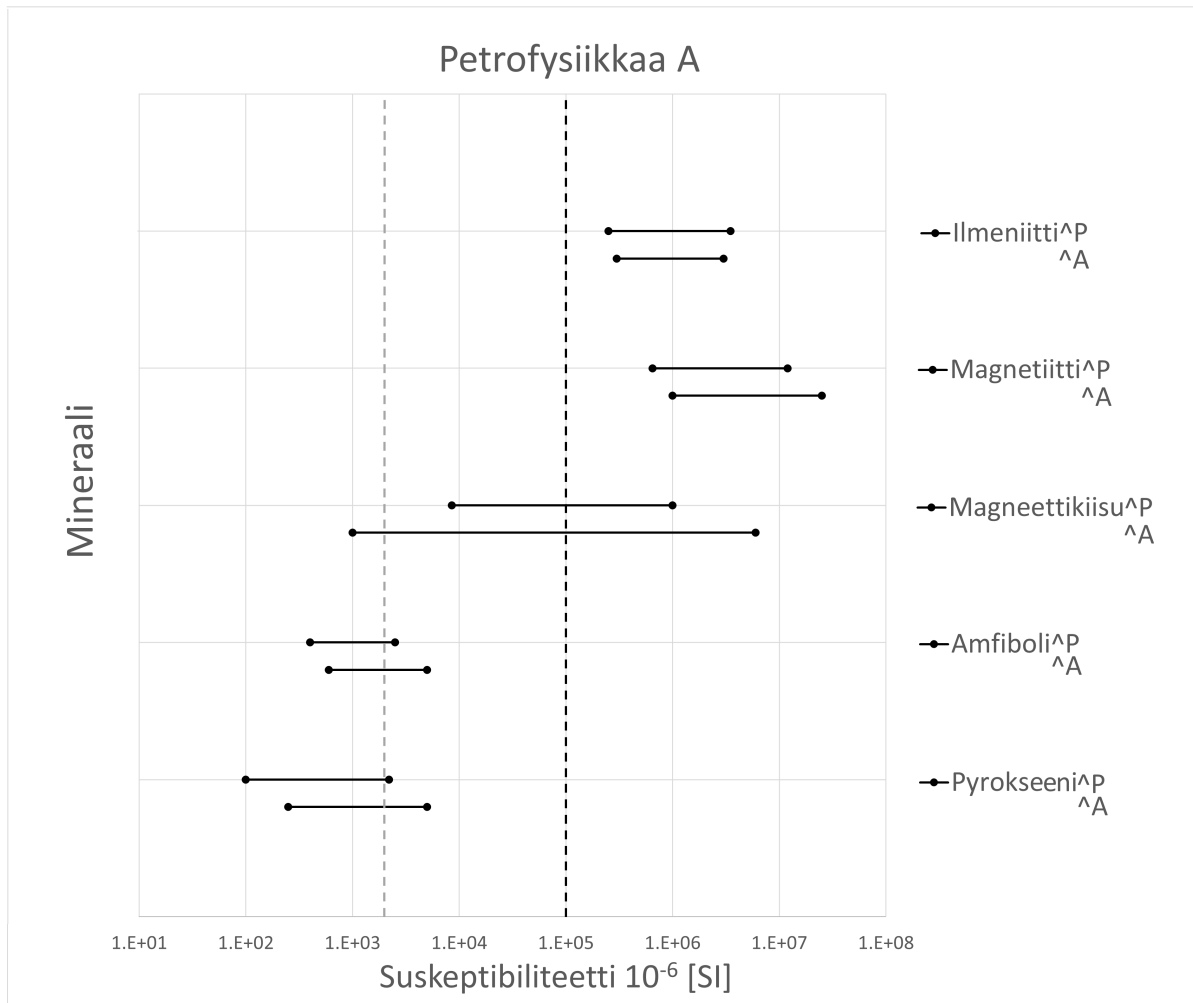
5.1 Suskeptibiliteetti, remanenssi ja tiheys

Magneetisiin mittauksiin liittyvät maankuoren pintaosien petrofysikaalisista ominaisuuksista suskeptibiliteetti ja remanenssi. Aineen atomin osasten ominaisuudet määräävät aineen magneettiset ominaisuudet. Aineet voidaan jakaa dia-, para- ja ferromagneetisiin aineisiin niiden magneettisten ominaisuuksien perusteella. Diamagneettisissa aineissa ulkoisen kentän vaikutuksesta atomin elektronin ratanopeus muuttuu, mistä seuraa atomin magneettisen dipolimomentin muutos, jonka suunta on ulkoista kenttää vastaan. Diamagneettisten aineiden suskeptibiliteetti on pieni ja negatiivinen. Esimerkki diamagneettisesta mineraalista on kvartsi (keskiarvo $k = -0,01 \cdot 10^{-3}$ SI (Airo & Kiuru, 2012)). (Peltoniemi, 1988)

Paramagneettisissa aineissa molekyylien uloimpien elektronien spinmomentit ovat epätasapainossa, mikä aiheuttaa molekyyliin ulkoisen kentän suuntaisen magneettisen dipolimomentin. Paramagneettisuus häviää, kun ulkoinen kenttä poistetaan. Paramagneettisten aineiden susceptibiliteetti on pieni, mutta positiivinen. Paramagneettisia mineraaleja ovat esimerkiksi pyrokseenit, amfibolit ja kiilteet (kuva 6). (Peltoniemi, 1988)

Ferromagnetismi on paramagnetismin erikoistapaus. Aineen kiderakenne mahdollistaa sen uloimpien elektronien vuorovaikutuksen keskenään. Tämän seurauksena elektronien spin-momentit kääntyvät samansuuntaisiksi ja aineeseen muodostuu pieniä alkeisalueita, joilla on dipolimomentti myös ilman ulkoisen kentän vaikutusta. Aineen kiderakenne vaikuttaa edelleen siihen, miten sen alkeisalueiden dipolimomentit ovat suuntautuneet suhteessa toisiinsa. Tämän perusteella voidaan edelleen tehdä jako varsinaiseen ferromagnetismiin, ferrimagnetismiin ja antiferromagnetismiin. Ferromagneettisia aineita ovat esimerkiksi rauta, nikkeli ja koboltti. Esimerkki antiferromagneettisesta mineraalista taas on hematitiitti (kuva 6). (Peltoniemi, 1988)

Magnetiitti, ilmeniitti, titanomangetiitti ja magneetikiiisu (engl. pyrrhotite) ovat esimerkkejä ferrimagneettisista mineraaleista (kuva 6). Ferrimagneettinen aine ei ole ulospäin magneettinen ilman ulkoista magneetikenttää, koska sen eri alkeisalueet kumoavat toisensa. Ulkoisessa magneetikentässä ferrimagneettisen aineen alkeisalueiden rajapinnat voivat siirtyä, jolloin jostain dipolimomentin suunnasta tulee dominoivampi tai alkeisalueiden sisäiset dipolimomentit voivat uudelleen suuntautua aiheuttaen ulospäin havaittavan magnetoituman. Ferrimagneettisten aineiden susceptibiliteetti on positiivinen ja suuri, mutta se voi vaihdella paljonkin. Ferrimagneettisten aineiden magnetoituma häviää, kun ne saavuttavat tarpeeksi korkean lämpötilan eli aineille ominaisen Curie-pisteen. Tuolloin lämpöliike sekoittaa aineen dipolimomenttien suunnat satunnaisiksi ja aineesta tulee paramagneettinen. (Peltoniemi, 1988)

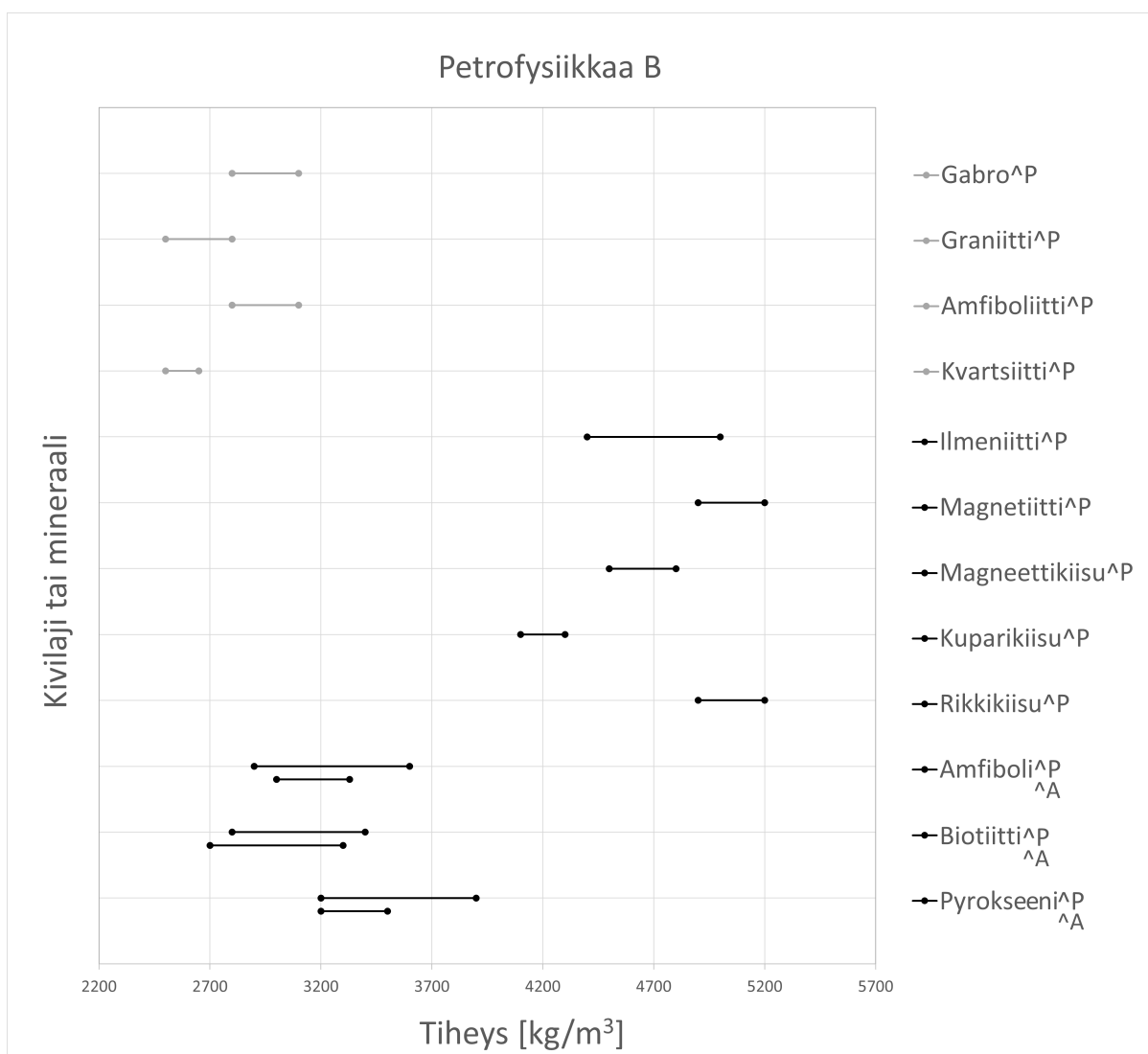


Kuva 6: Kirjallisuuslähteiden perusteella luotu mineraalien suskeptibiliteettien vaihteluvälikuvaaja. Kirjallisuusviite $P =$ Taulukot 4.1 s. 80 ja 4.2 s. 81 Peltoniemi (1988), $A =$ Taulukko 5.2 s. 61 Airo & Kiuru (2012). Kuvassa merkattu $k = 0,1$ SI mustalla katkoviivalla ja GTK:n käyttämä para-ferrimagneettisuuden raja $k = 0,002$ SI harmaalla katkoviivalla.

Aineen tiheys määritellään sen massana m tilavuusyksikköä V kohden. Mineraalien tiheyteen vaikuttaa pääasiassa niiden kemiallinen koostumus ja kidemuoto. Kivilajien tiheyteen taas vaikuttaa pääasiassa niiden mineraalikoostumus ja huokoisuus. Joidenkin mineraalien, kuten magnetiitin, magneettikiisun sekä rikkikiisun (engl. pyrite) tiheydet ovat suhteellisen suuria (kuva 7) ja siten niillä on vaikutusta myös kiven tiheyteen (Airo, 2015). (Peltoniemi, 1988)

Karkeasti voidaan sanoa, että kiven tiheyteen vaikuttaa Fe-/Mg-pitoisten mineraalien määrä kivessä – kivilajityyppien keskitiheys yleensä kasvaa, kun mafisten mineraalien

määrä kasvaa (suhteessa felsisiin). Kivessä esiintyvien mafisten ja felsisten mineraalien suhteellisessa määrässä on samanlainen korrelaatio myös kiven susceptibiliteettiin. Erityisesti kiven susceptibiliteettiin vaikuttaa kuitenkin rautaa sisältävän mineraali ja kyseisen mineraalin magneettiset ominaisuudet. Suureen susceptibiliteetin arvoon vaikuttavana tekijänä on erityisesti ferrimagneettisten mineraalien määrä kivessä. Ferrimagneettisen kiven susceptibiliteetin suuruuteen vaikuttaa taas ferrimagneettisen mineraalin tyyppi ja määrä, mineraalin raekoko, raudan määrä sekä lämpötila. Diamagneettisten mineraalien esiintyminen voi alentaa kiven susceptibiliteettia. (Airo, 2015)



Kuva 7: Kirjallisuuslähteiden perusteella luotu kivien (harmaa) ja mineraalien (musta) tiheysarvojen vaihteluvälikuvaaja. Kirjallisuusviite $P =$ Taulukko 3.1 s. 46–47 Peltoniemi (1988) ja $A =$ Taulukko 4.2 s. 31 Airo & Kiuru (2012).

Magneettisilta ominaisuuksiltaan tärkein ferrimagneettinen mineraali on magnetiitti sekä heikosti magneettinen magneettikiisun monokliininen muoto. Monokliinistä magneettikiisua sisältävän kiven Q-suhde voi olla jopa yli 10. Karkearakeinen magnetiitti voi aiheuttaa kiven Q-suhteeksi noin 1–2. Q-suhde yleensä kasvaa, kun magnetiitin rae-
koko pienenee. Kivessä oleva voimakas remanentti magnetoituma liittyy usein juurikin monokliiniseen magneettikiisun muotoon tai hienorakeiseen magnetiittiin. Metamorfisissa ja muuttuneissa kivissä voi olla tyypillisesti suurikin remanentti magnetoituma. Korkea metamorfoosiaste lisää hienorakeisen magnetiitin määrää ja siten magnetiittipitoisuus kasvaa. (Airo, 2015)

Muita magneettisissa mittauksissa tärkeitä mineraaleja ovat antiferromagneettinen hematitiitti (keskiarvo $k = 6,9 \cdot 10^{-3}$ SI (Airo & Kiuru, 2012)) sekä ferrimagneettinen maghemitiitti (k jopa 3 SI). Magneettikiisun antiferromagneettinen hexagonaalinen muoto, jolla on suhteellisen alhainen susceptibiliteetti (keskiarvo $k = 2 \cdot 10^{-3}$ SI) ei ole magneettinen, eikä myöskään paramagneettinen kuparikiisu (engl. chalcopyrite, k välillä $0,3\text{--}0,4 \cdot 10^{-3}$ SI). Rikkikiisulla on myöskin alhainen susceptibiliteetti (k välillä $-0,01\text{--}0,06 \cdot 10^{-3}$ SI), mutta se voi metamorfoitua magneettikiisuksi ja edelleen magnetiitiksi. (Airo, 2015)

6 Mallinnuksen ja inversion teoriaa

Mallinnuksessa oli käytössä Geosoft Oasis Montaj ohjelma ja sen VOXI Earth Modelling lisäosa (Ellis et al., 2012; Sequent, 2020), joka mahdollistaa potentiaalitenttien, tässä tapauksessa painovoima- ja magneettikentän, kolmiulotteisen (3D) suoran- ja käänteismallinnuksen eli inversion. Suoran mallinnuksen tavoite on muodostaa vaste (ennustettu data tai mallivaste), jonka luotu susceptibiliteetti- tai tiheysmalli aiheuttaisi. Inversion tavoite on löytää susceptibiliteetti tai suhteellinen tiheysjakauma, joka toteuttaa havaitun mittausaineiston (mittausvaste). 3D-malli muodostuu joukosta kolmiulotteisia soluja eli voxeleita, joista jokainen kuvaa ennustettua fysikaalista ominaisuutta eli tässä tapauksessa jokainen niistä saa susceptibiliteetin tai tiheyden arvon. (UBC, 2013b)

6.1 Mallinnuksen oletukset ja tulosten monikäsitteisyys

Mittaustuloksena saatu aineisto sisältää tutkittavan kohteen aiheuttaman anomalian lisäksi myös alueellisen eli regionaalikomponentin. Yleisesti puhutaan taustan tai trendin poistosta. Alueellisen komponentin erottaminen aineistosta on tärkeää, koska mallinnettavan datan oletetaan esittävän tutkittavan kohteen anomaliaosaa. Alueellinen vaikutus täytyy saada erilleen anomaliasta, kuitenkin niin ettei eliminoida mitään oleellista, mitä halutaan mallintaa. Alueellinen komponentti voidaan määritellä eri tavoin, erimerkiksi ylöspäin jatkamalla tai arvioimalla lineaarisen yhtälön avulla (Peltoniemi, 1988; Sequent, 2020). (Peltoniemi, 1988)

Magneettisista mittaustuloksista vähennetään indusoivan kentän eli maan magneettikentän vaikutus, jolloin jäljelle jää anomalia lähteen aiheuttaman anomaliakentän eli residuaalitentän arvo. Tällöin anomaliakenttä on suoraan verrannollinen susceptibiliteetin arvoon ja siten saadun mallin arvot ovat absoluuttiarvoja (UBC, 2013b). Myös painovoimamittauksista täytyy poistaa alueellinen komponentti, mikä aiheutuu laajemmista ja/tai syvemmällä olevista lähteistä kuin tutkittava kohde. Painovoimamallinnuksessa saatavat tiheysarvot ovat suhteellisia tiheysarvoja eli tiheyskontrasteja (UBC, 2013a). (Peltoniemi, 1988)

Magneettiseen susceptibiliteettimallinnukseen liittyy joukko oletuksia. Susceptibiliteettien oletetaan olevan suhteellisen pieniä, jotta aineen sisäinen demagnetoituma voidaan jättää huomiotta. Demagnetoitumalla on magnetoitumaan teoreettisesti noin yhden prosentin muutos, yksinkertaisen kappaleen susceptibiliteetin suuruuden ollessa 0,1 SI (Peltoniemi, 1988). Todellisuudessa susceptibiliteetti voi olla huomattavasti suurempi (Peltoniemi, 1988). Magnetoituman oletetaan lisäksi olevan indusoitunutta ja remanenssi jätetään huomiotta. Tulkinnassa täytyy muistaa, että todellisuudessa kivissä voi hyvin olla myös remanenttia magnetoitumaa (Airo, 2015; Peltoniemi, 1988). VOXI:ssa on vaihtoehtona myös MVI (Magnetic Vector Inversion) mallinnus, jonka tehtävänä on mallintaa remanenttia magnetoitumaa (Ellis et al., 2012). Siihen tutustuminen syvällisemmin ei kuitenkaan sisälly tähän työhön. (UBC, 2013b)

Tulosten tulkinnassa täytyy ymmärtää myös mallien monikäsitteisyys (termi engl. ”non-uniqueness”) eli mallinnuksen lopputuloksena on mahdollista saada lukuisia malle-

ja, jotka toteuttavat mittausaineiston yhtäläillä. On myös mahdollista, ettei yhtään sovitusta löydy, koska mittausdatassa on aina kohinaa, eikä se siten ole todellisen datan puhdas vaste. Inversiossa käytettävän matriisin matemaattisista ominaisuuksista myös seuraa, että pienet muutokset datassa, esimerkiksi kohinan suuruus, voivat aiheuttaa isoja muutoksia malliin. (Williams, 2006)

Magneettiset ja painovoimatulokset ovat monikäsitteisiä kahdesta syystä (Williams, 2006) (lainaukset käännetty englannista): 1. “On olemassa äärettömän monta tapaa, jolla rajallinen määrä kohinaton data voidaan muodostaa” eli toisin sanoen erilaiset muodostumat voivat aiheuttaa samanlaiset anomaliat (Airo, 2015; Peltoniemi, 1988), 2. “On olemassa ääretön määrä fysikaalisen parametrin jakaumaa kuvaavia malleja, jotka voivat muodostaa samanlaisen potentiaalitentävästeen” eli mallinnuksen lopputuloksena on mahdollista saada useita malleja, jotka toteuttavat datan. (Williams, 2006)

6.2 Magneettisen suoran mallinnuksen yhtälöt

Magneettisessa mittauksessa mitataan magneettivuon tiheyttä, joka muodostuu anomalia lähteen magneettivuon tiheydestä \mathbf{B}_a sekä indusoivan kentän magneettivuon tiheydestä \mathbf{B}_0 (Maan magneettikenttä, tausta). Poistamalla taustan, jäljelle jää anomalia lähteen muodostama anomaliakenttä. Taustan käsitettä käytiin tarkemmin läpi kappaleessa 6.1. Aineisiin, jolla on susceptibiliteettijakauma $k(x, y, z)$ muodostuu indusoivan magneettikentän vaikutuksessa magnetoituma \mathbf{J} . Aineen magnetoituma muodostaa anomalia lähteen anomaliakentän. Magnetoituma määräytyy aineen susceptibiliteetista differentiaaliyhtälön avulla. Kun yhtälöstä tehdään ensimmäisen kertaluvun approksimaatio, magnetoituma voidaan määrittellä yksinkertaisemmin susceptibiliteetin ja indusoivan kentän avulla seuraavan yhtälön mukaisesti. (UBC, 2013b)

$$\mathbf{J} = k\mathbf{H}_0 = k\frac{\mathbf{B}_0}{\mu_0} \quad (12)$$

Yhtälössä (12) \mathbf{H}_0 on magneettikentän voimakkuus, μ_0 on tyhjiön permeabiliteetti ja k on susceptibiliteetti, jonka oletetaan tässä työssä olevan isotrooppinen. Demagnetoituman vaikutusta ei huomioida ja magnetoituman oletetaan olevan vain indusoitunutta (ei remanenssia). Anomalia lähteen magnetoituman aiheuttama anomaliakenttä määritellään

seuraavan yhtälön mukaisesti. (UBC, 2013b)

$$\mathbf{B}(\mathbf{r}) = \frac{\mu_0}{4\pi} \int_V \nabla \nabla \frac{1}{|\mathbf{r} - \mathbf{r}_0|} \cdot \mathbf{J} dv \quad (13)$$

Yhtälössä (13) \mathbf{r} on tarkastelupiste ja V on tilavuus jonka yli integroidaan. Yhtälö pätee, kun havaintopisteet ovat maanpinnalla tai sen yläpuolella. (UBC, 2013b)

6.3 Painovoiman suoran mallinnuksen yhtälöt

Painovoimamittauksessa mitataan painovoimakentän vertikaalikomponentteja, jotka muodostuvat anomalialähteen painovoimakentästä g_s sekä taustasta (maapallon painovoimakenttä). Kun tausta poistetaan, jäljelle jää anomalialähteen muodostama anomaliakenttä. Taustan käsitettä käytiin tarkemmin läpi kappaleessa 6.1. Anomalialähteen painovoimakentän saa aikaan anomalialähteen tiheysjakauma, joka on muotoa $\rho(x, y, z)$. Anomalian lähteen painovoimakentän vertikaalikomponentti määritellään seuraavan yhtälön mukaisesti. (UBC, 2013a)

$$g_z(\mathbf{r}_0) = \gamma \int_V \rho(\mathbf{r}) \frac{z - z_0}{|\mathbf{r} - \mathbf{r}_0|^3} dv \quad (14)$$

Yhtälössä (14) $\mathbf{r}_0 = (x_0, y_0, z_0)$ on havaintopistettä osoittava vektori, $\mathbf{r} = (x, y, z)$ on anomalian lähteen sijainti, V on anomalialähteen massa ja γ on gravitaatiovakio. Koordinaatiston xy -taso on Maan pinnalla ja positiivinen z -suunta on alaspäin maan sisään. Painovoiman suoran mallinnuksen ratkaisu löydetään integroimalla yhtälö (14). Voidaan ajatella, että maanpinnan alapuolella vakiotiheyden omaavat kuutionmalliset solut muodostavat yhdessä 3D-verkon. Painovoimakenttä paikassa d_i voidaan kirjoittaa seuraavan yhtälön mukaisesti. (UBC, 2013a)

$$d_i \equiv g_z(\mathbf{r}_0) = \sum_{j=1}^M \rho_j \left[\gamma \int_{\Delta V_j} \frac{z - z_0}{|\mathbf{r} - \mathbf{r}_{0i}|^3} dv \right] \equiv \sum_{j=1}^M \rho_j G_{ij} \quad (15)$$

Yhtälössä (15) ρ_j on solun j anomalian tiheys ja ΔV_j on solun j tilavuus. G määrittää solun j tiheyden vaikutuksen havaintopisteeseen i . (UBC, 2013a)

6.4 Inversion periaate

Havaitun datan anomaliaosaa (mittausvaste) voidaan kuvata seuraavalla vektorilla.

$$\mathbf{d}^{obs} = (d_1, d_2, \dots, d_N)^T \quad (16)$$

Kaavassa (16) T viittaa transposiiniin ja N on datan lukumäärä. Mallin solujen arvoja (suskeptibiliteetti tai tiheys) voidaan kuvata seuraavalla vektorilla.

$$\mathbf{m} = (m_1, m_2, \dots, m_M)^T \quad (17)$$

Kaavassa (17) M on malliparametrien lukumäärä. \mathbf{d}^{obs} ja \mathbf{m} voidaan esittää yhdessä herkkyyso-matriisi \mathbf{G} :n avulla seuraavan yhtälön avulla. (UBC, 2013b)

$$\mathbf{d}^{obs} = \mathbf{G}\mathbf{m} \quad (18)$$

Matriisin \mathbf{G} muodostaa joukko g_{ij} , jotka määrittävät jokaisen solun (j) muuttujan (suskeptibiliteetin tai tiheyden) vaikutuksen jokaiseen havaintopisteeseen (i). $\mathbf{G}\mathbf{m}$ on mallin ennustama data (mallivaste), joka saadaan inversion aikana muodostuvista malleista suorallinnuksen kautta. (UBC, 2013a,b)

Mallivastetta ei kuitenkaan soviteta mittausvasteen kanssa täydellisesti, sillä mitattu data sisältää kohinaa (Williams, 2006). Inversiossa mitatun ja mallinnetun datan ero pyritään minimoimaan pienimmän neliösumman menetelmän kautta, huomioiden datalle määritetyt virherajat. Sitä, kuinka hyvin mallivaste sopii yhteen mittausvasteen kanssa, kuvataan sovitustermillä φ_d (engl. data misfit function), joka määritellään seuraavan yhtälön mukaisesti. (UBC, 2013b)

$$\varphi_d = \|\mathbf{W}_d(\mathbf{G}\mathbf{m} - \mathbf{d}^{obs})\|^2, \quad \mathbf{W}_d = \text{diag}\left(\frac{1}{\sigma_i}\right) \quad (19)$$

Yhtälössä (19) \mathbf{W}_d on diagonaalimatriisi, joka määrittelee virheen σ jokaiselle havaintopisteelle i . VOXI:n käyttämä virhe on oletuksena 5 % datan keskihajonnasta (Seequent, 2020). Koska mallin solujen lukumäärä M on suurempi kuin datan määrä N , \mathbf{G} ei ole neliömatriisi, eikä siitä siten voi muodostaa käänteismatriisia (Williams, 2006). Inversion

tehtävä voidaan esittää optimointiongelmana, jossa mallin tavoitefunktio (engl. model objective function) pyritään minimoimaan siten, että se toteuttaa yhtälön (18) sallituissa rajoissa. (UBC, 2013b)

VOXI hyödyntää algoritmässään Tikonov:in gradientin minimiregularisointimenetelmää (engl. minimum gradient regularization) (Ellis et al., 2012). Tikonov:in regularisoitu tavoitefunktio φ_t muodostuu datan sovituksista kuvaavan sovitustermin φ_d lisäksi regularisointitermistä φ_m (mallin tavoitefunktio) ja Tikhonovin regularisointiparametrillä λ (yleisesti “trade-off” parametri) seuraavan yhtälön mukaisesti. (UBC, 2013b)

$$\varphi_t = \varphi_d + \lambda\varphi_m \quad (20)$$

Regularisointitermin avulla inversioon voidaan sisällyttää erilaisia rajoitteita, joita mallille halutaan asettaa. Regularisointiparametrin λ avulla voidaan painottaa datan sovituksen (termi φ_d) tai mallin rajoitteiden (termi φ_m) osuutta inversiossa. Kun regularisointiparametri saa pienen arvon, datan sovitus paranee, mutta lopputuloksena voi olla harhaanjohtavia malleja, joita on ylisovitettu (Williams, 2006). Suuri regularisointiparametrin arvo taas painottaa mallille asetettuja rajoitteita, mutta datan sovitus heikkenee. Inversio toimii iteratiivisesti yrittäen löytää sovituksen, missä kokonaistavoitefunktio minimoituu ja valittu sovitustermin arvo (usein oletuksena lähellä 1) saavutetaan. (UBC, 2013b)

VOXI-inversioon sisältyy oletuksena joitain rajoitteita – se pyrkii luomaan mallin, joka on ns. lähellä referenssimallia ja, jossa mallinnettavan parametrin vaihtelut solujen välillä ovat suhteellisen tasaisia (tasoitusrajoite, engl. smoothness constraint) x , y ja z suunnissa. Koska inversio pyrkii tasoittamaan mallia, parametrin arvot eivät keskity vain yksittäisiin soluihin vaan hieman laajemmalle (Williams, 2006). Referenssimalli on yksinkertaisuudessaan puoliavaruus (engl. half space), joka saa oletuksena lähtöarvon nolla. (Seequent, 2020; UBC, 2013b)

Regularisointitermin avulla inversioon voidaan syöttää myös ennakkotietoa, joka voi perustua esimerkiksi geologiseen tai geofysikaaliseen tietoon. Referenssimallille voi esimerkiksi antaa nollasta poikkeavan yksittäisen arvon tai käyttää mallia, joka kuvaa mallinnettavan parametrin jakaumaa maapinnan alla, mikäli sellaista aineistoa on saatavilla (Williams, 2006). Inversion voi myös antaa luoda malliin suurempia vaihteluita solujen

välille pienentämällä tasoitusrajoitteita. (UBC, 2013b)

Malleja voi rajoittaa myös määrittämällä ylä- ja/tai alaraja mallinnettavalle muuttujalle (suskeptibiliteetti tai tiheys). Solut saavat enintään parametrille rajaksi asetetun arvon (Ellis et al., 2012). Tällöin lopputuloksena saadaan malli, joka voi saavuttaa rajat, mutta ei kuitenkaan ylitä niitä. Rajoitteet voi valita mm. petrofysiikan näytteiden tai fysikaalisten rajojen perusteella (Williams, 2006). Todellisuudessa kivillä ei esimerkiksi esiinny suuria negatiivisia susceptibiliteetin arvoja (Peltoniemi, 1988), vaikka sellaisia voi inversion lopputuloksena saadussa mallissa esiintyä (UBC, 2013b). Sen takia mallille voi antaa alarajaksi arvon, joka lähestyy nollaa tai saa arvon nolla (UBC, 2013b; Williams, 2008). (UBC, 2013b)

Toisaalta, mallinnuksen yksi oletus on (kappale 6.1), että mallinnettava magneetikenttä muodostuu vain indusoituneesta magnetoitumasta (UBC, 2013b), vaikka mallinnettava totaalikenttäaineisto voi sisältää myös remanentin magnetoituman aiheuttaman kentän (Williams, 2008). Suskeptibiliteetti-inversio ei erottele magnetoituman tyyppiä mallinnuksessa käytetystä magneettisesta totaalikenttäaineistosta ja siten remanentin magnetoituman aiheuttaman kentän suuntaa eikä suuruutta tunneta (Williams, 2008). Malliin voi aiheutua efektiivisesti negatiivisia susceptibiliteetin arvoja (Lahti et al., 2018; Seequent, 2020; UBC, 2013b). Suskeptibiliteetille voi antaa alarajaksi esimerkiksi nollan tai pienen negatiivisen arvon (Lahti et al., 2018; UBC, 2013b), mutta susceptibiliteetiltään rajoittamattomien mallien luominen voi olla myös perusteltua geologisen tiedon pohjalta rajoitettujen mallien lisäksi (Williams, 2006).

Inversiossa on käytössä myös syvyyspainotusfunktio (engl. depth weighting function). Staattisella magneettisella eikä painovoimadatalla ole luontaista syvyysulottuvuutta, ja mallin parametrijakauma pyrkii sijoittumaan lähelle mallin pintaa eli havaintopisteitä. Sen takia inversioon tarvitaan funktio, jonka tehtävä on vastustaa geometristä vaimenemista (engl. decay), joka on maanpintamittaukselle pääasiallisesti syvyyden funktio. Syvyyspainotusfunktion arvo on likimäärin geometrisen vaimenemisen käänteisarvo. (UBC, 2013a,b)

6.5 VOXI:n mallinnuksen käsitteitä

VOXI:ssa mallinnettavaksi valittu aineisto voi olla alkuperäinen taulukkomuotoinen tietokanta (engl. database), jossa on mittauspisteiden sijainnit sekä mittaustulos tai valitulla interpolointimenetelmällä luotu 2D pistehila eli gridi. Mittausaineistosta tai gridistä on myös mahdollista poistaa tausta suoraan VOXI:ssa, ohjelman määrittämän vakion tai lineaarisen yhtälön avulla. (Seequent, 2020)

VOXI:ssa inversiomalli rakentuu 3D verkkoon (mesh), joka koostuu suorakulmaisen särmiön (solujen koko muuttuu z-suunnassa, joten eivät ole kuutioita) mallisista soluista. Mallin x-y-z solukoko eli sen mitat länsi-itä- (x) ja etelä-pohjois- (y) sekä syvyysuunnassa (z) määrittävät sen resoluution. Aktiivisten solujen lisäksi inversiossa on mukana laskennassa käytettäviä soluja mallialueen jatkeena, mallin rajojen ulkopuolella (engl. padding cells). (Seequent, 2020; UBC, 2013b)

“Padding” -solujen tehtävä on ehkäistä reunaefektejä mallissa - erityisesti tilanteissa, joissa anomalia sijaitsee mallialueen reunassa. Ilman niitä inversio voi sijoittaa liikaa mallinnettavan parametrin arvoja mallialueen sisälle. Mallissa on myös mahdollista huomioida maanpinnan korkeusvaihtelut sopivaa DEM-aineistoa (engl. digital elevation model) hyödyntämällä (Seequent, 2020; UBC, 2013b). Myös mittauskorkeus voidaan määrittää vastaanottimen korkeutena vakion tai gridin avulla (Seequent, 2020). (Williams, 2006)

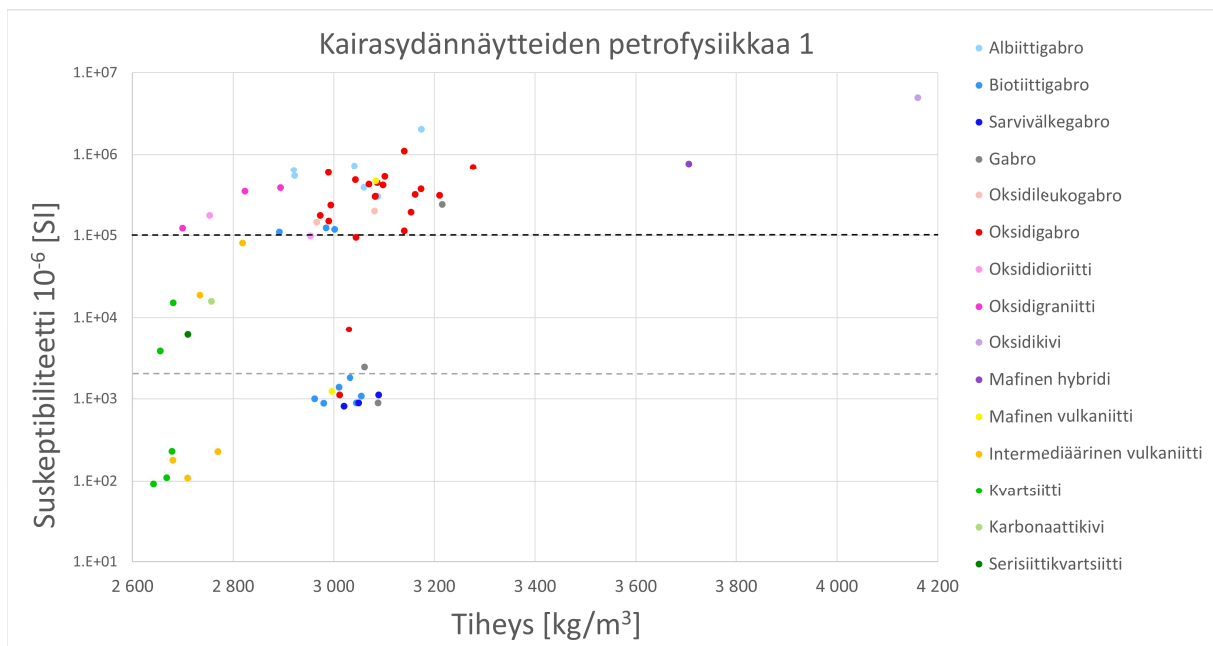
7 Petrofysiikan aineistot

Kannusvaaran ja Markkinaselän 11:n kairanreiän kairasydämistä (reiät: U5212019R3, U5212019R4, U5212019R5, U5212019R6, U5212019R7, U5212019R8, U5212020R9, U5212020R10, U5212020R14, U5212020R15 ja S5212020R16) on mitattu susceptibiliteetti KT-20 käsimittarilla noin 1 m välein. Tarkempaa tietoa käsimittarista löytyy valmistajan nettisivulta (ASC, Haettu 1.6.2022.). Mitattuja susceptibiliteetteja on mahdollista havainnollistaa kairanreikinä luotujen susceptibiliteettimallien kanssa ja vertailla niitä keskenään (kappale 10.4).

Kannusvaaran ja Markkinaselän kairanrei'istä yhdeksästä (reiät: U5212019R3, U5212019R4, U5212019R5, U5212019R6, U5212019R7, U5212019R8, U5212020R14, U5212020R1

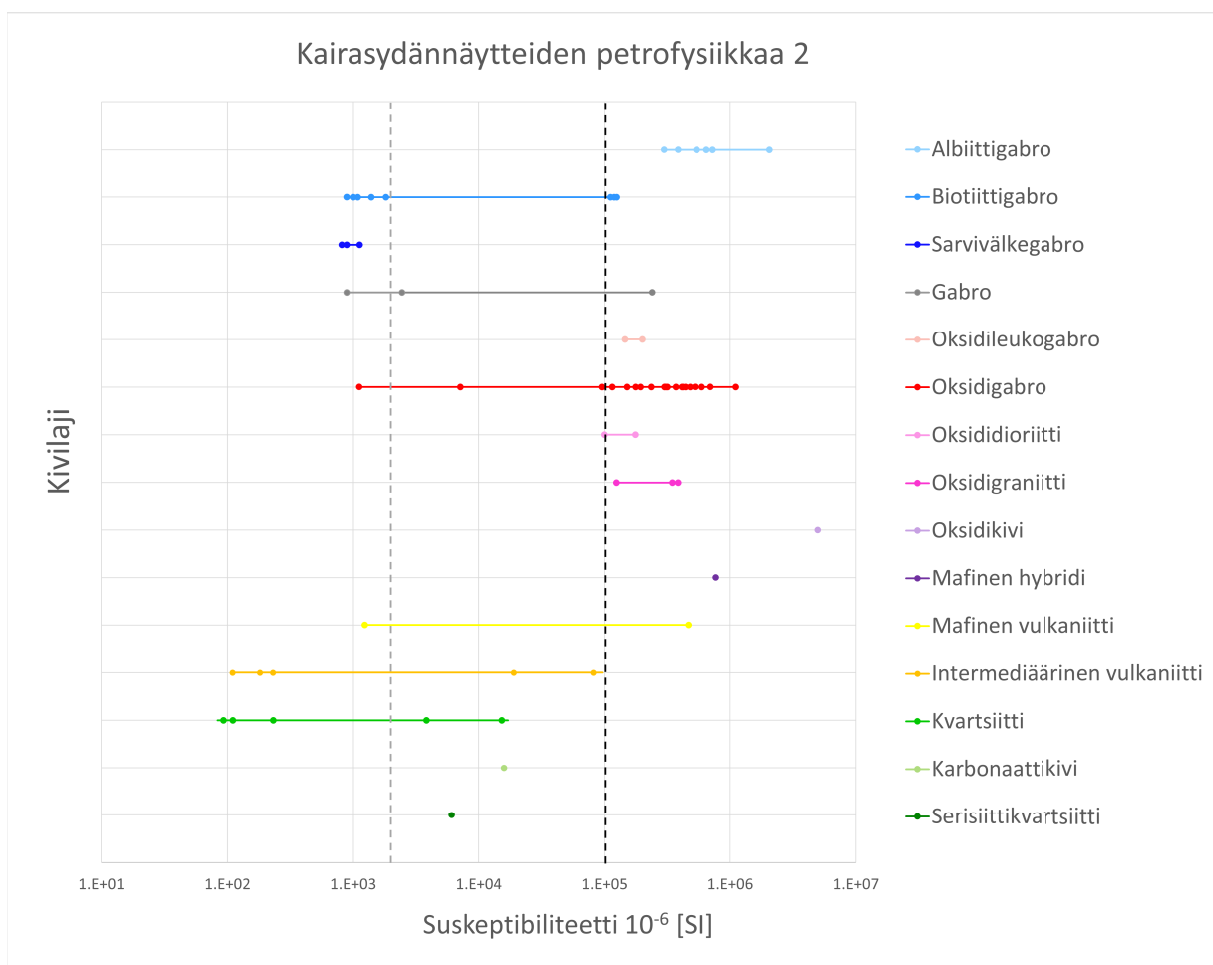
5 ja S5212020R16) on lisäksi yhteensä 65 petrofysiikan näytettä, joille GTK on suorittanut petrofysiikan mittauksia, joissa on määritetty susceptibiliteetti, tiheys ja remanentti magneitoituma. Tässä kappaleessa esitellään kiviläytteistä saatujen petrofysiikan mittausten tuloksia, *Petrofysiikan aineistot* © Geologian tutkimuskeskus 2019–2021.

Kiviläytteiden susceptibiliteettien ja tiheyksien suhdetta toisiinsa on tarkasteltu kuvaajan avulla (kuva 8). Kiviläytteiden susceptibiliteetteja (kuva 9) ja tiheyksiä (kuva 10) on tarkasteltu lisäksi vaihteluvälikuvaajien avulla. Kuvaajiin (kuvat 8 ja 9) on merkattu GTK:n käyttämä paramagneettisen ja ferrimagneettisen aineen susceptibiliteetin raja 0,002 SI (Airo, 2015) harmaalla katkoviivalla. Kuvaajiin on myös merkattu susceptibiliteetin raja 0,1 SI mustalla katkoviivalla. Rajan 0,1 SI yläpuolella olevien kiviä susceptibiliteetit ovat jo melko suuria ja kertovat kiviä olevan jo voimakkaasti magneettisia (Airo, 2015; Peltoniemi, 1988).



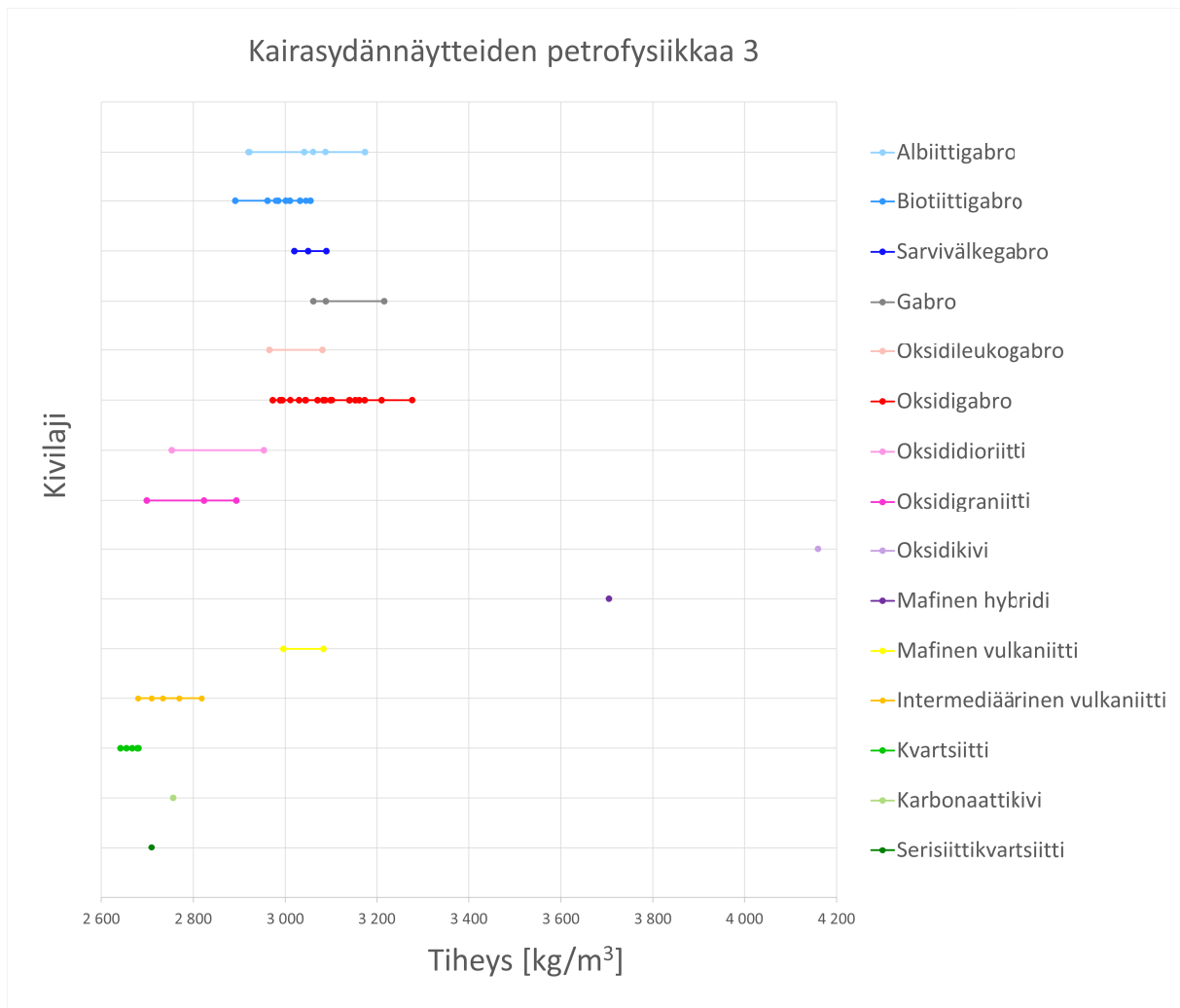
Kuva 8: Kannusvaaran ja Markkinaselän kairasydännäytteiden susceptibiliteetti/tiheys -kuvaaja. Kuvassa merkattu $k = 0,1$ SI raja mustalla katkoviivalla ja GTK:n käyttämä para-ferrimagneettisuuden raja $k = 0,002$ SI raja harmaalla katkoviivalla. *Petrofysiikan laboratoriomittaukset* © Geologian tutkimuskeskus 2019–2021.

Kuvaajista (kuvat 8 ja 10) nähdään, että kivilajien joukossa on erilaisia gabroja ja suprakrustisia kiviä, sekä granittisia ja dioriittisia kiviä. Kuvaajasta (kuva 8) voidaan havaita kaksi pisterypystä, jotka osoittavat, että näytteen joukossa on magneettisia sekä heikosti magneettisia erityyppisiä gabroja. Ylemmän ryppään susceptibiliteetit sijoittuvat lähelle arvoa 0,1 SI tai sen yläpuolelle ja alemman ryppään susceptibiliteetit ovat melko lähellä rajaa 0,002 SI tai sen alapuolella. Erilaisten gabrojen tiheydet sijoittuvat noin välille 2890–3280 kg/m³ eli ne ovat suhteellisen tiheitä – eri gabrotyyppien tiheyksien keskiarvo on noin 3060 kg/m³ ja oksidigabrojen noin 3090 kg/m³.



Kuva 9: Kannusvaaran ja Markkinaselän kairasydännäytteiden kivilajien susceptibiliteettien vaihteluvälikuvaaja. Kuvassa merkattu $k = 0,1$ SI mustalla katkoviivalla ja GTK:n käyttämä para-ferrimagneettisuuden raja $k = 0,002$ SI harmaalla katkoviivalla. *Petrofysiikan laboratoriomittaukset* © Geologian tutkimuskeskus 2019–2021.

Oksidigraniitti (pinkki) ja oksididioriitti (vaaleanpinkki) erottuvat hieman pienemmän tiheyden omaavina suhteessa eri gabroihiin (kuvat 8 ja 10). Niiden tiheydet vaihtelevat noin välillä 2700–2950 kg/m³ – tiheyksien keskiarvo on noin 2820 kg/m³. Niiden susceptibiliteetit (kuvat 8 ja 9) ovat hyvin lähellä arvoa 0,1 SI tai sitä suurempia – susceptibiliteettien keskiarvo noin 0,2 SI eli ne ovat myöskin magneettisia. Mafiset vulkaniitit (keltainen) ovat melko tiheitä ja joko magneettisia tai ei-magneettisia. Kivinäytteiden joukossa on lisäksi kaksi hyvin suuren tiheyden omaavaa näytettä – mafinen hybridi ja oksidikivi (violetin sävyillä), jotka omaavat myös korkeat susceptibiliteettiarvot. Oksidikivi edustanee gabromuodostuman mineralisoitunutta osaa.



Kuva 10: Kannusvaaran ja Markkinaselän kairasydännäytteiden kivilajien tiheyksien vaihteluvälikuvaaja. *Petrofysiikan laboratoriomittaukset* © Geologian tutkimuskeskus 2019–2021.

Kuvaajien (kuvat 8 ja 9) perusteella oksidipitoisten kiviäytteidien eli oksidigabrojen (punainen), oksidileukogabrojen (vaaleanpunainen), oksidigraniittien (pinkki) sekä oksididioriittien (vaaleanpinkki) susceptibiliteetit ovat pääsääntöisesti hyvin lähellä arvoa 0,1 SI tai sitä suurempia – lukuun ottamatta kahta näytettä, joista toinen alittaa jopa susceptibiliteetin 0,002 rajan. Albiittigabrot (vaaleansininen) ovat magneettisia ja sarvivälkegabrot (tummansininen) heikosti magneettisia. Biotittigabroja (sininen) ja gabroja (tumman harmaa) on sekä magneettisia, että heikosti magneettisia.

Kuvaajista (kuvat 8 ja 9) nähdään myös, että suurin gabrokivien susceptibiliteetin arvo, noin 2,05 SI, on albiittigabrolla ja toiseksi suurin, noin 1,10 SI on oksidigabrolla (lopun ovat alle 1,0 SI). Kiviäytteidien, joiden susceptibiliteetit ovat suurempia kuin 0,1 SI susceptibiliteettien keskiarvo on noin 0,42 SI (lukuunottamatta oksidikiveä).

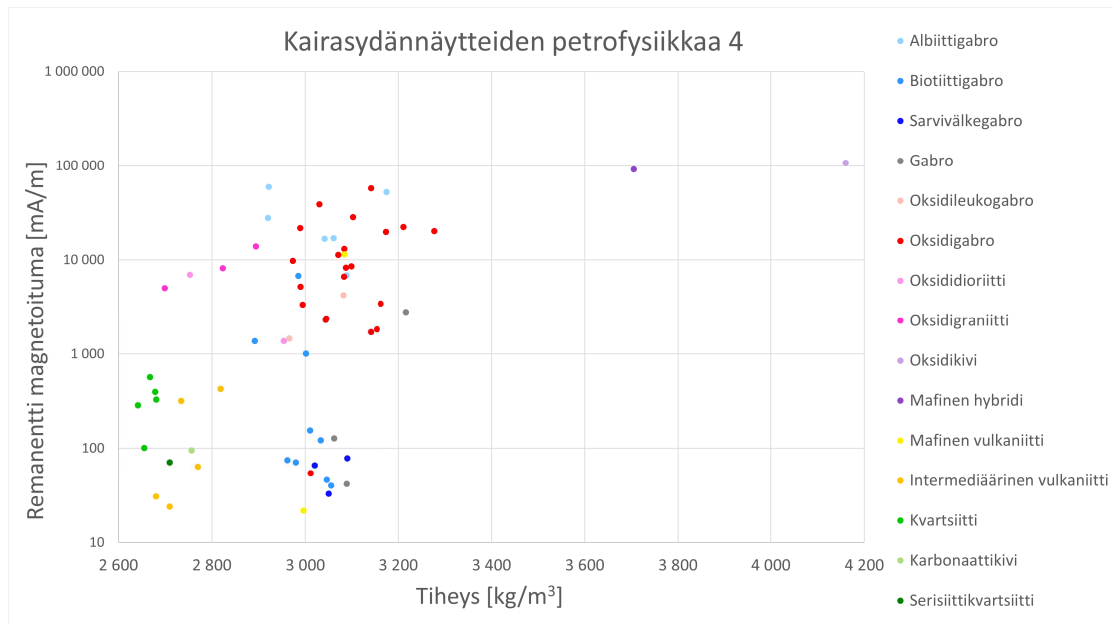
Kuvaajista (kuvat 8 ja 10) nähdään lisäksi, että kvartsiittien, serisiittikvartsiitin ja karbonaattikiven (vihreän sävyt) sekä intermediäärysten vulkaniittien (oranssi) tiheydet sijoittuvat noin välille 2640–2820 kg/m³ eli niiden tiheydet ovat näytejoukon alhaisimpia – tiheyksien keskiarvo on noin 2710 kg/m³. Kyseisten kiviäytteidien susceptibiliteetit (kuvat 8 ja 9) vaihtelevat jonkin verran, mutta pysyttelevät suurimmaksi osaksi reilusti alle arvon 0,1 SI eli ne eivät ole magneettisia tai ovat vain hyvin heikosti magneettisia.

Tarkasteltaessa kiviäytteidien remanentin magnetoituman ja tiheyden suhdetta (kuva 11) nähdään, että kiviäytteissä on vaihtelevasti remanenttia magnetoitumaa. Oksidipitoisissa kivissä on keskimäärin enemmän remanenttia magnetoitumaa kuin kvartsiiteissa ja intermediäärissä vulkaniiteissa. Albiittigabroissa ja oksidigabroissa on keskimäärin enemmän remanenttia magnetoitumaa kuin biotiittigabroissa ja sarvivälkegabroissa.

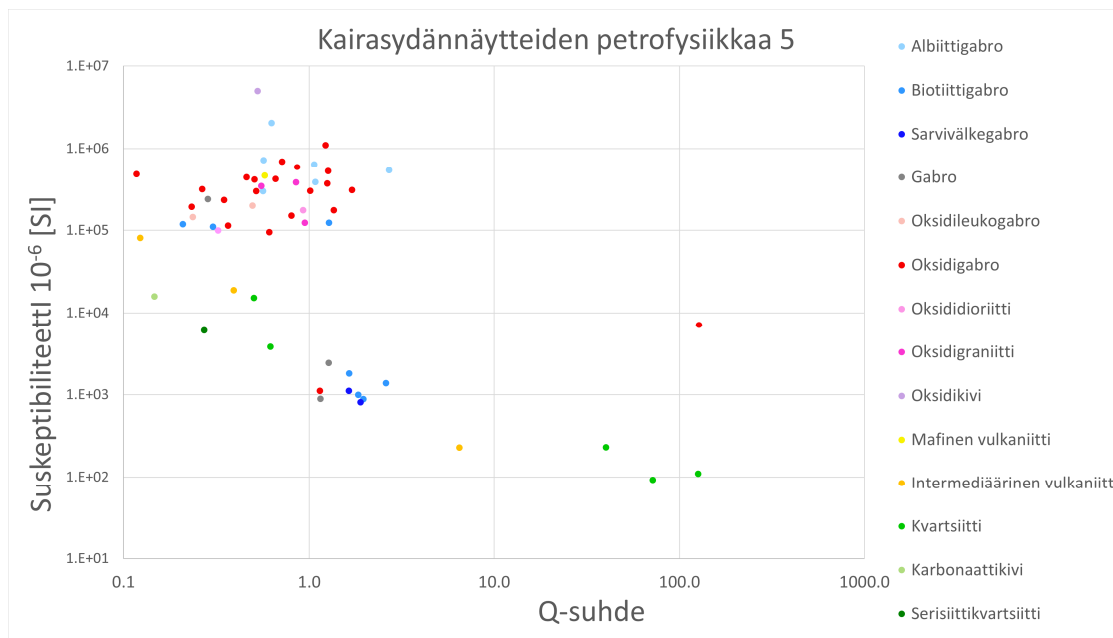
Kiviäytteidien susceptibiliteettien suuruuksia voidaan verrata myös kiviäytteidien Q -suhteeseen (kuva 12). Kuvaajasta huomionarvoista on erityisesti se, että osalla kiviäytteistä Q -suhde > 1 ja muutamissa näytteissä Q -suhde on jopa $\gg 1$ eli erittäin suuri. Kaikkien kiviäytteidien Q -suhteiden keskiarvo on noin 7,1. Lukuun ottamatta viittä suurinta arvoa, Q -suhteiden keskiarvoksi jää 0,9. Alueen kivissä siis esiintyy suhteellisen paljon remanenttia magnetoitumaa.

Petrofysiikan tuloksia on mahdollista käyttää mallinnuksessa raja-arvoina – mm. susceptibiliteetin ja tiheyden ala- ja/tai ylärajana (kappale 6.4). Lisäksi mallinnuksen yksi oletus on, että magnetoituma on vain indusoitunutta magnetoitumaa eikä remanenssia

huomioida (kappale 6.1). Petrofysiikan perusteella mallinnusalueen kivissä vaikuttaa paikoin myös remanentti magnetoituma.



Kuva 11: Kannusvaaran ja Markkinaselän kairasydännäytteiden remanentti magnetoituma/tiheys -kuvaaja. *Petrofysiikan laboratoriomittaukset © Geologian tutkimuskeskus 2019–2021.*



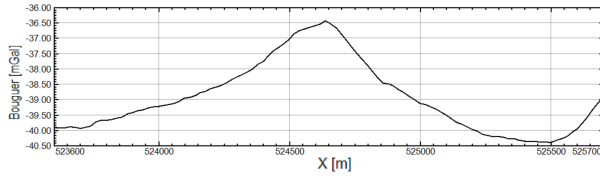
Kuva 12: Kannusvaaran ja Markkinaselän kairasydännäytteiden suskeptibiliteetti/Q-suhde -kuvaaja. *Petrofysiikan laboratoriomittaukset © Geologian tutkimuskeskus 2019–2021.*

8 Geofysiikan mittausaineistot

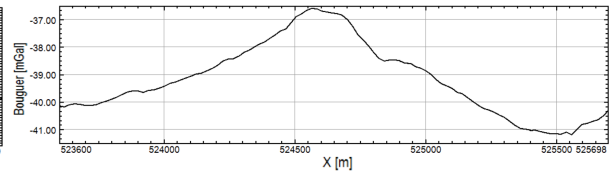
Kappaleiden 3.3 ja 7 perusteella Tanhuan alueella esiintyy sekä magneettisia, että heikosti magneettisia gabroidisia kiviä. Tanhuan alueen gabroidisilla kivillä on suuri tiheysero verrattuna niitä ympäröiviin suprakrustisiin kivilajeihin. Siten painovoimamittauksissa voidaan havaita molemman tyyppiset, magneettiset ja ei-magneettiset gabroidiset kivet. Tanhuan alueella esiintyy lisäksi jokseenkin keveämpiä magnetoituneita dioriittisiä ja graniittisia kiviä. Alueen magneettiset kivet erottuvat selvästi magneettisissa lentomittauskartoissa ja systemaattisissa maanpintamittauksissa, jossa anomaliat ovat tuhansien nT luokkaa, ylittäen paikoin jopa 10 000 nT (kuva 17).

Magneettisessa mallinnuksessa käytettiin GTK:n systemaattista maanpinnalta mitattua magneettista totaalikenttäaineistoa (*Systemaattinen magneettinen mittausaineisto: 19mgU521.xyz* © Geologian tutkimuskeskus 2019). Mittauksissa käytettiin GSM19W Overhauser magnetometriä ja mittausten paikannus perustui GNSS-paikannukseen. Kannusvaaran ja Markkinaselän mittausalueella on mitattu yhteensä 73 magneettista linjaa (kuva 1). Linjaväli oli 50 metriä. Linjojen pituus kasvaa etelään päin ja linjojen yhteispituus on 107,36 km (2 x 880 m, 8 x 900 m, 30 x 1 300 m ja 33 x 1 800 m). Mittaustiheys magnetometrillä oli keskimäärin 1 näyte per 1 sekunti ja mittauspisteiden kokonaismäärä on 86 792 kappaletta.

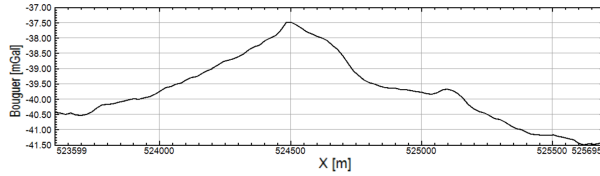
Tiheysmallinnuksessa käytettiin GTK:n kuutta painovoimalinjaa (kuvat 1 ja 14), jotka ylittävät systemaattisen mittausalueen (*Painovoimalinjat: 19grU521.xyz (Tanhua_savukoski_GR2019_final.xyz)* © Geologian tutkimuskeskus 2019). Painovoimamittauksissa käytettiin Scintrexin CG-5 Autograv gravimetria ja kyseisten mittauspisteiden paikannus perustui GNSS-paikannukseen. Painovoimalinjojen etäisyydet toisistaan vaihtelevat 300 m ja 600 m välillä. Painovoimalinjojen pituus kasvaa myöskin etelään päin ja linjojen yhteispituus on 14,1 km (3 x 2 100 m ja 3 x 2 600 m). Pisteväli linjoilla oli 20 m ja mittauspisteitä on yhteensä 730 kappaletta. Painovoimalinjojen Bouguer-anomalia kuvaajat on esitetty kuvassa 13.



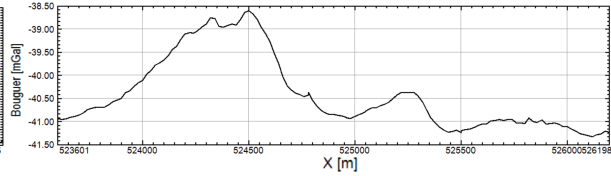
Linja L90900



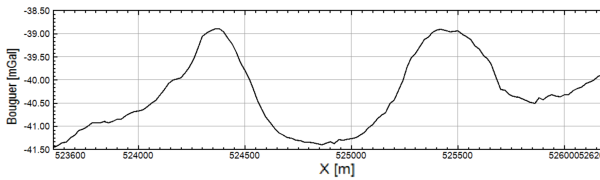
Linja L90600



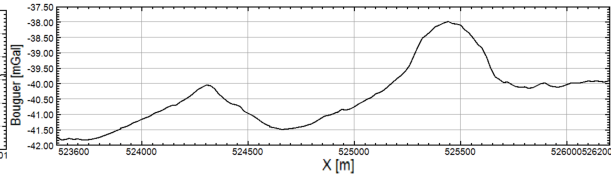
Linja L90100



Linja L89600



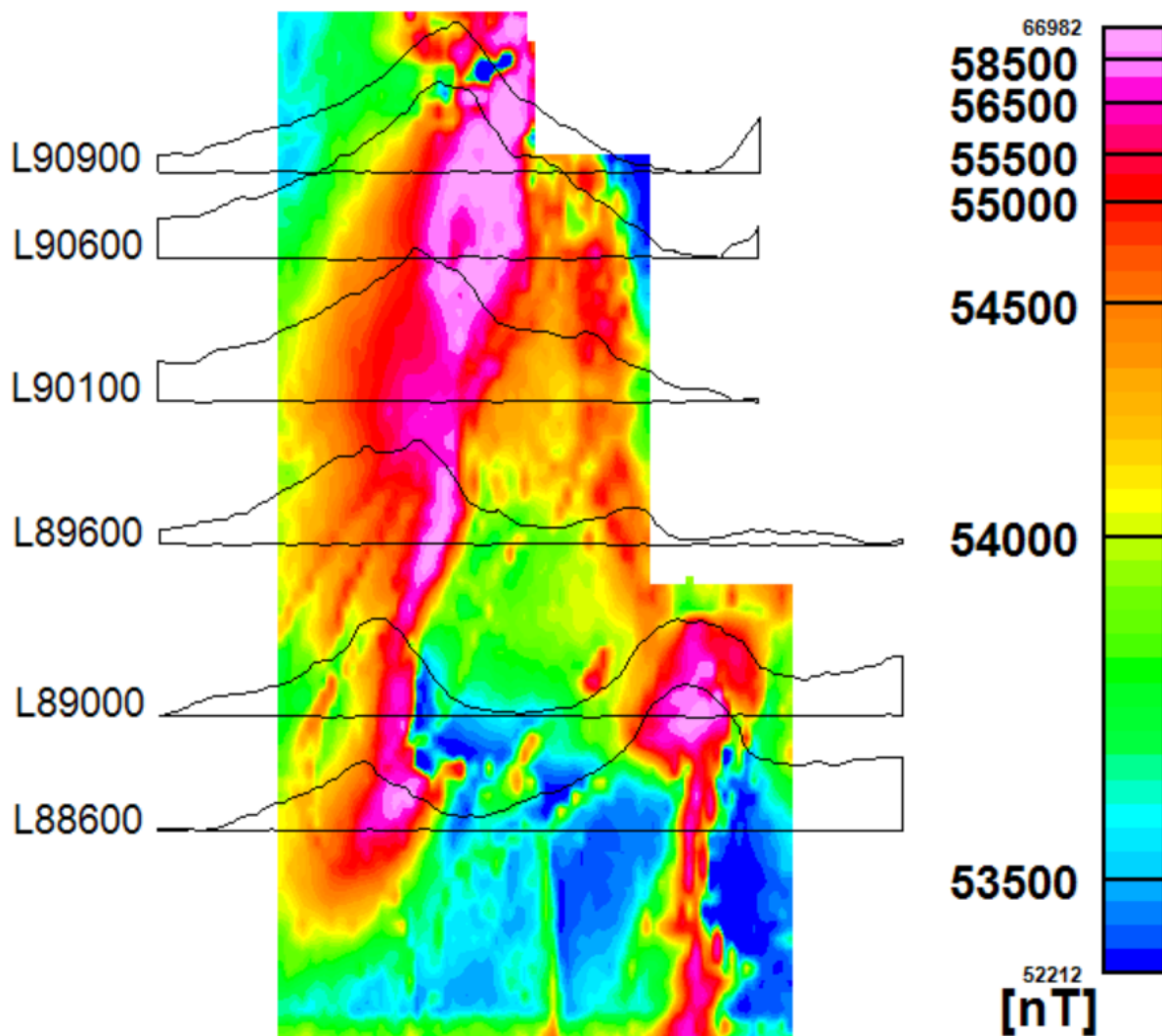
Linja L89000



Linja L88600

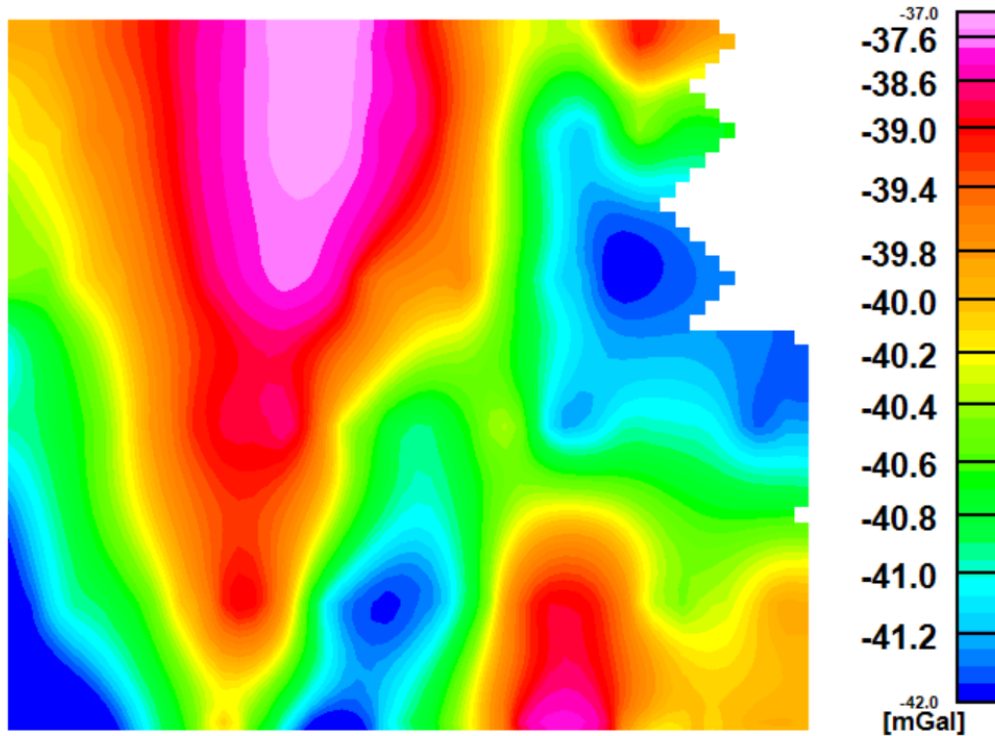
Kuva 13: Painovoimalinjojen Bouguer-anomalia kuvaajat, missä x-akselilla länsi-itä koordinaatit [m] ja y-akselilla Bouguer-anomalian suuruus [mgal]. Pohjoisin linja L90900 ja eteläisin linja L88600. *Painovoimalinjat* © Geologian tutkimuskeskus 2019.

Alkuperäisestä magneettisesta totaalikenttäaineistosta on luotu 2D-gridi interpoloidulla aineisto “bi-directional gridding” -menetelmällä 25 metrin solukoolla (kuva 14). Interpolointimenetelmä valittiin, koska se sopii linjamuotoiselle aineistolle (Seequent, 2020). Kuvassa on esitetty myös Bouguer-anomalia kuvaajat magneettisen gridin päällä. Huomionarvoista on se, että Bouguer-anomaliat ovat suurimmaksi osaksi paljon leveämpiä kuin magneettiset anomaliat. Lisäksi magneettiset ja painovoima-anomaliat ovat epäsymmetrisiä, mistä voi tulkita niiden kaadetta. Bouguer-anomaliat ovat loivempia maksimien länsipuolella ja jyrkempiä itäpuolella. Myös magneettisessa aineistossa vaihtelut ovat voimakkaampia maksimien itäpuolella ja loivempia länsipuolella. Kannusvaaran intruusion kaadesuunta näyttäisi siis olevan länteen päin.



Kuva 14: Tanhuan alueen mitattu magneettinen totaalikenttäaineisto (50 m linjaväli) interpoloituina 25 metrin solukoolla “bi-directional gridding” -menetelmällä. Interpoloidut maksimi- ja minimiarvot totaalikentälle ovat 66 982 nT ja 52 212 nT. Esitettynä gridin päällä myös käytettyjen painovoimalinjojen Bouguer-anomalia kuvaajat. *Systemaattinen magneettinen mittausaineisto ja Painovoimalinjat* © Geologian tutkimuskeskus 2019.

Alkuperäisen painovoima-aineiston Bouguer-anomaliaista on luotu 2D-gridi interpoloimalla aineisto “minimum curvature” -menetelmällä 50 metrin solukoolla (Kuva 15). Interpolointimenetelmä valittiin, koska se vaikutti tarkoitukseen sopivalta, vaihtoehtona olleista interpolointimenetelmistä (Seequent, 2020). 50 metrin solukoko on kuitenkin jo suhteellisen pieni linjaväliin (300–600 m) verrattuna.



Kuva 15: Tanhuan alueen Bouguer-anomalia (6 linjaa, 200-300 m linjaväli) interpoloituina 50 metrin solukoolla “minimum curvature” -menetelmällä. Interpoloidut Bouguer-anomalian maksimi- ja minimiarvot ovat -37,0 mgal ja -42,0 mgal. *Painovoimalinjat* © Geologian tutkimuskeskus 2019.

Taulukossa 1 on esitetty alkuperäisen magneettisen ja Bouguer-aineiston maksimi- ja minimiarvot sekä interpoloidun magneettisen ja Bouguer-gridin maksimi- ja minimiarvot. Magneettisessa aineistossa on yhteensä 20 arvoa, jotka ovat interpoloidun gridin maksimia suurempia. Bouguer-aineistossa on yhteensä 21 arvoa, jotka ovat interpoloidun gridin maksimia suurempia.

	Alkuperäinen magneettinen aineisto	Interpoloitu magneettinen gridi	Alkuperäinen Bouguer-aineisto	Interpoloitu Bouguer-gridi
Max.	67 928 nT	66 982 nT	-36,43 mgal	-37,00 mgal
Min.	52 211 nT	52 212 nT	-41,83 mgal	-42,00 mgal

Taulukko 1: Tanhuan alueen alkuperäisen magneettisen aineiston ja interpoloidun magneettisen gridin maksimi- ja minimiarvot sekä alkuperäisen Bouguer-aineiston ja interpoloidun Bouguer-gridin maksimi- ja minimiarvot. *Systemaattinen magneettinen mittausaineisto ja Painovoimalinjat* © Geologian tutkimuskeskus 2019.

9 Mallinnus

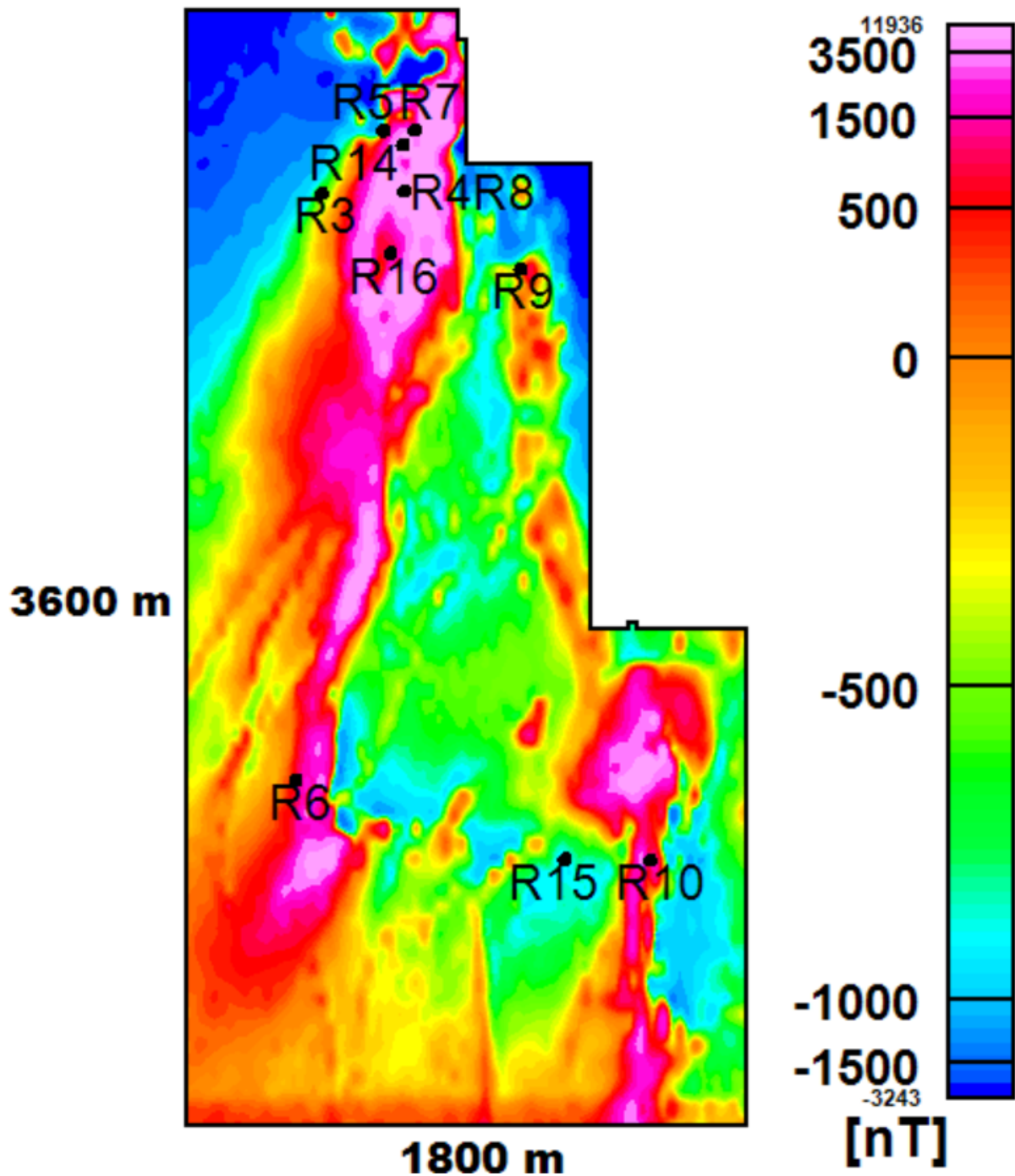
Interpoloiduista magneettisesta (kuva 14) ja Bouguer-gridistä (kuva 15) täytyi ennen mallinnusta poistaa alueellinen vaikutus, jotta inversiossa mallinnettavat aineistot kuvastavat oleellisia mittausalueen anomaliaita. Alueellisen vaikutuksen poisto oli mahdollista suorittaa mallinnuksen yhteydessä VOXI:ssa. Aineistoista valittiin poistettavaksi alueellinen vaikutus lineaarisen yhtälön avulla. Magneettisen ja Bouguer-gridin alueellisen vaikutuksen poiston määrittely ja suuruudet on esitetty kuvassa 16.

Kuvassa 17 on esitetty magneettisen aineiston anomaliaosa, jota on käytetty susceptibiliteettimallinnuksessa. Kuvassa on myös esitettyä magneettisen mallinnusalueen mitat ($X=1\,800$ m ja $Y=3\,600$ m) ja GTK:n kairanreikien paikat Kannusvaaran ja Kylälammin alueella. Tarkasteltaessa väriskaala-asteikkoa nähdään, että interpoloidun magneettisen aineiston anomaliaosan maksimi on $11\,936$ nT eli se ylittää $10\,000$ nT.

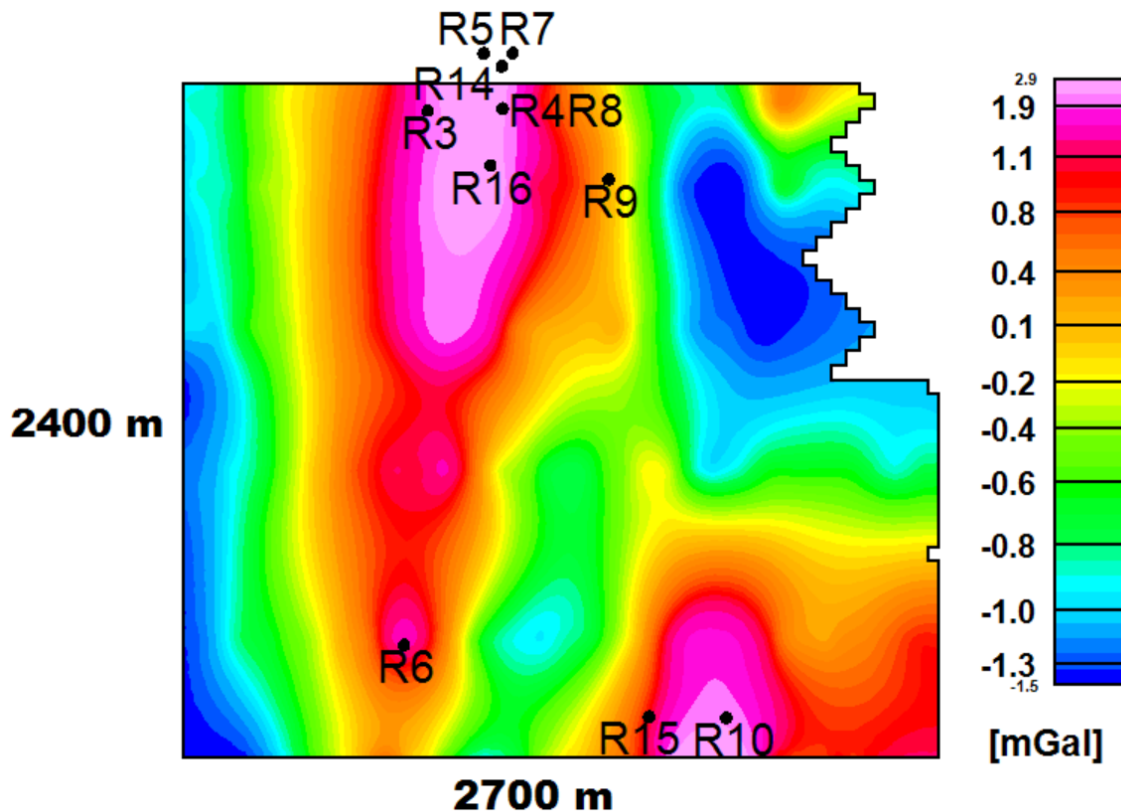
Kuvassa 18 on esitetty Bouguer-aineiston anomaliaosa, jota on käytetty tiheysmallinnuksessa. Kuvassa on myös esitettyä tiheysmallinnusalueen mitat ($X=2\,700$ m ja $Y=2\,400$ m) ja GTK:n kairanreikien paikat Kannusvaaran ja Kylälammin alueella. Magneettisen ja painovoiman mallinnusalueiden sijainnit suhteessa toisiinsa on esitetty kappaleen 9.1 kuvassa 21.

1.	<input checked="" type="radio"/> Remove a linear trend background	<input checked="" type="radio"/> Remove a linear trend background	2.
	* Intercept: 54633	* Intercept: -40.013	
	* X slope: 0.15221	* X slope: -0.00026073	
	* Y slope: 0.50772	* Y slope: 0.00057774	
	* X origin: 524912.5	* X origin: 524924.4	
	* Y origin: 7489662.5	* Y origin: 7489768.6	

Kuva 16: 1. Magneettisesta aineistosta poistetun lineaarisen taustan suuruus. 2. Painovoima-aineistosta poistetun lineaarisen taustan suuruus. Lineaarisen trendin tason määrittäminen tapahtuu VOXI:ssa yhtälöllä $aX + bY + c = 0$, missä $a = X$ slope, $b = Y$ slope, $c =$ intercept, $X = X$ origin, $Y = Y$ origin (Seequent, 2020) *Systemaattinen magneettinen mittausaineisto ja Painovoimalinjat* © Geologian tutkimuskeskus 2019.

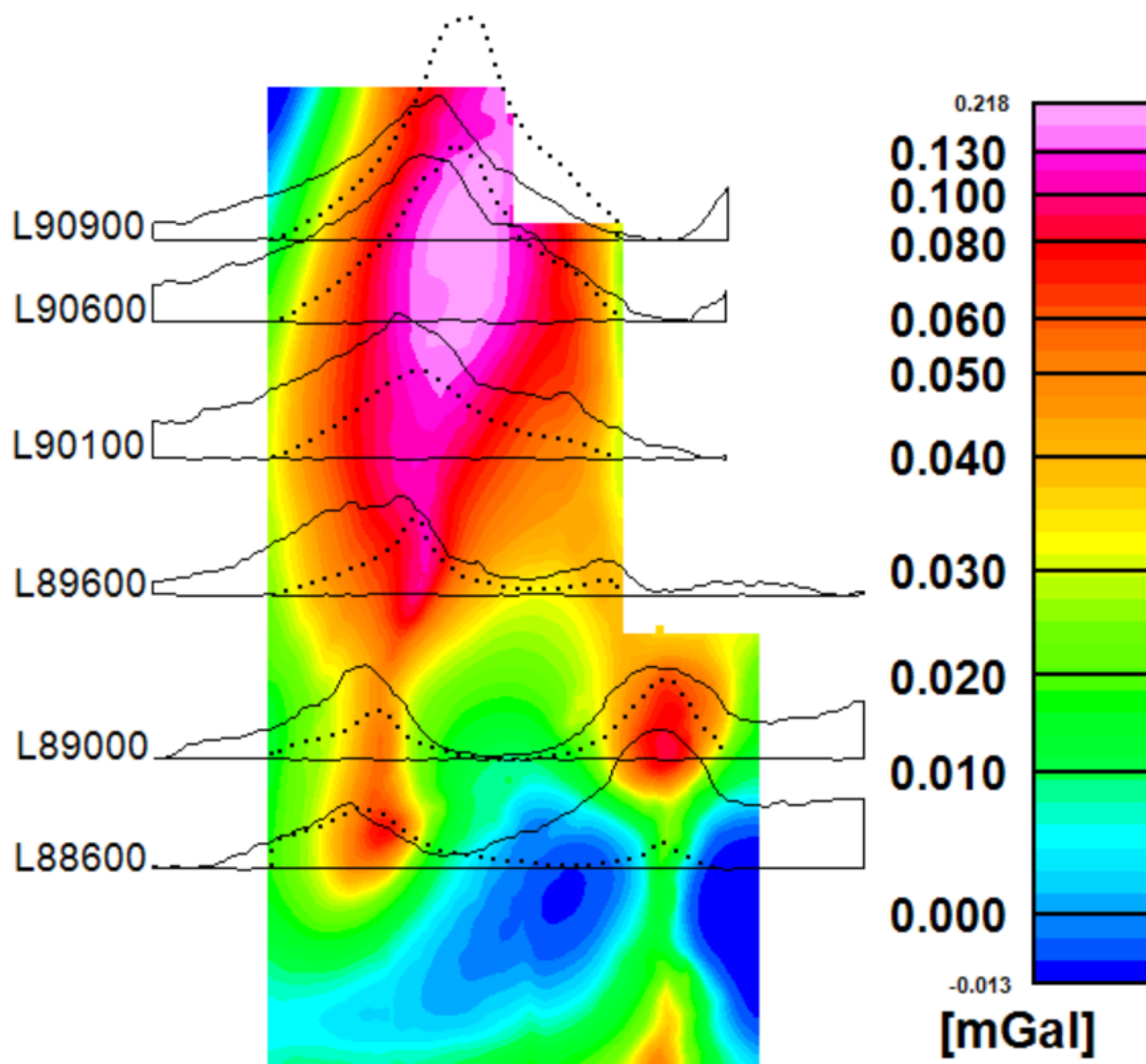


Kuva 17: Magneettinen anomaliakartta, josta on poistettu lineaarinen tausta. Esitettynä lisäksi mallinnettavan alueen mitat ja GTK:n kairanreikien sijainnit. Maksimi- ja minimiarvot ovat 11 936 nT ja -3 243 nT. *Systemaattinen magneettinen mittausaineisto ja petrofysiikanaineisto (kairanreikien sijainnit) © Geologian tutkimuskeskus 2019–2020.*



Kuva 18: Painovoiman Bouguer-anomaliakartta, josta on poistettu lineaarinen tausta. Esi-
tettynä lisäksi mallinnettavan alueen mitat ja GTK:n kairanreikien sijainnit. Maksimi- ja
minimi-arvot ovat 2,9 mgal ja -1,5 mgal. *Painovoimalinjat ja petrofysiikanaineisto (kai-
ranreikien sijainnit)* © Geologian tutkimuskeskus 2019–2020.

Magneettisen interpoloidun gridin pohjalta laskettu pseudopainovoima on esitetty ku-
vassa 19. Kuvassa on lisäksi myös mittaussarjojen Bouguer-anomalia kuvaajat (mustalla
viivalla) sekä niitä vastaavat pseudopainovoiman kuvaajat (pisteviivalla). Tarkastelles-
sa Bouguer-anomalia kuvaajia ja pseudopainovoimakuvaaajia nähdään, että niissä on eri-
tyisesti eroa eteläisimmän linjan (L88600) itäisessä reunassa. Siellä Bouguer-anomalia on
suhteessa huomattavasti suurempi kuin pseudopainovoima. Tämä viittaa siihen, että siellä
painovoima-anomalia aiheutuu pääosin magnetoitumattomista kivistä (gabroista). Myös
anomalioiden muodoissa on havaittavissa eroja, esimerkiksi linjan L89600 länsireunassa
Bouguer-anomalia on leveämpi suhteessa kapeampaan ja terävämpään pseudopainovoi-
maan. Pohjoisempina olevilla linjoilla pseudopainovoima on voimakkaampi kuin eteläm-
pänä eli siellä on tiheiden kivilajiyksiköiden lisäksi magnetoituneita kiviä.



Kuva 19: Pseudopainovoima magneettisen interpoloidun gridin pohjalta. Painovoimalinjat mustalla viivalla ja pseudopainovoimalinjat pisteviivalla. Pseudopainovoiman maksimi- ja minimiarvot ovat 0,218 mgal ja -0,013 mgal. *Systemaattinen magneettinen mittausaineisto ja painovoimalinjat* © Geologian tutkimuskeskus 2019.

9.1 Inversion parametrit

VOXI ohjelman käyttö ja datan analysointi aloitettiin yksinkertaisempien mallien luomisella ja eri parametrien vaikutusten analysoinnilla. Lopullisen magneettisen susceptibiliteettimallin resoluutioksi valittiin 25 metriä. Tällöin 3D-verkon solukooksi tuli 25 m x 25 m x 12,5 m (x, y, z) ja mallissa on soluja 73 x 145 x 30 (x, y, z). Soluja oli yhteensä 317 550 kpl.

Ensimmäiset tiheysmallit tehtiin isompi solukokoisten (100 m x 100 m) gridien pohjalta käyttäen myös isompaa solukokoa mallissa (100 m x 100 m). Mallin peruspiirteet suhteessa isomman solukoon malliin kuitenkin säilyivät myös pienemmällä solukoolla, joten tulkinnassa päädyttiin käyttämään 50 metrin solukoon mallia. Lopullisen painovoiman tiheysmallin resoluutioksi valittiin 50 metriä. Tällöin 3D-verkon solukooksi tuli 50 m x 50 m x 25 m (x, y, z) ja mallissa on soluja 55 x 49 x 20 (x, y, z). Soluja oli yhteensä 53 900 kpl.

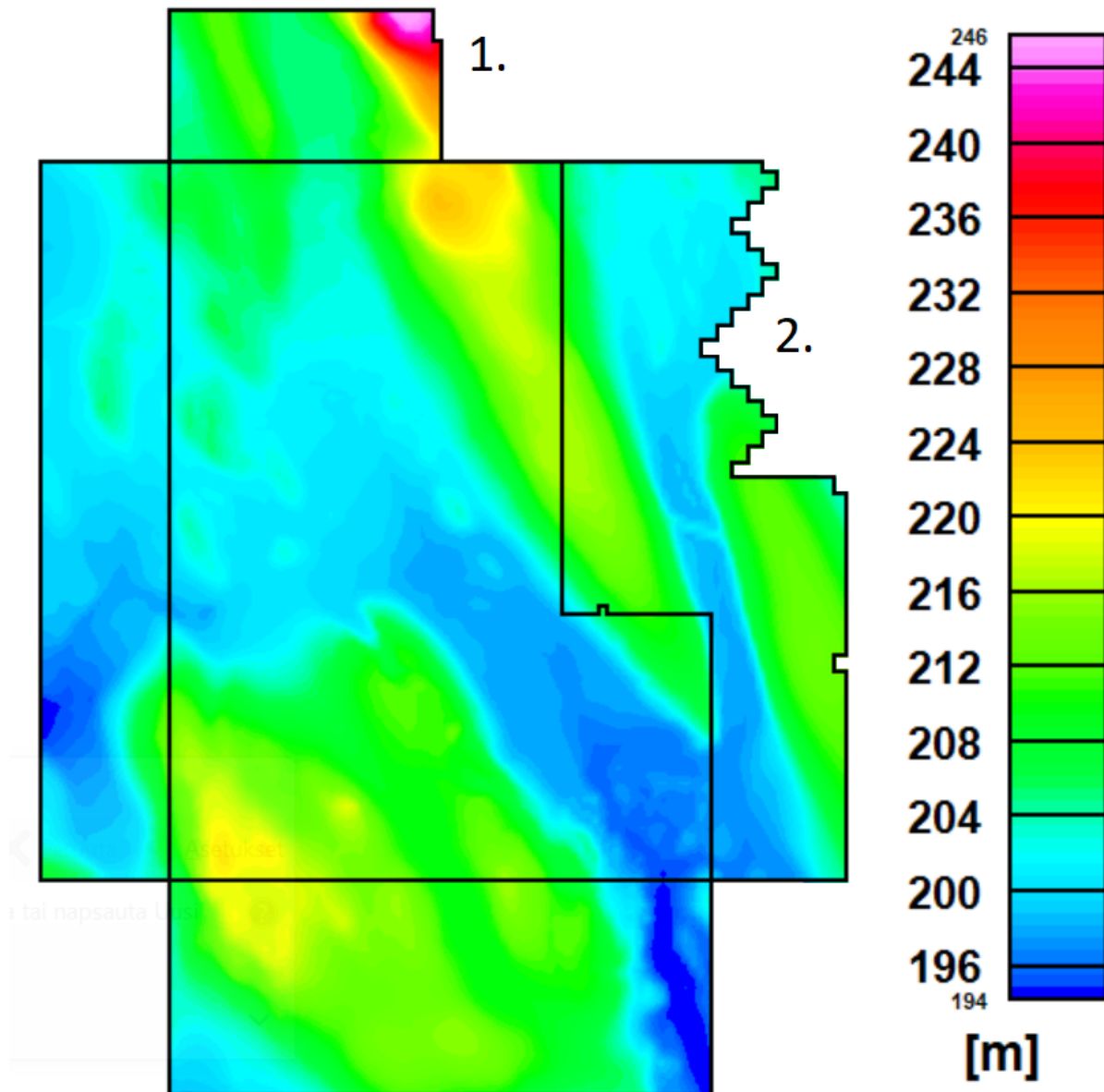
Molemmissa malleissa solujen koko z-suuntaan kasvoi kertoimella 1,08, jolloin susceptibiliteettimallin kokonaissyvyudeksi tuli noin 1 050 metriä ja tiheysmallin noin 1 060 metriä. Malleissa on aktiivisten solujen lisäksi käytössä 5 kappaletta “padding” -soluja mallin jokaisella reunalla sekä mallin alapuolella. “Padding” -solujen koko kasvoi kertoimella 1,5. Susceptibiliteettimallin ja tiheysmallin mallinnusalueiden koordinaattien rajat (myös interpoloitujen aineistojen x-y koordinaattien) on esitetty kuvassa 20.

1.	Active Volume (m)	Active Volume (m)	2.
	Min X: 524000	Min X: 523550	
	Max X: 525825	Max X: 526300	
	Min Y: 7487850	Min Y: 7488550	
	Max Y: 7491475	Max Y: 7491000	
	Min Z: -802.95	Min Z: -837.62	
	Max Z: 246.48	Max Z: 223.54	

Kuva 20: 1. Magneettisen susceptibiliteettimallin mallinnusalueen rajat. 2. Painovoiman tiheysmallin mallinnusalueen rajat. *Systemaattinen magneettinen mittausaineisto ja Painovoimalinjat* © Geologian tutkimuskeskus 2019.

Korkeusaineisto oli mahdollista ladata maanmittauslaitoksen sivulta (2 m DEM, karttalehdet U5213A, U5213B, U5211H ja U5211G, ladattu 3.2.2022). Susceptibiliteettimallissa sensorin korkeus valittiin vakioksi 1,5 m DEM-pinnan yläpuolella ja tiheysmallissa sensorin korkeus valittiin vakioksi 0 m DEM-pinnan yläpuolella. Ladatusta korkeusaineistossa luotiin 2D-gridi interpoloimalla aineisto “direct-gridding” -menetelmällä 25 metrin solukoolla (Kuva 21). Interpolointimenetelmä valittiin, koska se vaikutti aineistolle sopivalta vaihtoehtona olleista interpolointimenetelmistä (Sequent, 2020). Interpoloidun

gridin maksimi arvo on 246 metriä ja minimi arvo 194 metriä merenpinnan yläpuolella. Suurimmalla osalla mallinnusalueetta on melko pienet korkeuserot.



Kuva 21: Mallinnuksessa käytettyjen magneettisen ja Bouguer-anomalian interpoloitujen gridien ulottuvuudet suhteessa toisiinsa: 1. Magneettinen mallinnusalue (y-suunnassa pidempi alue) 2. Painovoiman mallinnusalue (x-suunnassa leveämpi alue) ja alueiden korkeusvaihtelut. Korkeusaineisto interpoloituina 25 metrin solukoolla “direct gridding” -menetelmällä. Korkeus-gridin maksimi- ja miniarvo ovat 246 m ja 194 m merenpinnan yläpuolella. *Maanmittauslaitos: Korkeusmalli 2m DEM. Karttalehdet U5213A, U5213B, U5211H ja U5211G. Ladattu 3.2.2022.*

Magneettisessa susceptibiliteettimallinnuksessa täytyy tuntea Maan magneettikentän voimakkuus ja suunta mittausalueella mittausten ajankohtana (Williams, 2008), jotka saadaan IGRF:n avulla (NOAA, Haettu 9.5.2022). Kentän arvojen laskeminen onnistuu myös suoraan VOXI:ssa. Arvot laskettiin päivälle 13.10.2019, joka oli lähellä mittausten suorituspäivämäärien keskikohtaa. Totaalikentän arvoksi saatiin tuolloin 53 719 nT (merenpinnan tasossa), inkliinaatioksi 77,6° ja deklinaatioksi 13,1°.

VOXI:ssa käytetyn mittausaineiston virheen suuruus oli mahdollista määrittää absoluuttisena, suhteellisenä tai keskihajonnan perusteella. Magneettiselle datalle absoluuttisen virheen suuruus oli 68,37 nT ja suhteellinen virhe 5 %. Painovoima datalle absoluuttisen virheen suuruus oli 0,04751 mgal ja suhteellinen virhe 5 %.

10 Inversiomallit ja tulosten tulkinta

Seuraavissa alakappaleissa esitellään magneettisessa ja painovoimamallinnuksessa luotuja malleja, joihin viitataan aakkosilla. Mallien tyyppi (susceptibiliteetti vai tiheys), käytetty virhe, mahdollinen ala- ja/tai yläraja sekä mallin vaihteluväli on esitetty taulukossa 2. Työssä on esitetty useampia erilaisia malleja mallinnuksen monikäsitteisyyden vuoksi (kappale 6.1).

	k	ρ	virhe	rajoitettu	vaihteluväli
Malli A	x		suhteellinen	ei	-1,79–1,76 SI
Malli B	x		suhteellinen	ala- ja yläraja	-0,01–1,0 SI
Malli C	x		absoluuttinen	ei	-1,88–4,06 SI
Malli D	x		suhteellinen	aläraja	-0,01–1,62 SI
Malli F		x	absoluuttinen	ei	-1,16–2,42 g/cm ³
Malli G		x	absoluuttinen	yläraja	-1,28–0,5 g/cm ³

Taulukko 2: Susceptibiliteettimallien A, B, C ja D sekä tiheysmallien F ja G käytetty virhe, mahdollinen ala- ja/tai yläraja sekä mallin vaihteluväli. *Systemaattinen magneettinen mittausaineisto ja Painovoimalinjat* © Geologian tutkimuskeskus 2019.

Susceptibiliteettimalleissa on keskenään samat väriskaalat, jotta mallien vertailu olisi selkeämpää. Vastaavasti myös painovoimalleissa on keskenään samat väriskaalat. Malleja tarkasteltaessa täytyy huomioida, että väriskaalojen maksimit ovat suuremmat kuin mallissa esitettävän susceptibiliteetti- tai tiheysjakauman maksimiarvo (kuvien kuvateks-

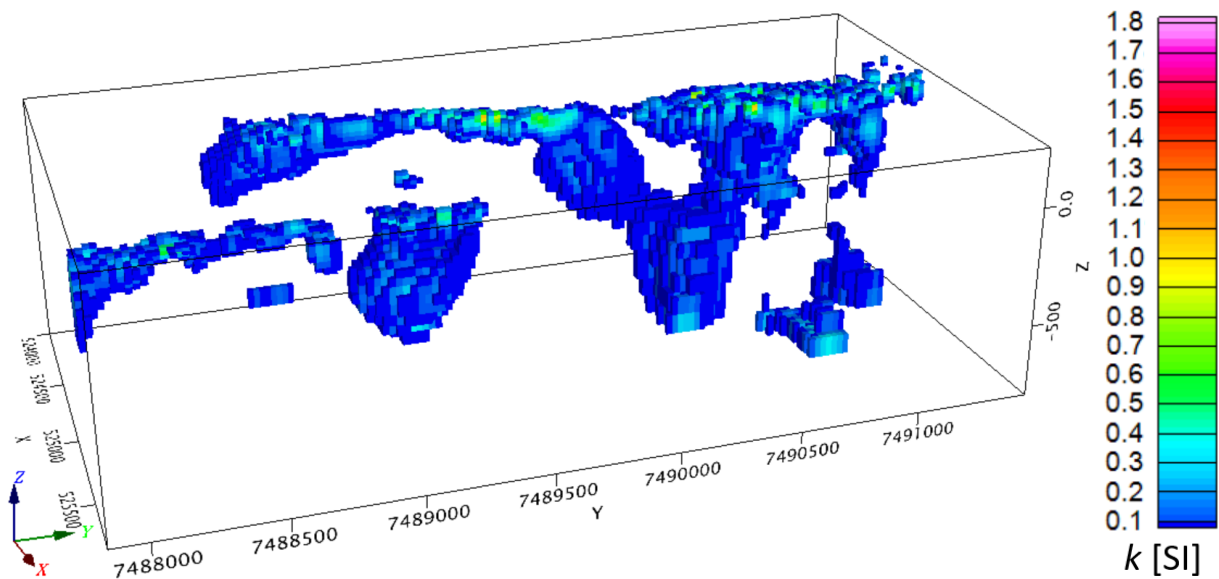
teissä tarkennusta). Magneettisten mallien tarkastelu on rajattu susceptibiliteettiarvosta 0,1 SI ylöspäin käsittäen selkeästi magneettiset osat (“tummansinisiet” mallikuvat) ja susceptibiliteettiarvosta 0,3 SI ylöspäin kuvaten vielä voimakkaammin magneettisia osioita (“vaaleansinisiet” mallikuvat). Mallien korkein kohta (DEM-aineiston perusteella) määrittää mallialueen ylätasoa eli suoraan sivusta katsottuna mallialueen yläraja on alueen korkeimman kohdan mukaan. Susceptibiliteettimallien inversioiden ajoissa kului noin 10 minuuttia, mutta painovoimainversiot olivat nopeampia.

10.1 Magneettiset 3D-inversiomallit

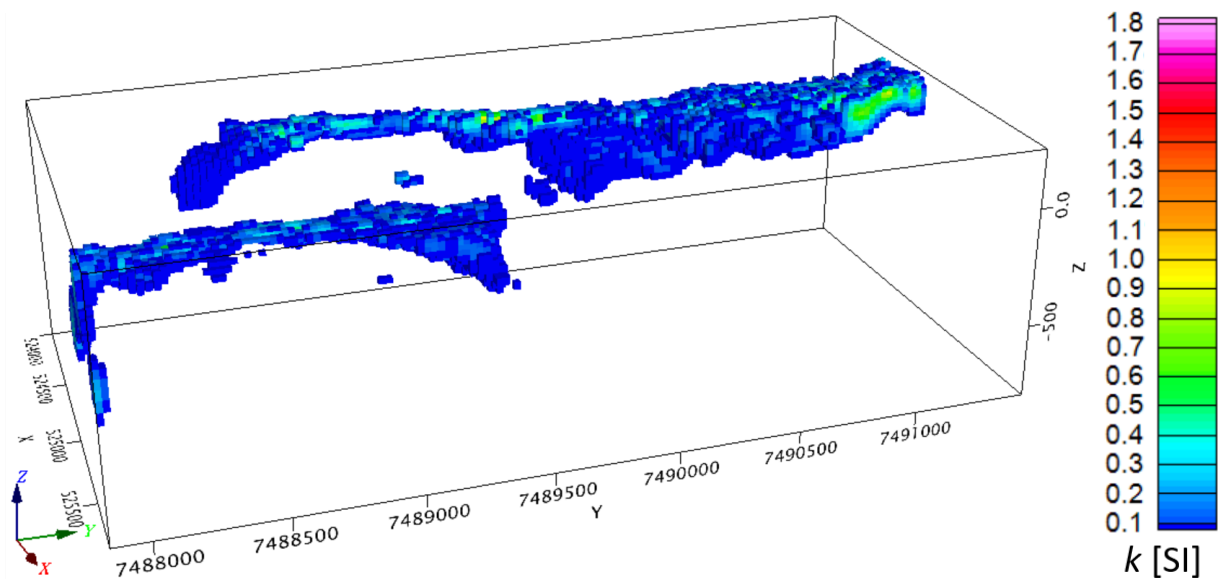
Susceptibiliteettimalliin A (kuvat 22, 24, 25 ja 26 sekä liitekuvat III, V, VII ja IX) valittiin suhteellinen virhe. Mallissa A ei rajoitettu susceptibiliteettia eli negatiiviset susceptibiliteetin arvot ovat myös mahdollisia. Mallin A susceptibiliteetin vaihteluväliksi tuli -1,79–1,76 SI (12 iteraatiota ja datan sovitus 0,96451). Susceptibiliteettimallissa C (liitekuva I) käytettiin absoluuttista virhettä ja samaan tapaan rajoittamatonta susceptibiliteettia, jolloin susceptibiliteetin vaihteluväliksi tuli -1,88–4,06 SI (12 iteraatiota ja datan sovitus 1,0355).

Vertaillen malleja A (kuva 22) ja C (kuva I) keskenään, voidaan sanoa, että mallit ovat pääasiassa samankaltaiset. Molemmilla malleilla A ja C kuvissa esitetty susceptibiliteettijakauma sijoittuu osaksi lähelle pintaa, mutta jatkuu paikoin myös syvemmälle. Malleissa on eroa mallin pohjoispäädyssä, missä mallissa C susceptibiliteettijakauma ulottuu syvemmälle. Mallissa C on myös muutamia soluja, joissa susceptibiliteetin arvo on hyvin suuri (max. 4,06 SI).

Mallien susceptibiliteettia voi rajoittaa esimerkiksi petrofysiikan aineiston pohjalta (Williams, 2006). Kappaleen 7 perusteella Tanhuan kiviläytöiden, joiden susceptibiliteetti on suurempi kuin 0,1 keskiarvo on noin 0,42 SI. Kiviläytöiden joukossa on pari kiviläytettä, joiden susceptibiliteettien arvot ovat huomattavan suuria (mm. 2,05 SI ja 1,11 SI). Tämän perusteella mallissa B (kuvat 23, 24, 25 ja 27 sekä liitekuvat IV, VI, VIII ja X) susceptibiliteetin yläraja rajoitettiin 1,0:aan SI. Alaraja rajoitettiin -0,01:een SI. Malliin B valittiin suhteellinen virhe ja susceptibiliteetin vaihteluväliksi tuli -0,01–1,0 SI (11 iteraatiota ja datan sovitus 1,0206).



Kuva 22: Suskeptibiliteettimallin A suskeptibiliteettijakauma välillä 0,1–1,76 (max.) SI kaakosta kuvattuna (väriskaala 0,1–1,8 SI). *Mallinnettava alkuperäisaineisto: Systemaattinen magneettinen mittausaineisto © Geologian tutkimuskeskus 2019. Mallinnuksessa käytössä korkeus DEM 2 m: Maanmittauslaitos, ladattu 3.2.2022.*

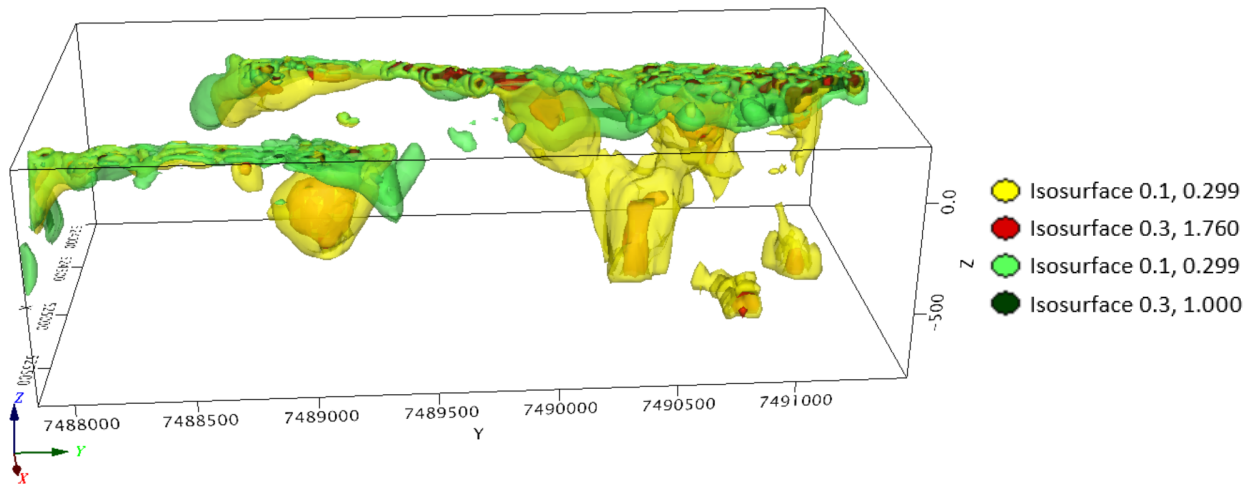


Kuva 23: Suskeptibiliteettimallin B suskeptibiliteettijakauma välillä 0,1–1,0 (max.) SI kaakosta kuvattuna (väriskaala 0,1–1,8 SI). *Mallinnettava alkuperäisaineisto: Systemaattinen magneettinen mittausaineisto © Geologian tutkimuskeskus 2019. Mallinnuksessa käytössä korkeus DEM 2 m: Maanmittauslaitos, ladattu 3.2.2022.*

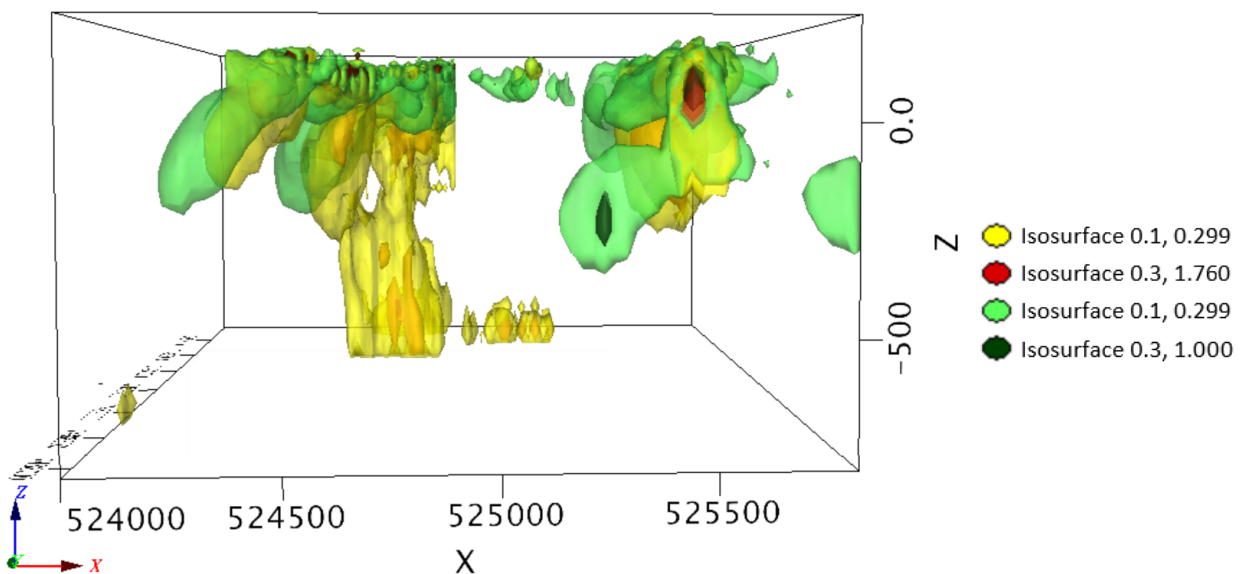
Mallissa D (liitekuva II) käytettiin myös suhteellista virhettä, mutta susceptibiliteetille annettiin vain alaraja $-0,01$, jolloin korkeimmaksi susceptibiliteetti-arvoksi tuli $1,62$ (14 iteraatiota ja datan sovitus $1,0001$). Vertailun vuoksi, kun absoluuttisen virheen mallissa oli rajoitettu vain susceptibiliteetin alaraja, korkeimmaksi susceptibiliteetti-arvoksi tuli $2,00$. Vertaillen malleja B (kuva 23) ja D (liitekuva II) keskenään, voidaan sanoa, että kuvissa esitetyt susceptibiliteettijakaumat ovat sijoittuneet lähelle pintaa – Mallissa D susceptibiliteettijakauma on ehkä hieman leveämpi ja mallissa B hieman syvempi. Mallit eivät kuitenkaan huomattavasti eroa toisistaan.

Vertaillen malleja A (susceptibiliteetiltään rajoittamaton, $\max. k = -1,79-1,76$ SI) ja B (susceptibiliteetiltään rajoitettu, $k = -0,01-1,0$ SI) voidaan sanoa, että ne toteuttavat datan lähes yhtä hyvin (datan sovitus), mutta susceptibiliteettijakaumissa on eroja. Susceptibiliteetiltään rajoittamattomassa mallissa, malli A (kuva 22 ja liitekuva III), inversio on pyrkinyt sijoittamaan kuvissa esitetyn susceptibiliteettijakauman syvemmälle. Kun susceptibiliteettia on rajoitettu, malli B (kuva 23 ja liitekuva IV), susceptibiliteettijakauma keskittyy lähemmäs pintaa. Mallissa B (liitekuvat VI ja VIII) inversio on luonut myös susceptibiliteettijakauman, joka vaikuttaa kaatuvan selkeämmin länteen kuin mallissa A (liitekuvat V ja VII).

Mallien A ja B inversiotuloksia tarkasteltiin myös toisiaan leikkaavina sama-arvopintoina (kuvat 24 ja 25; mallit A ja B yksinään liitekuvat IX ja X). Sama-arvopintoja tarkastelemalla pystyy hahmottamaan mallien keskinäiset yhtäläisyydet ja erot. Molemmissa malleissa on kaksi pohjois-etelä(lounas)-suuntaista magneettista osiota, jotka ovat hyvin epäsäännöllisen muotoisia. Karkeasti sanottuna molemmissa malleissa suurimmat susceptibiliteetin arvot, mallissa A välillä $0,3-1,76$ SI ja mallissa B välillä $0,3-1,0$ SI, keskittyvät pääasiassa magnetoituneiden ($> 0,1$ SI) osien keskiosiin. Erona malliin B on, että mallissa A on myös syvemmällä ja, jopa mallin pohjalla pieniä osioita, joissa on suuria susceptibiliteetin arvoja.



Kuva 24: Suskeptibiliteettimallin A suskeptibiliteettijakauman sama-arvopinnat välillä 0,1–0,299 ja 0,3–1,76 (max.) keltapunaisella ja suskeptibiliteettimallin B suskeptibiliteettijakauman sama-arvopinnat välillä 0,1–0,299 ja 0,3–1,0 (max.) vihreällä idästä kuvattuna. Mallinnettava alkuperäisaineisto: Systemaattinen magneettinen mittausaineisto © Geologian tutkimuskeskus 2019. Mallinnuksessa käytössä korkeus DEM 2 m: Maanmittauslaitos, ladattu 3.2.2022.

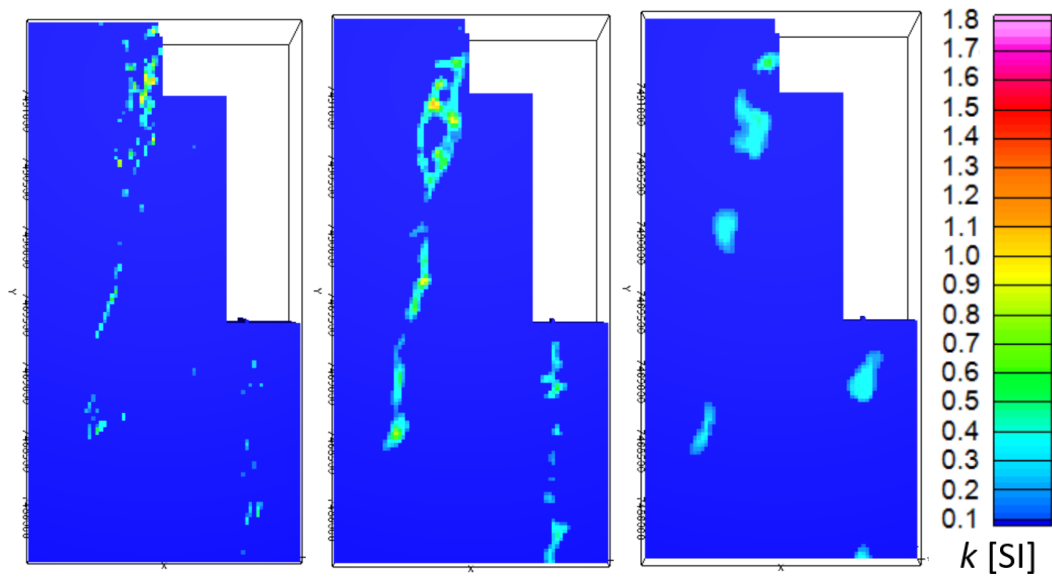


Kuva 25: Suskeptibiliteettimallin A suskeptibiliteettijakauman sama-arvopinnat välillä 0,1–0,299 ja 0,3–1,76 (max.) keltapunaisella ja suskeptibiliteettimallin B suskeptibiliteettijakauman sama-arvopinnat välillä 0,1–0,299 ja 0,3–1,0 (max.) vihreällä etelästä kuvattuna. Mallinnettava alkuperäisaineisto: Systemaattinen magneettinen mittausaineisto © Geologian tutkimuskeskus 2019. Mallinnuksessa käytössä korkeus DEM 2 m: Maanmittauslaitos, ladattu 3.2.2022.

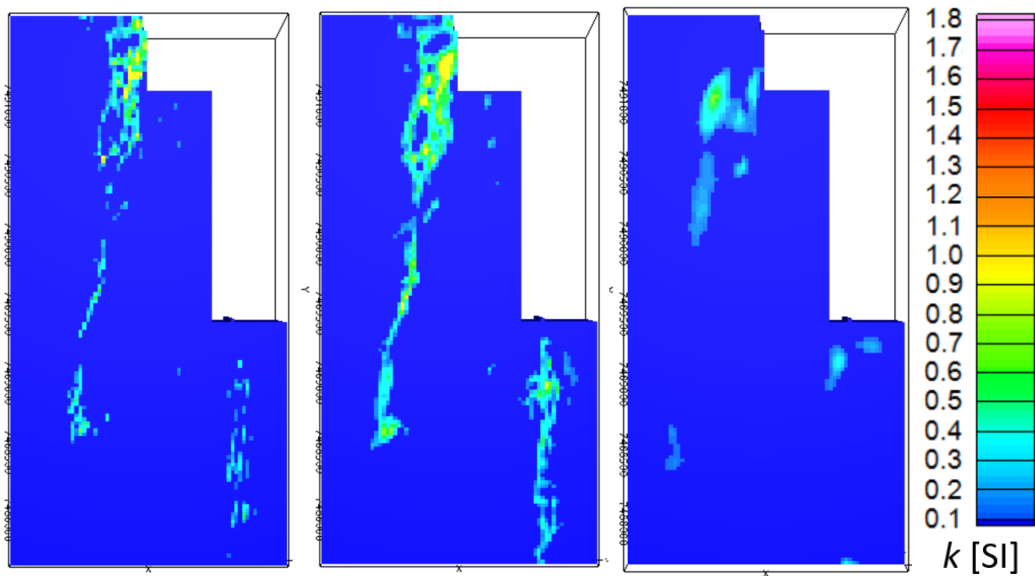
Mallien A ja B syvyysulottuvuudet ovat hyvin vaihtelevia mallien eri osissa. Mallissa A (kuva 22 ja liitekuva V) kuvissa esitetty susceptibiliteettijakauma alkaa läheltä maanpintaa ja ylettyy pääasiassa 100–0 metriin (merenpinnan yläpuolella). Enimmillään se ylettyy noin 200–300 metrin syvyyteen (merenpinnan alapuolella), mutta jatkuu pohjoisosassa mallin pohjaan asti noin 700 metriin (merenpinnan alapuolella). Mallin B (kuva 22 ja liitekuva VI) kuvissa esitetty susceptibiliteettijakauma alkaa läheltä maanpintaa ja ylettyy pääasiassa 100–0 metriin (merenpinnan yläpuolella). Enimmillään se ylettyy porrasmaisesti noin 200–300 metrin syvyyteen (merenpinnan alapuolella).

Mallin A (kuva 22) kuvassa esitetty susceptibiliteettijakauma on hieman kapeampi (x-suunta), kuin mitä mallin B (kuva 23) kuvassa esitetty susceptibiliteettijakauma. Malli A on leveimmillään (x-suunnassa) pohjoisosassa, missä se on noin 400–500 metriä. Malli B on leveimmillään yli 500 metriä. Susceptibiliteetiltään rajoitettu malli B, on yleisesti leveämpi kuin susceptibiliteetiltään rajoittamaton malli A. Molemmissa malleissa alueen länsipuoleinen magneettinen osa on noin 3,0 kilometriä pitkä (y-suunnassa) ja itäpuoleinen magneettinen osa noin 1,5 kilometriä pitkä.

Mallien A ja B susceptibiliteettijakaumaa on tarkasteltu myös ylhäältä päin tasoleikkauskuvina (kuvat 26 ja 27). Kuvat ovat kolmelta eri syvyydeltä: 180 metriä, 120 metriä ja 0 metriä merenpinnan yläpuolella. Kuvista nähdään mallin A susceptibiliteetin välillä 0,1–1,76 SI ja mallin B susceptibiliteetin välillä 0,1–1,0 SI jakautuminen eri syvyyksillä. Kuvista voi nähdä, että Mallissa B on suhteessa laajemmalla alueella susceptibiliteetin $> 0,1$ SI arvoja, kuin mitä Mallissa A. Susceptibiliteetin rajoituksesta johtuen, mallissa A on soluja, joissa on suurempia susceptibiliteetin arvoja. Tasoleikkauskuvien perusteella vaikuttaa, että muodostuman magneettiset osat eivät muodostu täysin yhtenäisestä osasta vaan pienemmistä vaihtelevan susceptibiliteetin omaavista osista.



Kuva 26: Suskeptibiliteettimallin A susceptibiliteettijakauma välillä -1,79–1,76 (max.) SI (väriskaala 0,1–1,8 SI). Vasemmalta oikealle 180 m, 120 m, 0 m merenpinnan yläpuolella. *Mallinnettava alkuperäisaineisto: Systemaattinen magneettinen mittausaineisto © Geologian tutkimuskeskus 2019. Mallinnuksessa käytössä korkeus DEM 2 m: Maanmittauslaitos, ladattu 3.2.2022.*



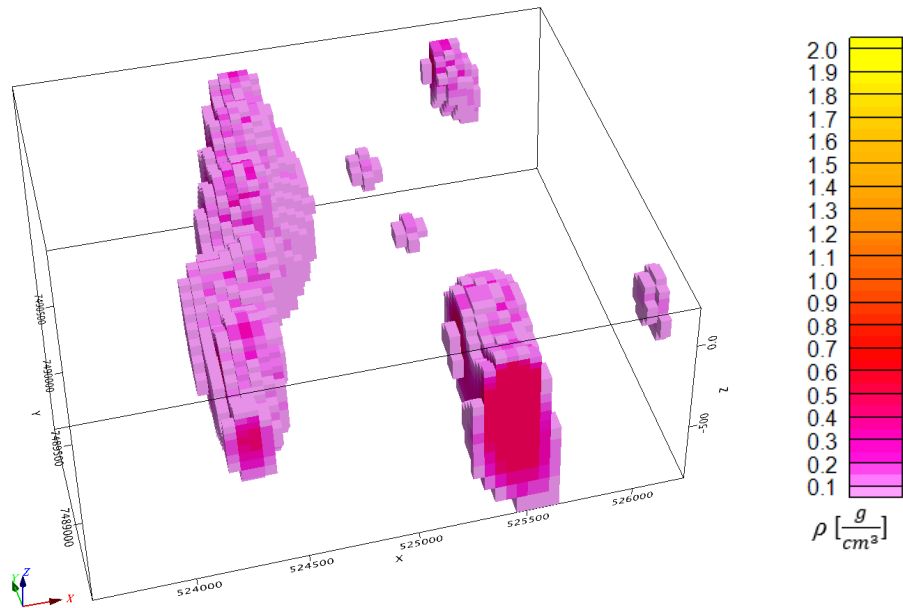
Kuva 27: Suskeptibiliteettimallin B susceptibiliteettijakauma välillä -0,01–1,0 (max.) SI (väriskaala 0,1–1,8 SI). Vasemmalta oikealle 180 m, 120 m, 0 m merenpinnan yläpuolella. *Mallinnettava alkuperäisaineisto: Systemaattinen magneettinen mittausaineisto © Geologian tutkimuskeskus 2019. Mallinnuksessa käytössä korkeus DEM 2 m: Maanmittauslaitos, ladattu 3.2.2022.*

10.2 Painovoiman 3D-inversiomallit

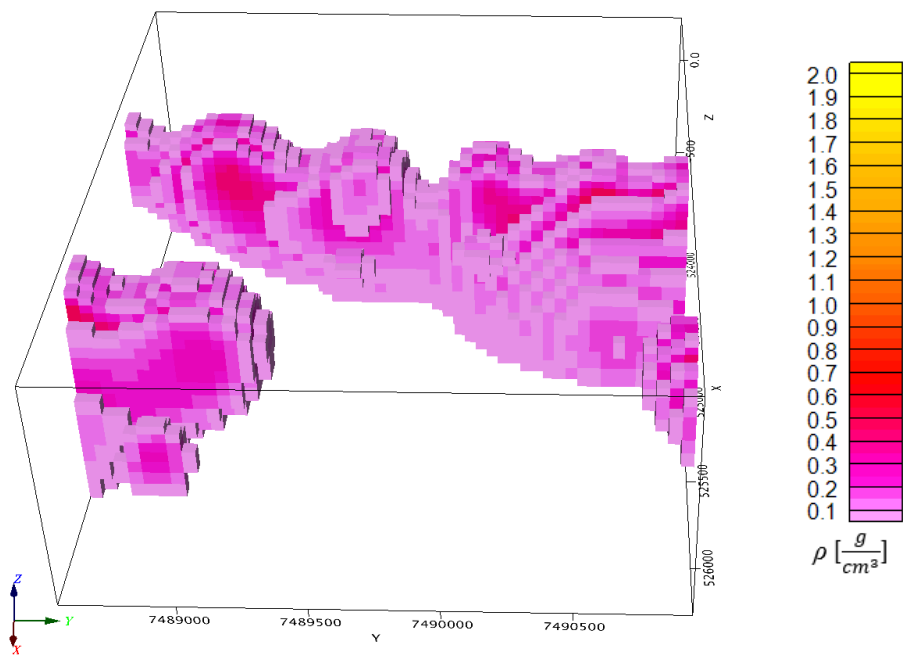
Painovoimainversiossa oli käytössä kuusi painovoimalinjaa (kuva 1). Linjojen välimatkat ovat noin 300–600 metriä, mikä muodostaa huomattavasti harvemman data-alueen kuin magneettisen aineiston tapauksessa. Tiheysmalliin F (liitekuvat XI, XII ja XIII) valittiin absoluuttinen virhe. Mallin F suhteelliseksi tiheysvaihteluksi tuli $-1,16$ – $2,42$ g/cm³ (14 iteraatiota ja datan sovitus 0,98289). Mallin F tiheysvaihtelun maksimiarvo $2,42$ g/cm³ on melko suuri. Tiheyttä voi rajoittaa petrofysiikan aineiston pohjalta (Williams, 2006).

Kappaleen 7 perusteella Tanhuan alueen suprakrustisten kivien tiheydet vaihtelevat noin välillä $2,6$ – $2,8$ g/cm³ (tiheyksien keskiarvo noin $2,7$ g/cm³) ja gabrojen tiheydet vaihtelevat noin välillä $2,9$ – $3,3$ g/cm³ (tiheyksien keskiarvo noin $3,1$ g/cm³). Kivinäytteiden joukossa on lisäksi pari suuremman tiheyden omaavaa näytettä. Suprakrustisten kivien ja gabrojen tiheyskontrasti on noin $0,1$ – $0,2$ g/cm³. Oksididioriitin ja oksidigraniitin tiheydet ovat noin $2,7$ – $3,0$ g/cm³ (tiheyksien keskiarvo noin $2,8$ g/cm³) eli osalla niistä on suhteellisen alhainen tiheys, joten ne voivat olla osin tiheydeltään samansuuruisia suprakrustisten kivien kanssa.

Mallissa F tiheimpiä osia (max $2,42$ g/cm³) ympäröivät kivet käsittävät suurimaksi osaksi välin $-0,1$ – $0,1$ g/cm³. Kun niiden ajatellaan edustavan gabromuodostumaa ympäröiviä suprakrustisia kiviä, joiden tiheydet ovat noin $2,6$ – $2,8$ g/cm³, olisi tiheimpien osien tiheydet tällöin yli $5,0$ g/cm³. Tämän perusteella tiheyttä rajoitettiin melko voimakkaasti ja malliin G (kuvat 28, 29 ja 30) tiheyden ylärajaksi valittiin $0,5$ g/cm³. Tiheysmalliin G valittiin myös absoluuttinen virhe. Mallin G suhteelliseksi tiheysvaihteluksi tuli $-1,28$ – $0,5$ g/cm³ (12 iteraatiota ja datan sovitus 0,99970). Tällöin kivien maksimitiheydet olisivat noin $3,3$ g/cm³, mikä on jo lähempänä alueelle tyypillisten kivien tiheyksien arvoja.



Kuva 28: Tiheysmallin G suhteellinen tiheysjakauma 0,1–0,5 (max.) g/cm³ lounaasta/etelästä kuvattuna (väriskaala 0,1–2,0 g/cm³). Mallinnettava alkuperäisaineisto: Painovoimalinjat © Geologian tutkimuskeskus 2019. Mallinnuksessa käytössä korkeus DEM 2 m: Maanmittauslaitos, ladattu 3.2.2022.



Kuva 29: Tiheysmallin G suhteellinen tiheysjakauma 0,1–0,5 (max.) g/cm³ idästä kuvattuna (väriskaala 0,1–2,0 g/cm³). Mallinnettava alkuperäisaineisto: Painovoimalinjat © Geologian tutkimuskeskus 2019. Mallinnuksessa käytössä korkeus DEM 2 m: Maanmittauslaitos, ladattu 3.2.2022.

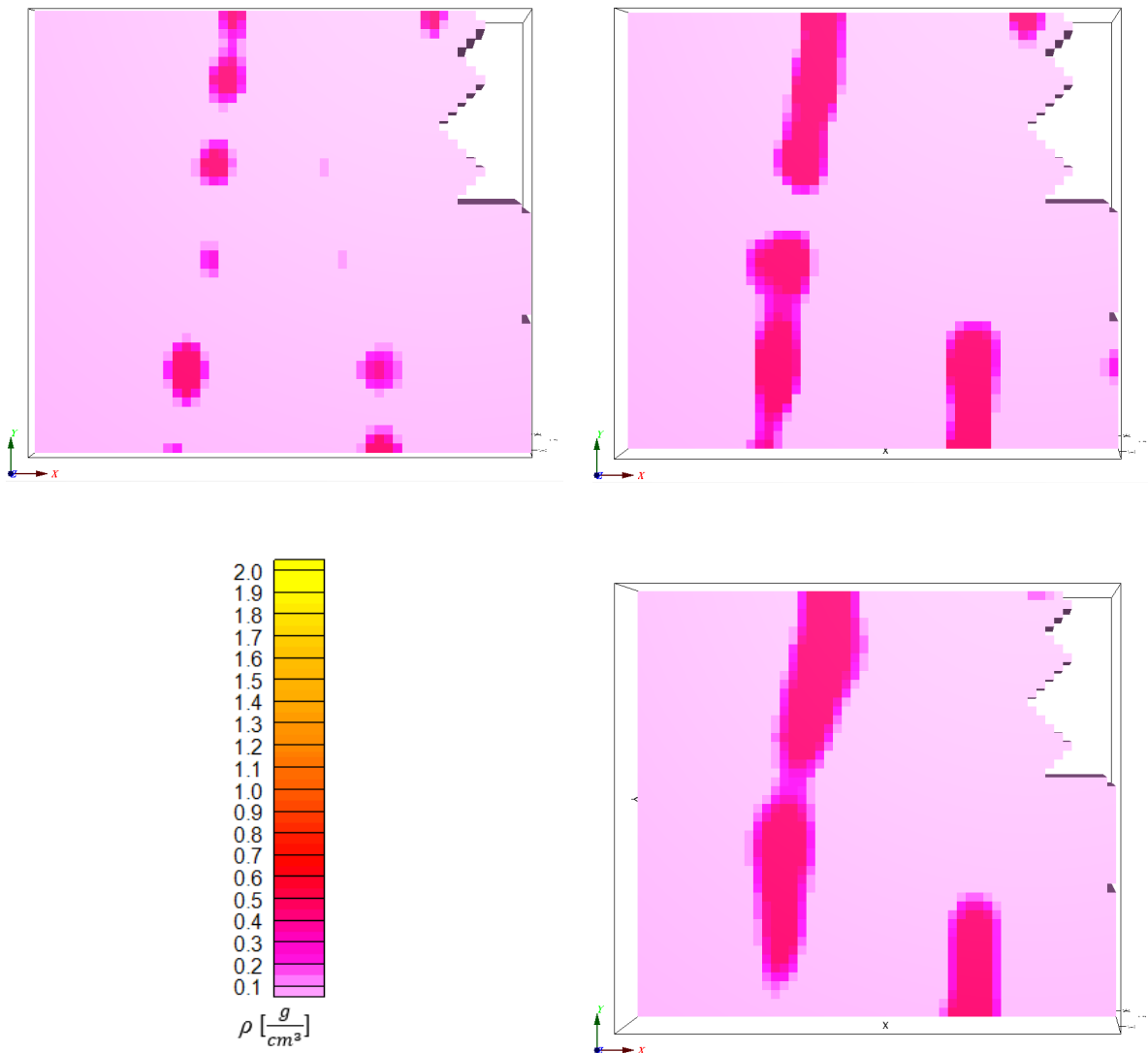
Mallissa G (kuvat 28 ja 29) on havaittavissa kaksi suuremman tiheyden omaavaa osiota vastaavasti kuin susceptibiliteettimalleissa on kaksi magneettista aluetta. Koillisnurkassa on lisäksi pienempi suuremman tiheyden omaava kappale. Huomioitavaa on, että kyseiseltä alueelta on hieman vähemmän dataa, koska pohjoisemmat painovoimalinjat ovat hieman lyhyempiä. Isoimpien kappaleiden keskellä on myös kaksi paljon pienempää suuremman tiheyden omaavaa kappaletta. Linjalla L89600 (kuva 14) sekä interpoloidussa aineistossa (kuvat 15 ja 18) on voimakkaimpia positiivisia anomaliaita heikompi anomalin alue kyseisessä kohdassa.

Mallin G (kuva 28) tiheysjakauma $0,1\text{--}0,5\text{ g/cm}^3$ on melko epäsäännöllisen muotoinen. Karkeasti voi sanoa, että mallinnusalueen länsipuoleinen muodostuma on pinnastaan noin 250 metriä leveä (x-suunnassa) ja leveimmillään noin 550 metriä hieman syvemmällä. Kaksi isointa itäpuoleista kappaletta ovat noin 300 metriä leveitä. Erityisesti mallinnusalueen pohjoisosassa inversio on pyrkinyt jatkamaan tiheysjakautumaa mallin pohjaan asti – etelämmässä noin 300–500 metriin merenpinnan alapuolelle. Länsipuoleinen osio on noin 2,4 kilometriä pitkä (y-suunnassa) ja itäpuoleinen osio noin 750 metriä pitkä. Tiheysjakaumat loppuvat mallin pohjois- ja eteläreunoihin, mutta voivat mahdollisesti jatkua myös pidemmälle.

Malli G (kuvat 28 ja 29) ja malli F (liitekuvat XI ja XII) ovat ulottuvuuksiltaan pääpiirteiltään vastaavia. Erona on, että tiheydeltään rajoitetussa mallissa, malli G, kuvissa esitetty tiheysjakauma on hieman laajempi sekä syvyys-, että leveyssuunnassa. Tiheydeltään rajoittamattomassa mallissa, malli F, tiheysjakauma on hieman kapeampi. Maksimissaan se on noin 500 metriä leveä ja se ei ole sijoittunut aivan yhtä syvälle kuin mallissa G. Tiheysmalleissa kaateeseen viittaava rakenne ei ole aivan yhtä selkeä kuin susceptibiliteettimalleissa. Lisäksi tiheysmallit ovat sivusta katsottuna päältä hieman “aaltoileva”, mikä voi mahdollisesti aiheutua suuresta linjojen mittausvälistä suhteessa mallin solukokoon.

Mallin G (kuva 30) ja mallin F (kuva XIII) suhteellisia tiheysjakautumia on tarkasteltu myös ylhäältä päin tasoleikkauskuvina. Leikkaukset ovat kolmelta eri syvyydeltä, 80 metriä merenpinnan yläpuolella sekä 80 ja 300 metriä merenpinnan alapuolella. Tiheydeltään rajoittamattomassa mallissa, malli F, kaikkein tiheimmät osat erottuvat osittain erillisiksi kappaleiksi, mutta tiheydeltään rajoitetussa mallissa, malli G, tiheimmät osat sulautu-

vat erityisesti syvemmällä enemmän yhteen. Kun tiheyden ylärajaa on rajoitettu, malli G, tiheimmät osat “laajenevat” eli inversio sijoittaa tiheyttä laajemmalla ja tiheydeltään rajoittamattomassa mallissa, malli F, keskittää suuret arvot muutamiin soluihin. Kun mallin G tasoleikkauksia vertaa susceptibiliteettimallien A ja B tasoleikkauksiin (kuvat 26 ja 27), huomataan, että malli G ulottuu syvemmälle kuin mitä mallien A ja B susceptibiliteettijakaumat.



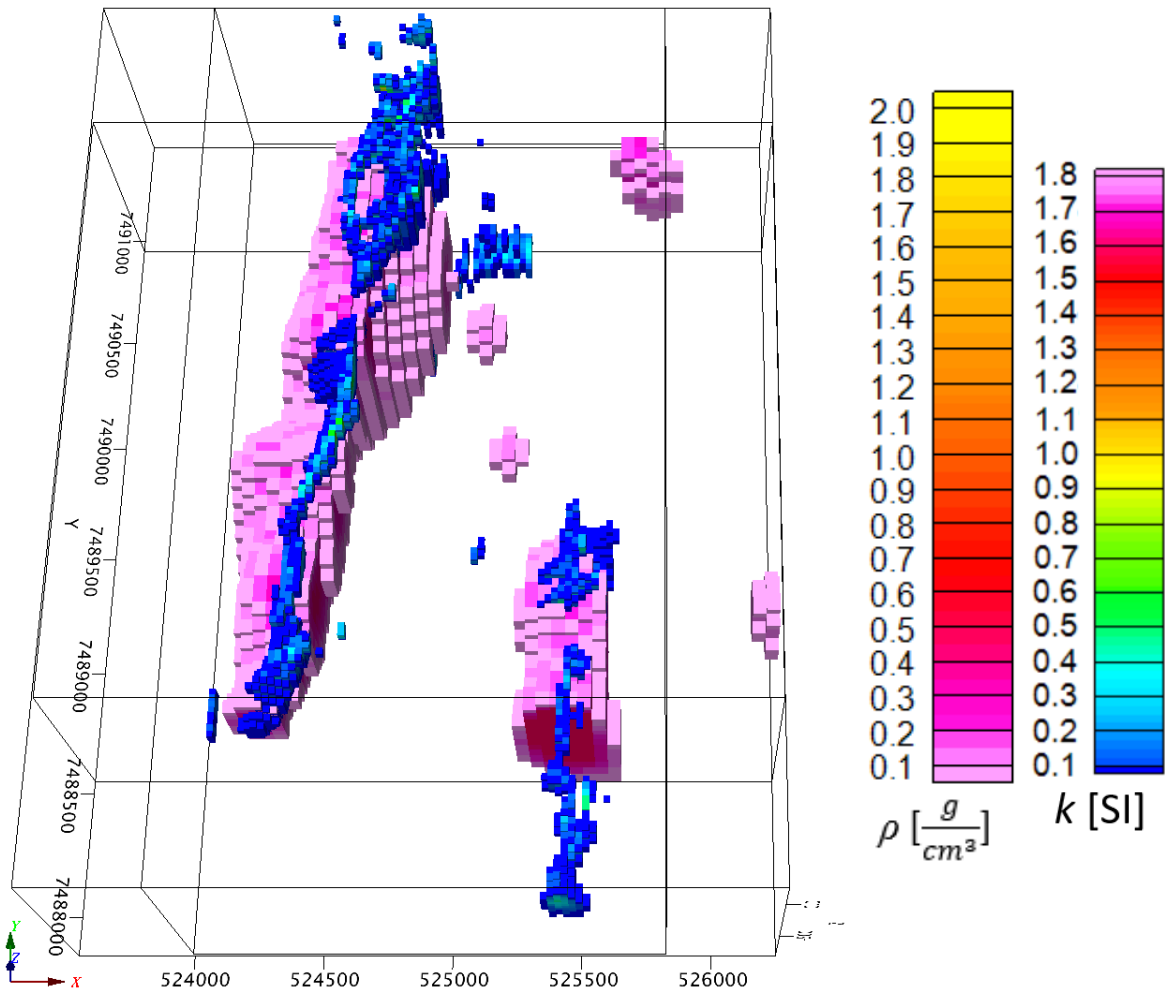
Kuva 30: Tiheysmallin G suhteellinen tiheysjakauma $-1,28-0,5$ (max.) g/cm^3 (väriskaala $0,1-2,0$ g/cm^3). Vasemmalta oikealle (ja alas) 80 m, -80 m, -300 m merenpinnan yläpuolella. *Mallinnettava alkuperäisaineisto: Painovoimalinjat* © Geologian tutkimuskeskus 2019. Mallinnuksessa käytössä korkeus DEM 2 m: Maanmittauslaitos, ladattu 3.2.2022.

10.3 Painovoimamallien ja magneettisten mallien yhdistettyä tulkintaa

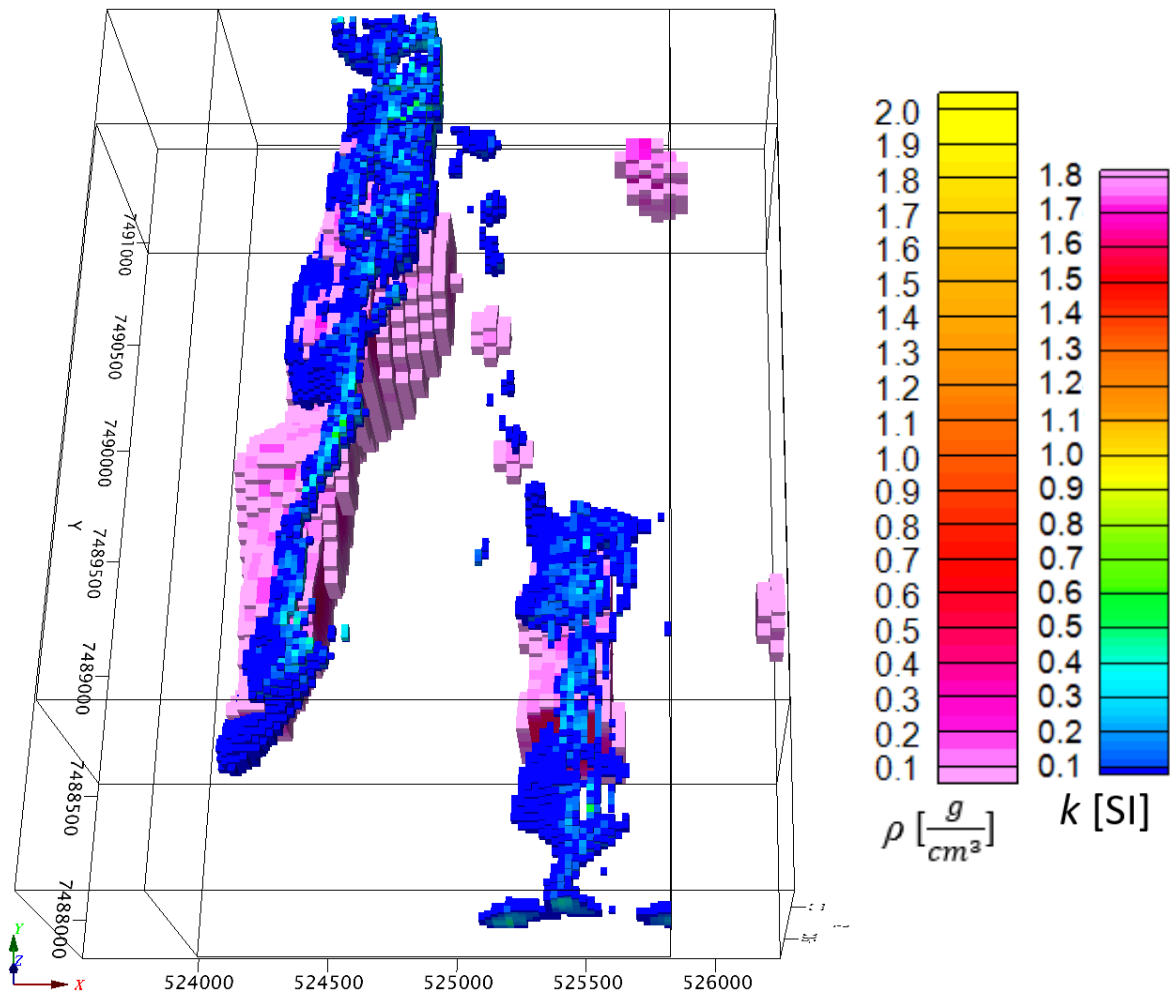
Mallin G tiheysjakaumaa tarkasteltiin myös yhdessä mallin A (malli AG: kuva 31 sekä liitekuva XIV) ja B (malli BG: kuva 32 sekä liitekuva XV) susceptibiliteettijakaumien kanssa. Täytyy huomioida, että painovoiman mallinnusalue on pohjois-etelä suunnassa hieman lyhyempi kuin magneettinen mallinnusalue (kappale 9.1, kuva 21). Tämän seurauksena tiheysjakauma näyttää loppuvan “seinään” ja susceptibiliteettijakauma jatkuu, mutta tiheysjakauma voi todellisuudessa hyvinkin jatkua etelämmäksi.

Vertaillessa malleja AG (kuva 31 sekä liitekuva XIV) ja BG (kuva 32 sekä liitekuva XV) keskenään voidaan sanoa, että niissä on huomattavia eroja, kun kyseessä on erilainen susceptibiliteettimalli. Mallin A kuvissa esitetty susceptibiliteettijakauma on hieman kapeampi ja jatkuu osin mallin G tiheysjakauman sisään. Mallin B susceptibiliteettijakauma leikkaa osin mallin G tiheysjakaumaa, mutta asettuu myös sen päälle. Yleisesti tiheysjakauma on sijoittunut hieman syvemmälle suhteessa susceptibiliteettijakaumiin. Kuvista havaitaan myös, että tiheysjakauma on laajempi suhteessa susceptibiliteettijakaumaan.

Malleista voi tulkita tiheimpien osien sijoittumista suhteessa magneettisiin osiin. Osa alueen kivistä vaikuttaa olevan suhteellisesti tiheämpiä, osa pelkästään magneettisia ja osa molempia, kuten petrofysiikkien aineistoja tarkastellessa todettiin (kappale 7). Malleista voi tarkastella tiheysmallista eroavia magneettisia osia, mutta esimerkiksi dioriittisiä ja granittisia (gabroja kevyempiä, mutta magneettisia) kiviä voi olla vaikea erottaa omiksi yksiköikseen. Epävarmuutta lisää inversiomallien erilainen solukoko. Täytyy muistaa, että tiheysmallin x-y-solukoko on kaksi kertaa suurempi kuin susceptibiliteettimallien.



Kuva 31: Suskeptibiliteettimallin A susceptibiliteettijakauma välillä 0,1–1,76 SI (väriskaala 0,1–1,8 SI) ja tiheysmallin G:n suhteellinen tiheysjakauma 0,1–0,5 g/cm³ (väriskaala 0,1–2,0 g/cm³) yhdessä etelästä kuvattuna. *Mallinnettava alkuperäisaineisto: Systemaattinen magneettinen mittausaineisto ja painovoimalinjat © Geologian tutkimuskeskus 2019. Mallinnuksessa käytössä korkeus DEM 2 m: Maanmittauslaitos, ladattu 3.2.2022.*



Kuva 32: Suskeptibiliteettimallin B suskeptibiliteettijakauma välillä 0,1–1,0 SI (väriskaala 0,1–1,8 SI) ja tiheysmallin G:n suhteellinen tiheysjakauma 0,1–0,5 g/cm³ (väriskaala 0,1–2,0 g/cm³) yhdessä etelästä kuvattuna. *Mallinnettava alkuperäisaineisto: Systemaattinen magneettinen mittausaineisto ja painovoimalinjat © Geologian tutkimuskeskus 2019. Mallinnuksessa käytössä korkeus DEM 2 m: Maanmittauslaitos, ladattu 3.2.2022.*

10.4 Suskeptibiliteettimallit yhdessä kairasydänten kanssa

Mallien A ja B suskeptibiliteettijakaumia tarkasteltiin lisäksi yhdessä kairasydämistä mitattujen suskeptibiliteettien kanssa. Tällä tarkastelulla voidaan arvioida, kumpi malleista olisi mahdollisesti realistisin. Kairanreikien sijainnit maanpinnalla on esitetty kappaleen 9 kuvissa 17 ja 18. Malleissa kairanreikiä on havainnollistettu 10 metrin kokoisilla rei'illä. Todelliset kairanreikien halkaisijat ovat huomattavasti pienempiä. Kairasydänten suskeptibiliteetit on esitetty sekä suskeptibiliteettimallien kanssa, että yksinään samasta kuvakulmasta. Kairasydänten suskeptibiliteetit on jaoteltu kolmeen väriryhmään: heikosti

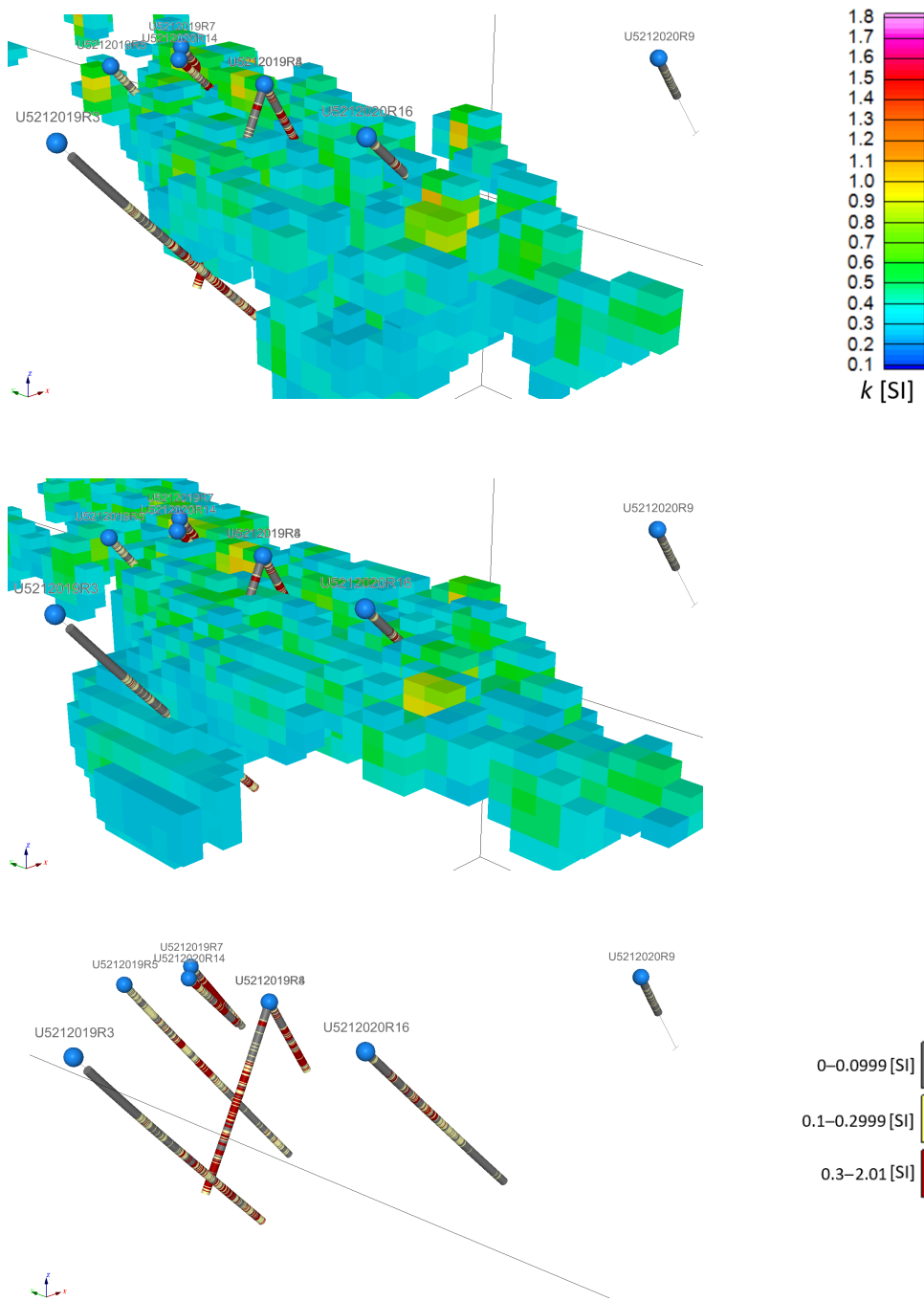
magneettiset 0–0,099 SI (harmaa), magneettiset 0,1–0,299 SI (keltainen) ja voimakkaasti magneettiset 0,3–2,01 SI (punainen).

Mallinnusalueen luoteisosasta (kuvat 33 ja 34 sekä liitekuva XVI) on tarkasteltu kairanreikiä, joista on mitattu susceptibiliteetit seuraavilta väleiltä noin metrin välein: R3: 23–349 m, R4: 6–109 m, R5: 3–350,8 m, R7: 5–124 m, R8: 5–234 m, R9: 5,05–73,5 m, R14: 4–101,6 m ja R16: 7,3–299,4 m. Tarkasteltaessa kyseisiä kairanreikiä ja susceptibiliteettimalleja lounaasta kuvattuna (liitekuva XVI) mallin A susceptibiliteettijakauma 0,1–1,76 SI jää hieman alemmas kuin mitä mallin B susceptibiliteettijakauma välillä 0,1–1,0 SI suhteessa kairanreikiin. Kairanreikien susceptibiliteettien keltaiset (0,1–0,29 SI) ja punaiset (0,3–2,01 SI) osiot jäävät paremmin mallin B sisään.

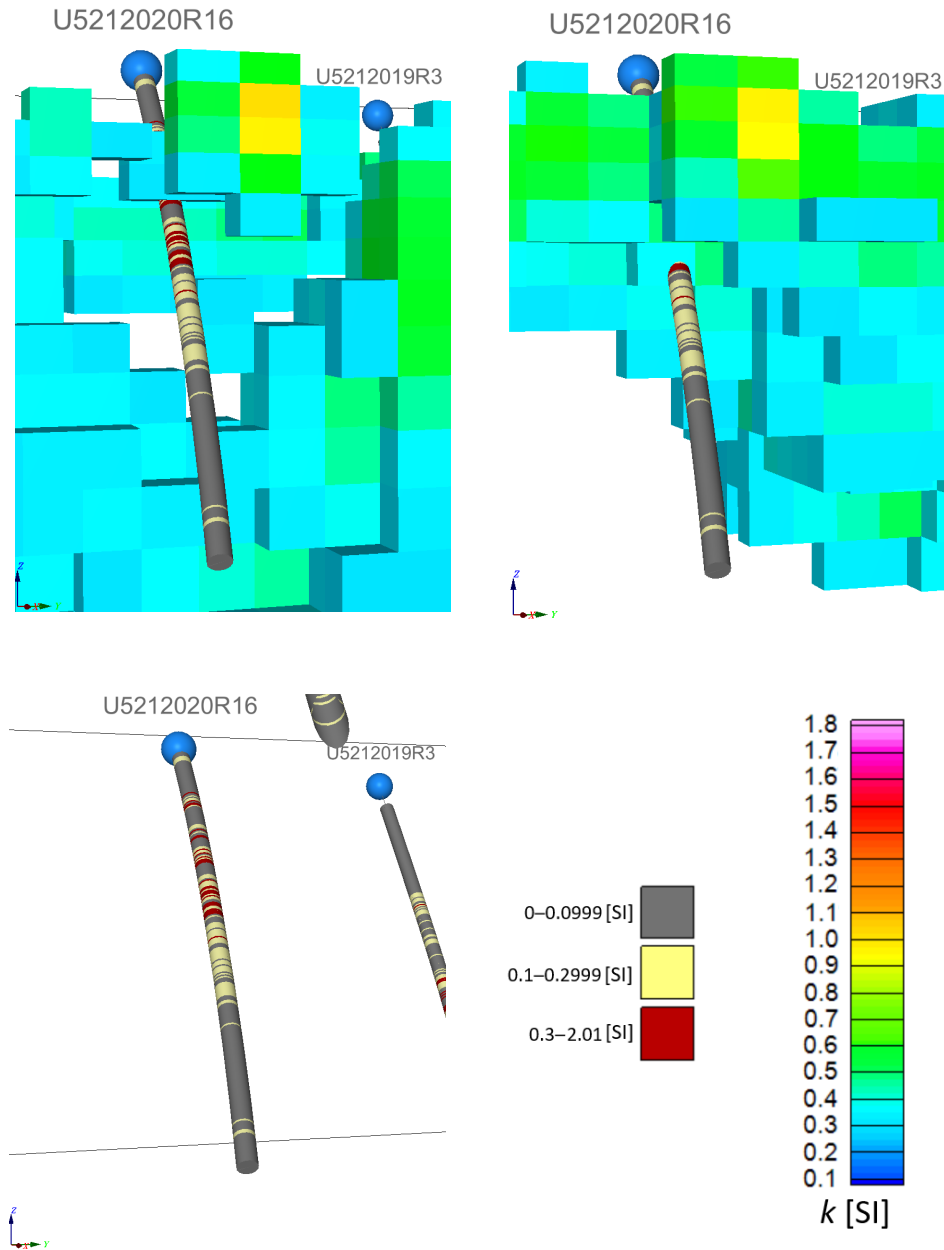
Selkeämmin eroja nähdään, kun tarkastelu rajataan hieman voimakkaammin magneettisiin osiin (kuva 33) eli tarkastellaan mallin A susceptibiliteettijakaumaa välillä 0,3–1,76 SI ja mallin B susceptibiliteettijakaumaa välillä 0,3–1,0 SI. Kairanreiät sivuavat osaksi mallin A susceptibiliteettijakaumaa. Kairanreikien keltaiset (0,1–0,29 SI) ja punaiset (0,3–2,01 SI) osiot jäävät paremmin mallin B sisään. Samanlainen havainto voidaan tehdä, kun kairanreikiä ja malleja tarkastellaan samalta alueelta idästä kuvattuna (kuva 34).

Mallinnusalueen kaakkoisosasta (liitekuvat XVII ja XVIII) on tarkasteltu kairanreikiä, joista on mitattu susceptibiliteetit seuraavilta väleiltä noin metrin välein: R10: 7,2–169,25 m ja R15: 6,5–147,35 m. Tarkasteltaessa kyseisiä kairanreikiä ja susceptibiliteettimalleja etelästä päin (liitekuvat XVII ja XVIII) nähdään, että mallit A ja B sivuavat kairanreikien harmaita (0–0,99 SI) osia, joissa on alhaisemmat susceptibiliteetit ja yhtyvät toisen kairanreiän kapeaan magneettisempaan osaan.

Vertaillen kairanreikien susceptibiliteettien jakautumista ja susceptibiliteettimallien susceptibiliteettien jakautumista, voidaan sanoa, että niissä on yhteneväisyyksiä, mutta myös eroja. Malli B näyttää korreloivan yleisesti paremmin kairanreikien susceptibiliteettimittausten kanssa kuin malli A. Täytyy kuitenkin muistaa, että remanentin magnetoituman läsnäolo aiheuttaa epävarmuutta malleihin, koska mallinnuksessa magnetoituman oletetaan olevan vain indusoitunutta magnetoitumaa (kappaleet 6.1 ja 6.4).



Kuva 33: Mallin A (ylin) susceptibiliteettijakauma välillä 0,3–1,76 SI ja mallin B (keskellä) välillä 0,3–1,76 SI (väriskaalat 0,1–1,8 SI) yhdessä kairasydämistä mitattujen susceptibiliteettien kanssa lounaasta kuvattuna (mallinusalueen luoteisosassa). Kairasydämet esitettynä myös yksinään samasta kuvakulmasta (alin). Kairansydänten susceptibiliteetit ovat harmaa: 0–0,0999 SI, keltainen: 0,1–0,2999 SI ja punainen: 0,3–2,01 SI. *Mallinnettava alkuperäisaineisto: Systemaattinen magneettinen mittausaineisto ja petrofysiikan laboratoriomittaukset* © Geologian tutkimuskeskus 2019. Mallinnuksessa käytössä korkeus DEM 2 m: Maanmittauslaitos, ladattu 3.2.2022.



Kuva 34: Mallin A (ylin) susceptibiliteettijakauma välillä 0,1–1,76 SI ja mallin B (keskellä) välillä 0,1–1,76 SI (väriskaalat 0,1–1,8 SI) yhdessä kairasydämistä mitattujen susceptibiliteettien kanssa idästä (alakulmasta) kuvattuna (mallinnusalueen luoteisosassa). Kairasydämet esitettynä myös yksinään samasta kuvakulmasta (alin). Kairansydänten susceptibiliteetit ovat harmaa: 0–0,0999 SI, keltainen: 0,1–0,2999 SI ja punainen: 0,3–2,01 SI. *Mallinnettava alkuperäisaineisto: Systemaattinen magneettinen mittausaineisto ja petrofysiikan laboratoriomittaukset © Geologian tutkimuskeskus 2019. Mallinnuksessa käytössä korkeus DEM 2 m: Maanmittauslaitos, ladattu 3.2.2022.*

11 Johtopäätökset

Tämän tutkielman tavoitteena oli luoda Tanhuan Kannusvaaran ja Markkinaselän alueella mitatun magneettisen mittaussaineiston pohjalta susceptibiliteettimalleja ja painovoima-aineiston pohjalta tiheysmalleja 3D-inversion avulla. Käytössä oli Geosoft Oasis Montaj ohjelma ja sen VOXI Earth Modelling lisäosa. Mallien rajoitteissa ja tulkinnessa hyödynnettiin petrofysiikan laboratoriomittausten tuloksia. Tavoitteena oli saada parempi käsitys intruusion magneettisten osien laajuudesta suhteessa intruusion magnetoitumattomiin osiin ja tukea näin Tanhuan gabron mineraalipotentialitutkimuksia.

Mallinnuksen tukena oli GTK:n petrofysiikan laboratoriossa mitatut petrofysiikan aineistot. GTK:n petrofysiikan mittausten perusteella Tanhuan Kannusvaaran ja Markkinaselän alueella esiintyy tiheitä gabroidisia kiviä (keskitiheys noin $3,1 \text{ g/cm}^3$), joista osa on magneettisia (susceptibiliteetin keskiarvo noin $0,42 \text{ SI}$, kun $k \geq 0,1$). Alueella esiintyy myös gabroidisia kiviä hieman alhaisemman tiheyden omaavia dioriittisia ja graniittisia kiviä (keskitiheys noin $2,8 \text{ g/cm}^3$), jotka ovat magneettisia (k :n keskiarvo noin $0,2 \text{ SI}$). Lisäksi alueella esiintyy alhaisemman tiheyden omaavia suprakrustisia kiviä (keskitiheys noin $2,7 \text{ g/cm}^3$). Alueen kivissä on lisäksi tavattu suhteellisen paljon remanenttia magnetoitumaa. Q-suhteiden keskiarvo on noin $0,9$ (ilman viittä suurinta arvoa).

Mallinnusten perusteella Tanhuan Kannusvaaran ja Markkinaselän alueen painovoima-anomalian aiheuttavat tiheet kivilajiyksiköt ja magneettisen anomalian aiheuttavat magneettiset kivilajiyksiköt, jotka osaksi leikkaavat toisiaan – eli osa kivistä on sekä tiheitä, että magneettisia. Magneettinen ja painovoima-anomaliavyöhyke muodostuvat pääosin kahdesta pohjois-etelä(lounais)-suuntaisesta epäsäännöllisestä osiosta. Tiheiden kivien muodostamat yksiköt ovat laajempia suhteessa niitä kapeampiin magneettisiin osiin. Magneettisten inversiotulosten perusteella intruusion magneettisten osien kaateet näyttävät olevan länteen päin. Painovoimainversiotulosten pohjalta kaateen suunta ei ole aivan yhtä selkeä.

Magneettiset alueet vaikuttavat koostuvan useammasta magnetoituneesta osasta, joiden susceptibiliteetin suuruus on välillä $0,1\text{--}1,7 \text{ SI}$. Viitteitä myös suuremmista susceptibiliteetin arvoista on ($2\text{--}4 \text{ SI}$), mutta kyseisiä arvoja esiintyy malleissa suhteessa vähän. Tiheysmallien perusteella painovoima-anomalian aiheuttaa samaan tapaan pääosin kaksi, epäsäännöllisen muotoista, suuremman tiheyden omaavaa osaa ja lisäksi pari pienempää

kappaletta. Tiheät osat ovat mahdollisesti yhtenäisempiä. Rajoittamattomassa mallissa tiheimmät osat erottuvat osittain erillisiksi kappaleiksi, mutta tiheydeltään rajoitetussa mallissa tiheimmät osat sulautuvat syvemmällä enemmän yhteen.

Suskeptibiliteettimallien perusteella magneettisen anomalian aiheuttajat ovat maksimissaan noin 400–500 metriä leveitä. Länsipuoleinen N-S suuntainen magneettinen anomaliajakso on noin 3,0 kilometriä pitkä ja itäpuoleinen noin 1,5 kilometriä pitkä. Tiheysmallien perusteella alueen länsipuoleisen painovoima-anomalia lähteen leveys vaihtelee noin 250–550 metrin välillä ja se on noin 2,4 kilometriä pitkä. Itäpuoleisen anomalia lähteen leveys on noin 300 metriä ja se on noin 750 metriä pitkä. Tiheät osat jatkuvat pituussuunnassa mahdollisesti mallinnusalueen ulkopuolelle.

Magneettisen anomalian aiheuttajat keskittyvät lähemmäs pintaa. Ne alkavat läheltä maanpintaa yltäen vaihtelevasti noin 100–0 metriin (merenpinnan yläpuolella) ja jatkuen enimmillään pääasiassa noin 200–300 metrin syvyyteen (merenpinnan alapuolella). Painovoima-anomalian aiheuttajat vaikuttavat jatkuvan yleisesti magneettista syvemmälle, jopa noin 500 metriin (merenpinnan alapuolella). Syvyysulottuvuudessa on paljon vaihtelua sekä magneettisten, että painovoimainversiomallien kanssa, erityisesti alueen pohjoisosassa, missä osassa malleista anomalia näyttää jatkuvan mallin pohjaan.

Aivan tutkimusalueen kaakkoisosassa, eteläisimmän painovoima-linjan L88600 itäisessä reunassa havaitaan pääosin vain magnetoitumaton, mutta tiheä osa, joka nähdään painovoima-inversiotuloksissa sekä “puuttavana” pseudopainovoimatuloksissa. Luotujen suskeptibiliteettimallien ja kairasydämistä mitattujen suskeptibiliteettien välillä on yhteneväisyyksiä, mutta myös eroja. Malli B näyttää korreloivan paremmin kairasydänten petrofysiikan kanssa.

Luoduista suskeptibiliteetti- ja tiheysmalleista on mahdollista tarkastella tiheiden ja magneettisten osien keskinäisiä suhteita ja arvioida alueen kivien petrofysikaalisten arvojen (tiheys ja suskeptibiliteetti) suuruuksia. Epävarmuutta malleihin lisää suskeptibiliteettimallinnusta häiritsevän remanentin magnetoituman lisäksi inversiomallien erilainen solukoko, joka tekee yksityiskohtaisemmasta määrittämisestä haastavampaa. Malleista voi tarkastella tiheysmallista eroavien magneettisten osien sijoittumista, mutta esimerkiksi dioriittisiä ja granittisia, gabroja kevyempiä, mutta magneettisia kiviä, on haastavaa erotella omiksi yksiköikseen.

Viitteet

- Airo, M.-L. (2005). Aerogeophysics in Finland 1972–2004: Methods, system characteristics and applications. *Geological Survey of Finland, Special Paper 39*, sivuja 197. https://www.researchgate.net/publication/234116136_Aerogeophysics_in_Finland_1972-2004_Methods_System_Characteristics_and_Applications.
- Airo, M.-L. (2015). Geophysical signatures of mineral deposit types – Synopsis. *Geological Survey of Finland, Special Paper 58*, sivut 9–70. ISBN: 978-952-217-337-9. <https://hakku.gtk.fi/>. https://tupa.gtk.fi/julkaisu/specialpaper/sp_058.pdf.
- Airo, M.-L., & Kiuru, R. (2012). Petrofysiikan perusteet: Kappale 4 Tiheys, sivut 28–41; Kappale 5 Magneettiset ominaisuudet, sivut 43–74. *University of Helsinki Report series in geophysics, No. 68*. ISBN: 978-952-10-7067-9. <http://hdl.handle.net/10138/34217>.
- ASC. (Haettu 1.6.2022.). “kt-20 magnetic susceptibility/conductivity/density meters”. ASC Scientific: Research Tools for the earth Sciences. <https://www.ascscientific.com/magnetic-susceptibility-systems/kt-20-magnetic-susceptibility-conductivity-density-meters/#:~:text=The%20KT%2D20%20is%20a,either%20magnetic%20susceptibility%20or%20conductivity>.
- Blakely, R. J. (1995, 10). Potential theory in gravity and magnetic applications: Chapter 12.3.1 Reduction to the pole, sivut 330–342; Chapter 12.4 Pseudogravity transformation, sivut 343–347; Chapter 12.5 Horizontal gradients and boundary analysis, sivut 347–350. *Cambridge University Press*. ISBN: 9780511549816. <https://doi.org/10.1017/CB09780511549816>.
- Brownscombe, W., Ihlenfeld, C., Coppard, J., Hartshorne, C., Klatt, S., Siikaluoma, J., & Herrington, R. (2015). Mineral deposits of Finland: Chapter 3.7 The sakatti Cu–Ni–PGE sulfide deposit in northern Finland. *Elsevier*, sivut 211–252. Maier, W. D., Lahtinen, R. & O’Brien, H. (toim.). ISBN: 978-0-12-410438-9. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-410438-9.00009-1>.

- Dehlinger, P. (toim.). (1978). Marine gravity: Chapter 5 Gravity measuring instruments. *Elsevier Oceanography Series*, 22, sivut 101–134. ISBN: 9780444416803. [https://doi.org/10.1016/S0422-9894\(08\)71155-3](https://doi.org/10.1016/S0422-9894(08)71155-3).
- Ellis, R. G., de Wet, B., & Macleod, I. N. (2012). Inversion of magnetic data from remanent and induced sources. *Taylor & Francis Online: ASEG Extended Abstracts – 22nd Geophysical Conference, 2012:1*, sivuja 4. <https://doi.org/10.1071/ASEG2012ab117>.
- Elo, S. (2022). *Sovelletun gravimetrian kurssi*. Seppo Elon sovelletun gravimetrian kurssi GTK:ssa keväällä 2022, diasarja luento 2, sivuja 74, 3.3.2022.
- Eloranta, E. (1988, 2). Geofysiikan kenttäteoria: Kappale 5.3.5 Magneettisten anomalioiden laskenta. *Säteilyturvakeskus STUK-A198, Toinen uudistettu painos. Yliopistopaino, Helsinki 2007*, sivut 207–211. <https://urn.fi/URN:NBN:fi-fe2014120249023>.
- GEM-systems. (Haettu 18.4.2022). “gem gsm-19 cost effective and high precision overhauser magnetometer”. <https://www.gemsys.ca/rugged-overhauser-magnetometer/>.
- Hanski, E. (2015). Mineral deposits of Finland: Chapter 2 Synthesis of the geological evolution and metallogeny of Finland. *Elsevier*, sivut 39–71. Maier, W. D., Lahtinen, R. & O'Brien, H. (toim.). ISBN: 978-0-12-410438-9. <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-12-410438-9.00002-9>.
- Hanski, E., & Huhma, H. (2005). Precambrian geology of Finland: Chapter 4 Central Lapland Greenstone Belt. *Developments in Precambrian Geology, Elsevier*, 14, sivut 139–193. Lehtinen, M., Nurmi, P. A. & Rämö, O. T. (toim.). ISBN: 9780444514219. [https://doi.org/10.1016/S0166-2635\(05\)80005-2](https://doi.org/10.1016/S0166-2635(05)80005-2).
- Huhma, H., Hanski, E., Kontinen, A., Vuollo, J., Mänttari, I., & Lahaye, Y. (2018). Sm–Nd and U–Pb isotope geochemistry of the Palaeoproterozoic mafic magmatism in eastern and northern Finland. *Geologian tutkimuskeskus: Bulletin 405*, Sivuja 153. ISBN 978-952-217-394-2. <https://hakku.gtk.fi/>. https://tupa.gtk.fi/julkaisu/bulletin/bt_405.pdf.

- Karinen, T., Hanski, E., & Taipale, E. (2015). Mineral deposits of Finland: Chapter 3.5 The Mustavaara Fe–Ti–V oxide deposit. *Elsevier*, sivut 179–194. Maier, W. D, and Lahtinen, R. & O’Brien, H. (toim.). ISBN: 978-0-12-410438-9. <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-12-410438-9.00007-8>.
- King, A. (2007). Review of geophysical technology for Ni–Cu–PGE deposits. *Proceedings of Exploration*, sivut 647–665. Milkreit, B. (toim.). https://www.google.com/url?sa=t&rct=j&q=&esrc=s&source=web&cd=&ved=2ahUKEwj6JSiyoz4AhXplosKHYYI4CZ8QFnoECAMQAQ&url=http%3A%2F%2Fwww.dmecc.ca%2Fex07-dvd%2FE07%2Fpdfs%2F45.pdf&usg=A0vVaw0WL0rTZxWzd2D3MBLHd7_5.
- Konnunaho, J. (henkilökohtainen tiedonanto 9.5.2022). Konnunaho Jukka, GTK, senior scientist, EuroGeol.
- Konnunaho, J., Karinen, T., Autio, U., & Telkkälä, P. (2022, 2). Mineral potential studies on Tanhua gabbro. *GTK:n Tutkimusraportti 66/2021*, sivuja 15. <https://hakku.gtk.fi/>. https://tupa.gtk.fi/raportti/arkisto/66_2021.pdf.
- Korvuo, E. (1977, 5). Kylälammen ja Kannusjängän magneettisten anomalioiden tunnistelukairaus 1976. *Rautaruukki Oy:n Malminetsintäraportti RO 9/77*, sivuja 15. <https://hakku.gtk.fi/>. https://tupa.gtk.fi/raportti/arkisto/ro_9_77.pdf.
- Korvuo, E. (1978, 1). Orajärven-tanhuan alueen emäksisten intrusiivien tutkimukset. *Rautaruukki Oy:n Malminetsintäraportti RO 4/78*, sivuja 49. <https://hakku.gtk.fi/>. https://tupa.gtk.fi/raportti/arkisto/001_3731_32_EK_78.pdf.
- Köykkä, J., Lahtinen, R., & Huhma, H. (2019, 9). Provenance evolution of the Paleoproterozoic metasedimentary cover sequences in northern Fennoscandia: Age distribution, geochemistry, and zircon morphology. *Precambrian Research, Elsevier*, 331, sivuja 21. ISSN 0301-9268. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.105364>.
- Köykkä, J., & Luukas, J. (2021). Keski-Lapin litostratigrafia ja paleoproterotsooisen Sodankylän ryhmän kivilajiyksiköiden määrittely. *GTK:n tutkimustyöraportti 13/2021*, sivuja 67. <https://hakku.gtk.fi/>. https://tupa.gtk.fi/raportti/arkisto/13_2021.pdf.

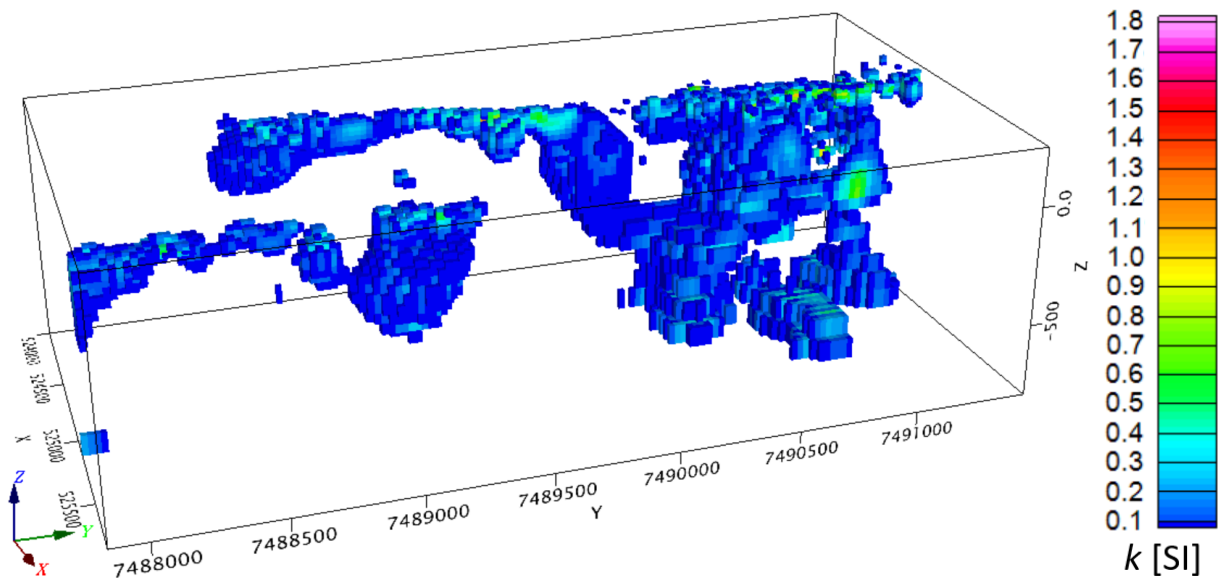
- Lahti, I., Salmirinne, H., Kärenlampi, K., & Jylänki, J. (2018, 11). Geophysical surveys and modelling of Nb–Zr–REE deposits and Fe–Ti–V ore-bearing gabbros in the Otanmäki area, central Finland. *GTK:n Tutkimusraportti 75/2018*, sivuja 31. <https://hakku.gtk.fi/>. https://tupa.gtk.fi/raportti/arkisto/75_2018.pdf.
- Makkonen, H. V., Halkoaho, T., Konnunaho, J., Rasilainen, K., Kontinen, A., & Eilu, P. (2017, 11). Ni–(Cu–PGE) deposits in Finland – Geology and exploration potential. *Ore Geology Reviews, Elsevier, 90*, sivut 667–696. ISSN 0169-1368. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.06.008>.
- Mattila, H. (1973, 10). Tanhuan alueen kallioperäkartoitus v. 1973. *Rautaruukki Oy:n Malminetsintäraportti RO 19/73*, sivuja 41. [Hakku.gtk.fi](https://hakku.gtk.fi). https://tupa.gtk.fi/raportti/arkisto/020_3731_3732_HM_73.pdf.
- Mutanen, T. (2002, 2). Tutkimustyöselostus Savukosken kunnassa valtausalueilla Tanhua 6 (kaivosrekisterinumero 5568/1) ja Tanhua 7 (kaivosrekisterinumero 5568/2) tehdyistä malmitutkimuksista. *Geologian tutkimuskeskus. Julkaisusarja: Valtausraportit*, sivuja 8. <https://hakku.gtk.fi/>. https://tupa.gtk.fi/raportti/valtaus/m06_3732_02_1_10.pdf.
- NOAA. (Haettu 9.5.2022). “magnetic field calculators, national oceanic and atmospheric administration: national centers for environmental information. National Oceanic And Atmospheric Administration. <https://www.ngdc.noaa.gov/geomag/calculators/magcalc.shtml?useFullSite\=true#igrfwmm>.
- Peltoniemi, M. (1988). *Maa- ja kallioperän geofysikaaliset tutkimusmenetelmät: Kappale 2.4 (lisäys) Geofysikaalisten mittauksen paikannus maastossa, sivu 28 (sivuja 7); Kappale 3 Gravimetriset menetelmät sivut, 29–63; Kappale 4 Magneettiset menetelmät, sivut 64–127*. Otakustantamo.
- Salmirinne, H. (Henkilökohtainen tiedonanto 20.6.2022). Salmirinne Heikki, GTK M. Sc. Geophysics.
- Santaguida, F., Luolavirta, K., Lappalainen, M., Ylinen, J., Voipio, T., & Jones, S. (2015). Mineral deposits of Finland: Chapter 3.6 The Kevitsa Ni–Cu–PGe deposit in the Central

- Lapland Greenstone Belt in Finland. *Elsevier*, sivut 195–210. Maier, W. D., Lahtinen, R. & O'Brien, H. (toim.). ISBN: 978-0-12-410438-9. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-410438-9.00008-X>.
- Scintrex. (2012). “cg-5 autograv scintrex system operation manual”. Scintrex Limited. Scintrex a Division Of LRS G-5 Manual - part #867700 Revision 8, sivuja 312. https://www.google.com/url?sa=t&rct=j&q=&esrc=s&source=web&cd=&cad=rja&uact=8&ved=2ahUKEwiEyejuy4z4AhWJpYsKHRAAAcIQFnoECAUQAQ&url=https%3A%2F%2Fscintrexltd.com%2Fwp-content%2Fuploads%2F2017%2F02%2FCG-5-Manual-Ver_8.pdf&usg=A0vVaw21xAgOfIv5E3dKWKHHb1_X.
- Seequent. (2020). Voxi Earth Modelling Service. Seequent Limited. <http://www.seequent.com/voxi>. <https://www.seequent.com/products-solutions/geosoft-oasis-montaj/>.
- UBC. (2013a, 9). A program library for forward modelling and inversion of gravity data over 3D structures (GRAV3D version 5.0). Sivuja 59. The University of British Columbia. Geophysical Inversion Facility 1988–2014. <https://gif.eos.ubc.ca/>. <https://www.google.com/url?sa=t&rct=j&q=&esrc=s&source=web&cd=&cad=rja&uact=8&ved=2ahUKEwjvh7WbzIz4AhUMkMMKHX5WADUQFnoECAIQAQ&url=https%3A%2F%2Fgif.eos.ubc.ca%2Fsites%2Fdefault%2Ffiles%2Fgrav3dManual.pdf&usg=A0vVaw0gLD4XrJxVrErVNglrHh4o>.
- UBC. (2013b, 9). A program library for forward modelling and inversion of magnetic data over 3D structures (MAG3D version 5.0). Sivuja 57. The University of British Columbia Geophysical Inversion Facility 1988–2014. <https://gif.eos.ubc.ca/>. <https://www.google.com/url?sa=t&rct=j&q=&esrc=s&source=web&cd=&cad=rja&uact=8&ved=2ahUKEwjZjpmwzIz4AhVW6CoKHWz-DIoQFnoECAIQAQ&url=https%3A%2F%2Fgif.eos.ubc.ca%2Fsites%2Fdefault%2Ffiles%2Fmag3dManual.pdf&usg=A0vVaw3Nvevz1B0EWGL5JDzdm9N1>.
- Vermeer, M. (2020). Fysikaalinen geodesia. *Aalto Yliopiston julkaisusarja: Tiede + Teknologia 1/2020*, sivuja 514. ISBN: 978-952-60-8941-6. <http://urn.fi/URN:ISBN:978-952-60-8941-6>.

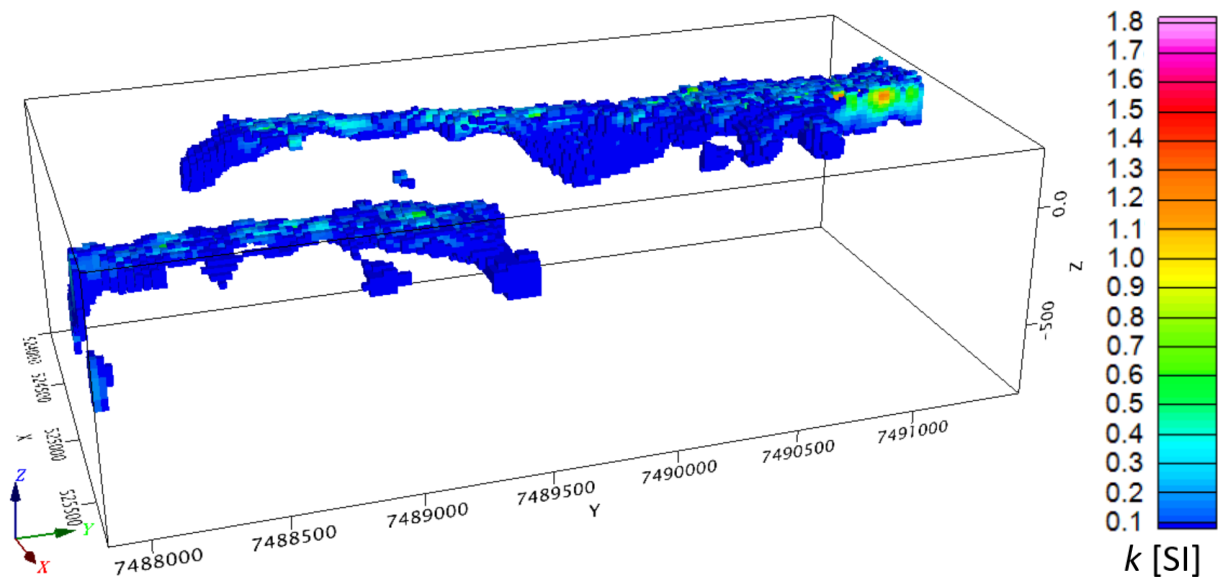
Williams, N. C. (2006, 1). Applying UBC-GIF potential field inversions in greenfields or brownfields exploration. *Proceedings of the Australian Earth Sciences Convention 2006 ASEG/GSA*, sivuja 10. https://www.researchgate.net/publication/268364831_Applying_UBC-GIF_potential_field_inversions_in_Greenfields_or_Brownfields_exploration.

Williams, N. C. (2008, 10). Geologically-constrained UBC-GIF gravity and magnetic inversions with examples from the Agnew-Wiluna Greenstone Belt, Western Australia. Sivuja 509. The University Of British Columbia. Doctoral Thesis. <https://dx.doi.org/10.14288/1.0052390>.

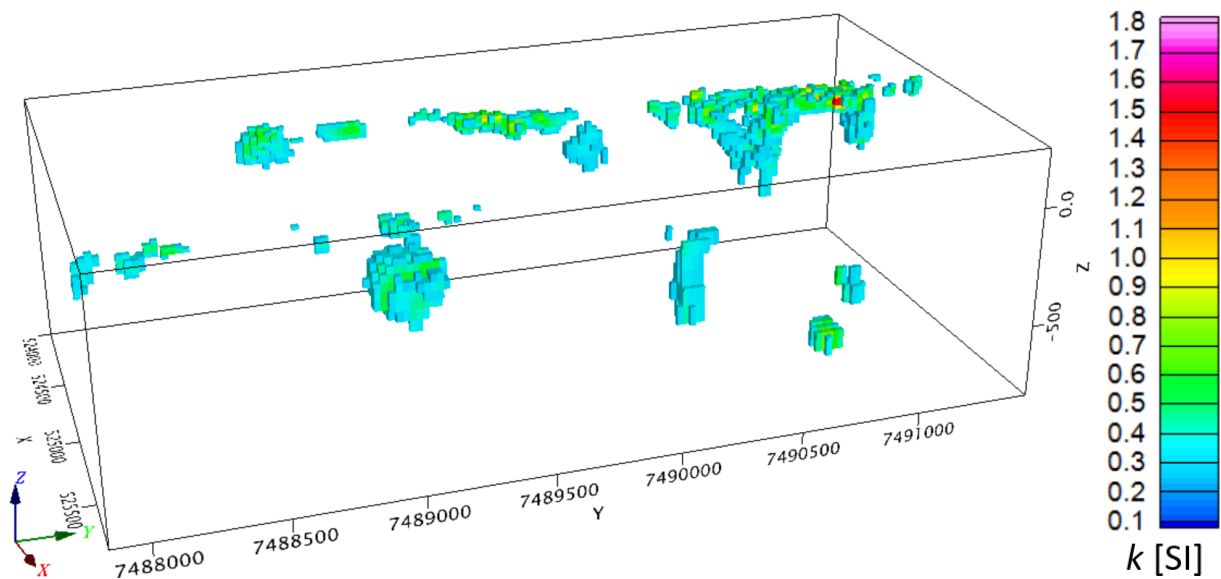
Liitteet



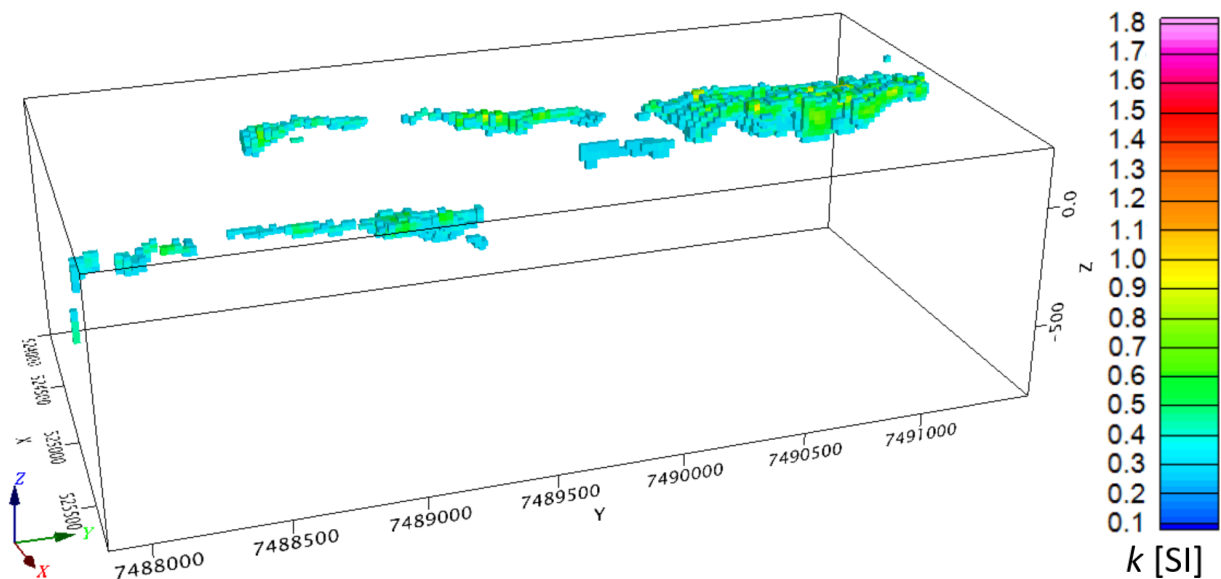
Kuva I: Suskeptibiliteettimalli C:n suskeptibiliteettijakauma välillä 0,1–4,06 (max.) SI kaakosta kuvattuna (väriskaala 0,1–1,8 SI). *Mallinnettava alkuperäisaineisto: Systemaattinen magneettinen mittausaineisto © Geologian tutkimuskeskus 2019. Mallinnuksessa käytössä korkeus DEM 2 m: Maanmittauslaitos, ladattu 3.2.2022.*



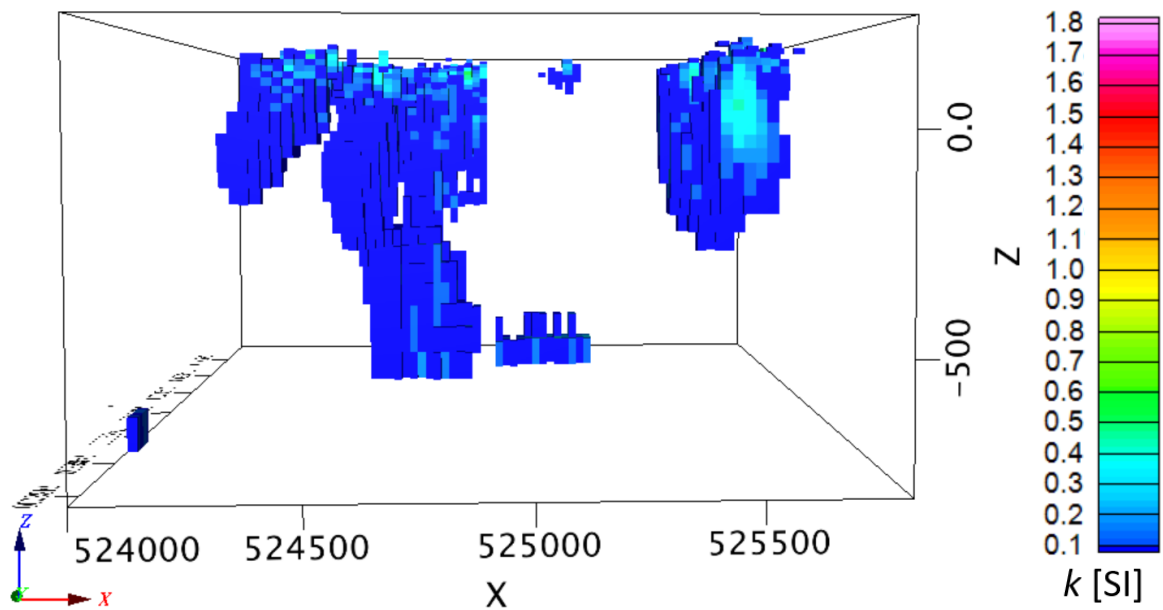
Kuva II: Suskeptibiliteettimalli D:n suskeptibiliteettijakauma välillä 0,1–2,0 (max.) SI kaakosta kuvattuna (väriskaala 0,1–1,8 SI). *Mallinnettava alkuperäisaineisto: Systemaattinen magneettinen mittausaineisto © Geologian tutkimuskeskus 2019. Mallinnuksessa käytössä korkeus DEM 2 m: Maanmittauslaitos, ladattu 3.2.2022.*



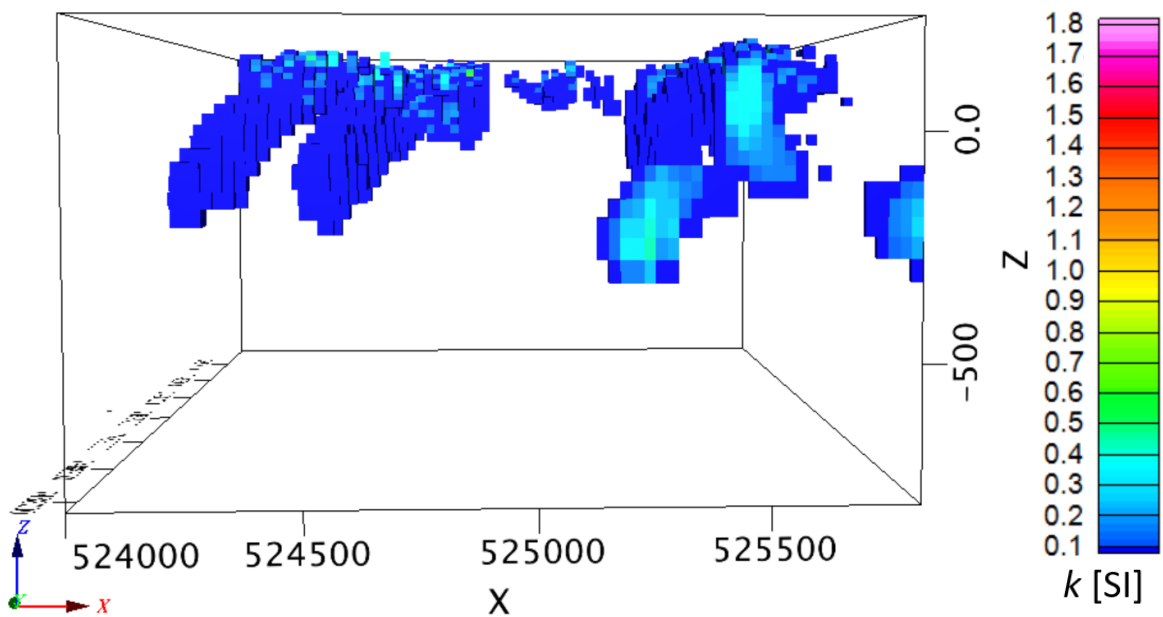
Kuva III: Suszeptibiliteettimallin A suszeptibiliteettijakauma välillä 0,3–1,76 (max.) SI kaakosta kuvattuna (väriskaala 0,1–1,8 SI). *Mallinnettava alkuperäisaineisto: Systemaattinen magneettinen mittausaineisto © Geologian tutkimuskeskus 2019. Mallinnuksessa käytössä korkeus DEM 2 m: Maanmittauslaitos, ladattu 3.2.2022.*



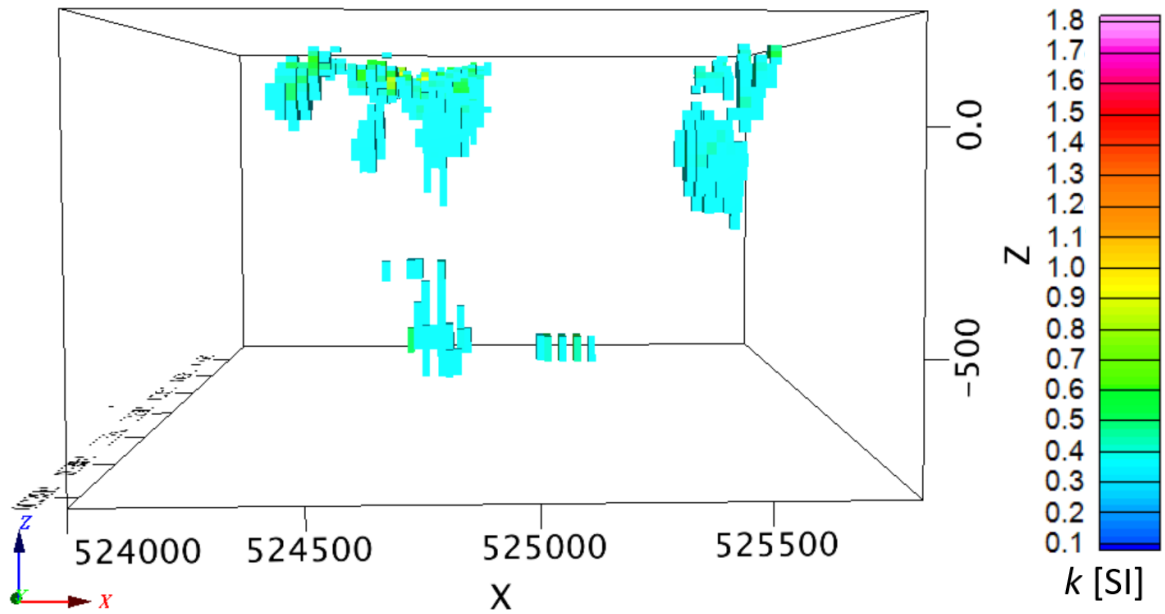
Kuva IV: Suszeptibiliteettimallin B suszeptibiliteettijakauma välillä 0,3–1,0 (max.) SI kaakosta kuvattuna (väriskaala 0,1–1,8 SI). *Mallinnettava alkuperäisaineisto: Systemaattinen magneettinen mittausaineisto © Geologian tutkimuskeskus 2019. Mallinnuksessa käytössä korkeus DEM 2 m: Maanmittauslaitos, ladattu 3.2.2022.*



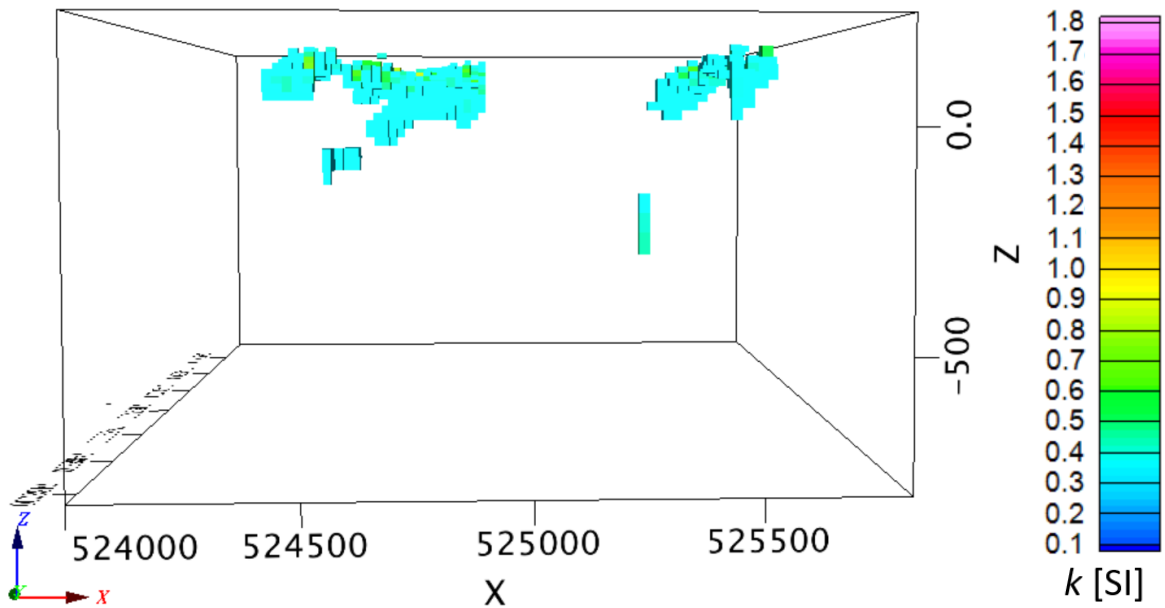
Kuva V: Suszeptibiliteettimallin A suszeptibiliteettijakauma välillä 0,1–1,76 (max.) SI etelästä kuvattuna (väriskaala 0,1–1,8 SI). *Mallinnettava alkuperäisaineisto: Systemaattinen magneettinen mittausaineisto © Geologian tutkimuskeskus 2019. Mallinnuksessa käytössä korkeus DEM 2 m: Maanmittauslaitos, ladattu 3.2.2022.*



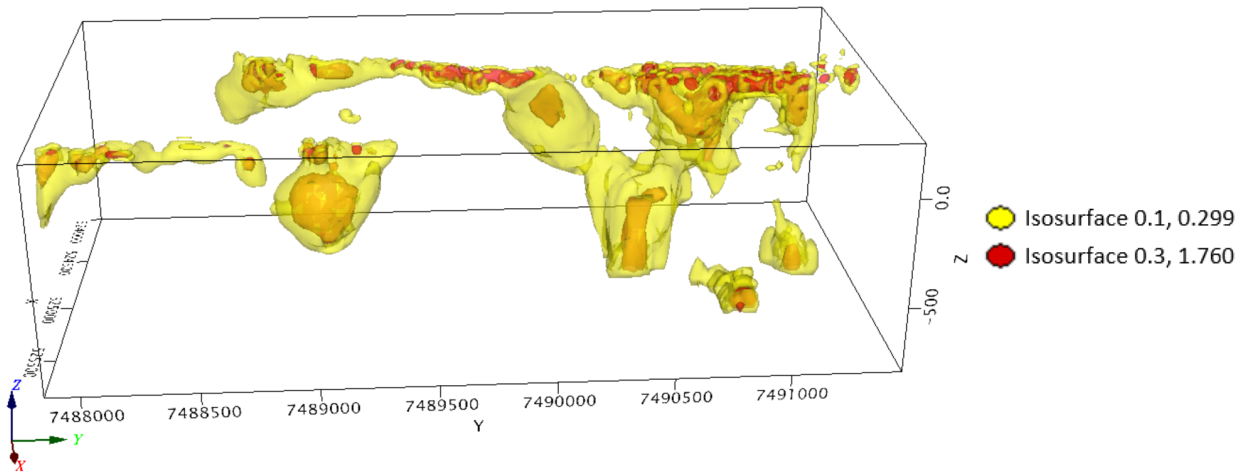
Kuva VI: Suszeptibiliteettimallin B suszeptibiliteettijakauma välillä 0,1–1,0 (max.) SI etelästä kuvattuna (väriskaala 0,1–1,8 SI). *Mallinnettava alkuperäisaineisto: Systemaattinen magneettinen mittausaineisto © Geologian tutkimuskeskus 2019. Mallinnuksessa käytössä korkeus DEM 2 m: Maanmittauslaitos, ladattu 3.2.2022.*



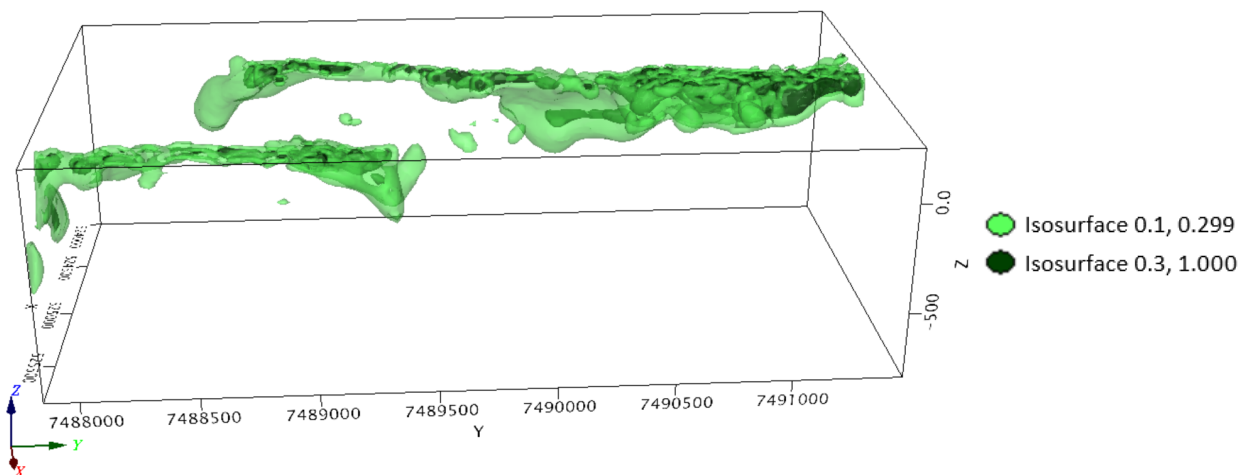
Kuva VII: Suskeptibiliteettimallin A suskeptibiliteettijakauma välillä 0,3–1,76 (max.) SI etelästä kuvattuna (väriskaala 0,1–1,8 SI). *Mallinnettava alkuperäisaineisto: Systemaattinen magneettinen mittausaineisto © Geologian tutkimuskeskus 2019. Mallinnuksessa käytössä korkeus DEM 2 m: Maanmittauslaitos, ladattu 3.2.2022.*



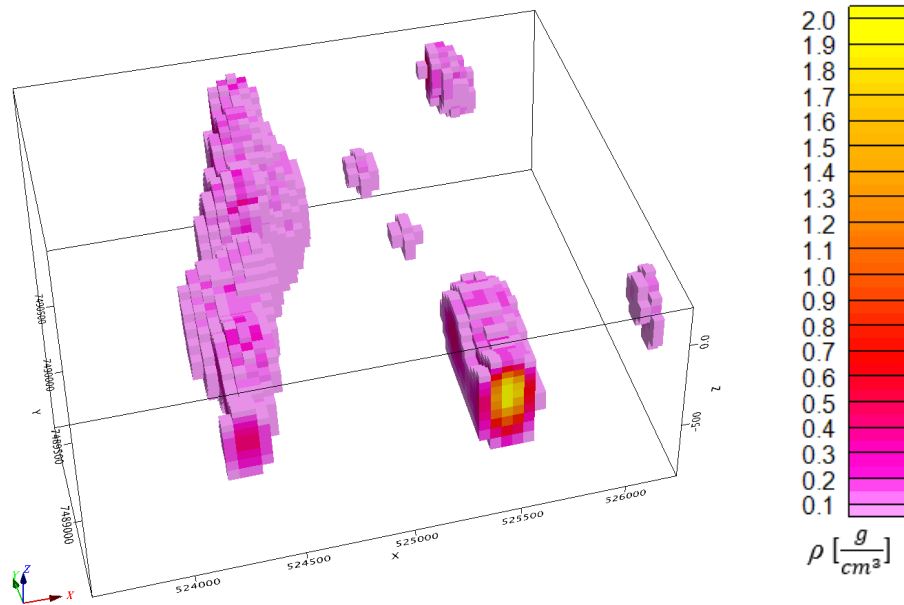
Kuva VIII: Suskeptibiliteettimallin B suskeptibiliteettijakauma välillä 0,3–1,0 (max.) SI etelästä kuvattuna (väriskaala 0,1–1,8 SI). *Mallinnettava alkuperäisaineisto: Systemaattinen magneettinen mittausaineisto © Geologian tutkimuskeskus 2019. Mallinnuksessa käytössä korkeus DEM 2 m: Maanmittauslaitos, ladattu 3.2.2022.*



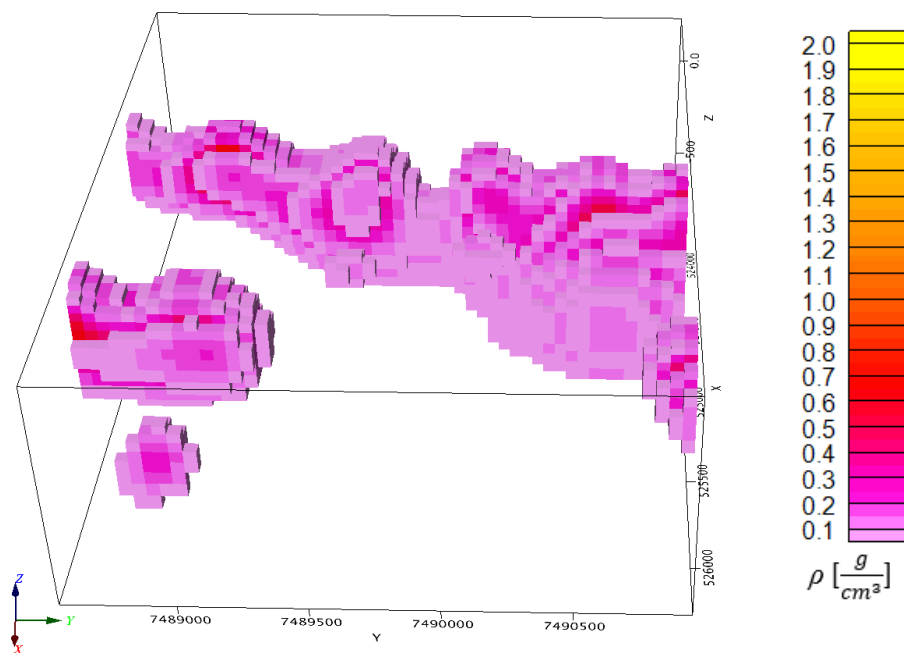
Kuva IX: Suszeptibiliteettimallin A suszeptibiliteettijakauman sama-arvopinnat välillä 0,1–0,299 ja 0,3–1,760 (max.) keltapunaisella idästä kuvattuna. *Mallinnettava alkuperäisaineisto: Systemaattinen magneettinen mittausaineisto © Geologian tutkimuskeskus 2019. Mallinnuksessa käytössä korkeus DEM 2 m: Maanmittauslaitos, ladattu 3.2.2022.*



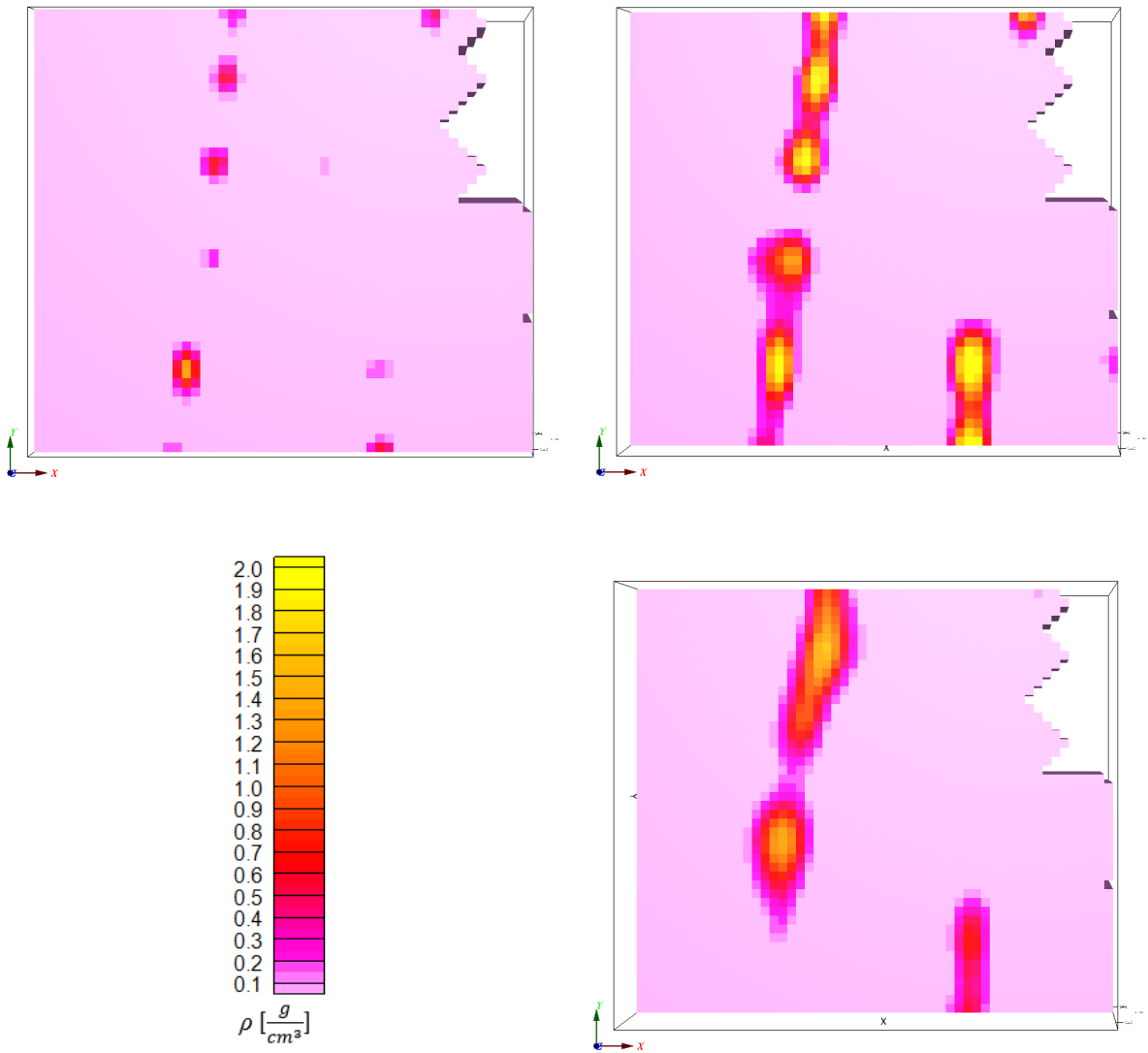
Kuva X: Suszeptibiliteettimallin B suszeptibiliteettijakauman sama-arvopinnat välillä 0,1–0,299 ja 0,3–1,00 (max.) vihreällä idästä kuvattuna. *Mallinnettava alkuperäisaineisto: Systemaattinen magneettinen mittausaineisto © Geologian tutkimuskeskus 2019. Mallinnuksessa käytössä korkeus DEM 2 m: Maanmittauslaitos, ladattu 3.2.2022.*



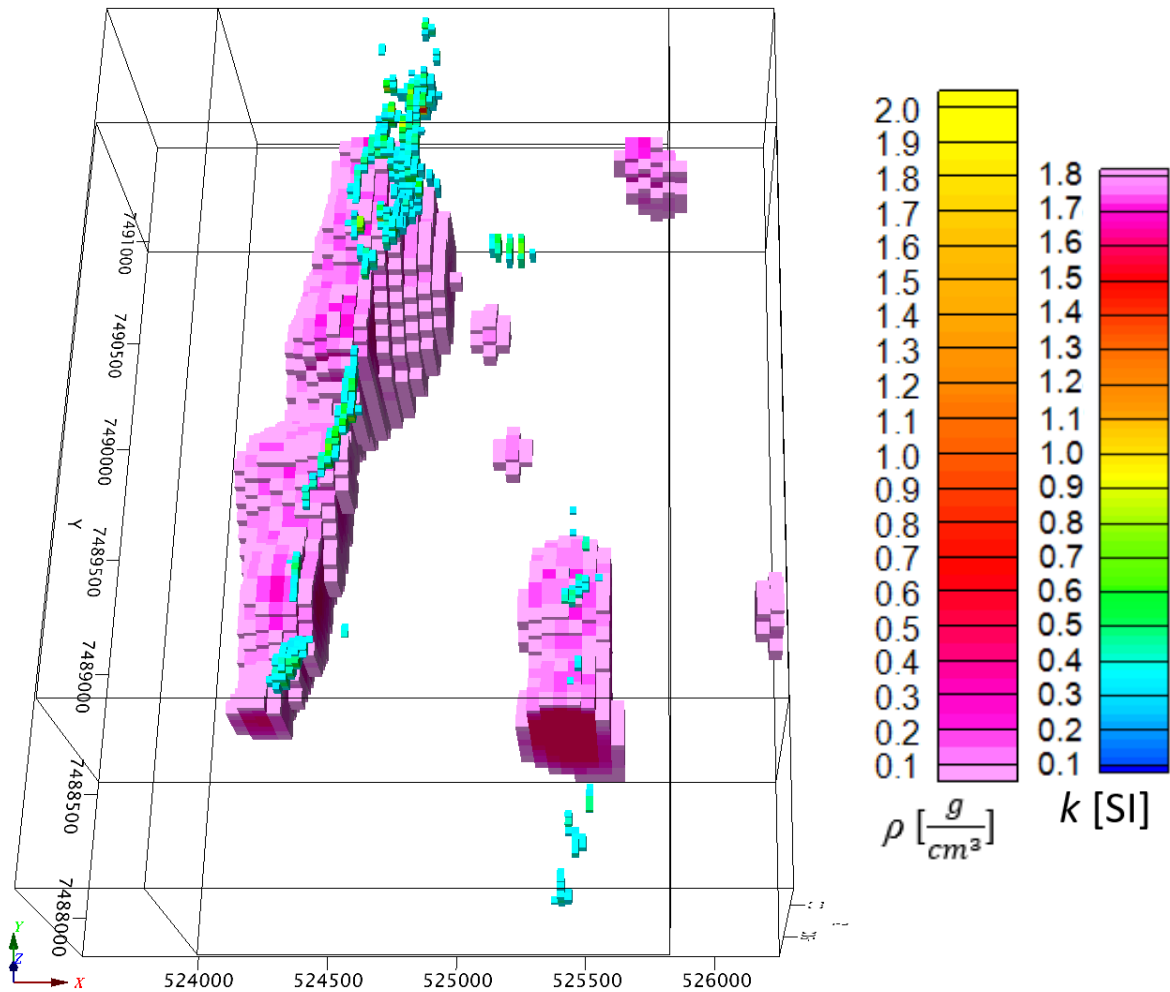
Kuva XI: Tiheysmallin F suhteellinen tiheysjakauma 0,1–2,42 (max.) g/cm³ lounaasta/etelästä kuvattuna (väriskaala 0,1–2,0 g/cm³). Mallinnettava alkuperäisaineisto: Painovoimalinjat © Geologian tutkimuskeskus 2019. Mallinnuksessa käytössä korkeus DEM 2 m: Maanmittauslaitos, ladattu 3.2.2022.



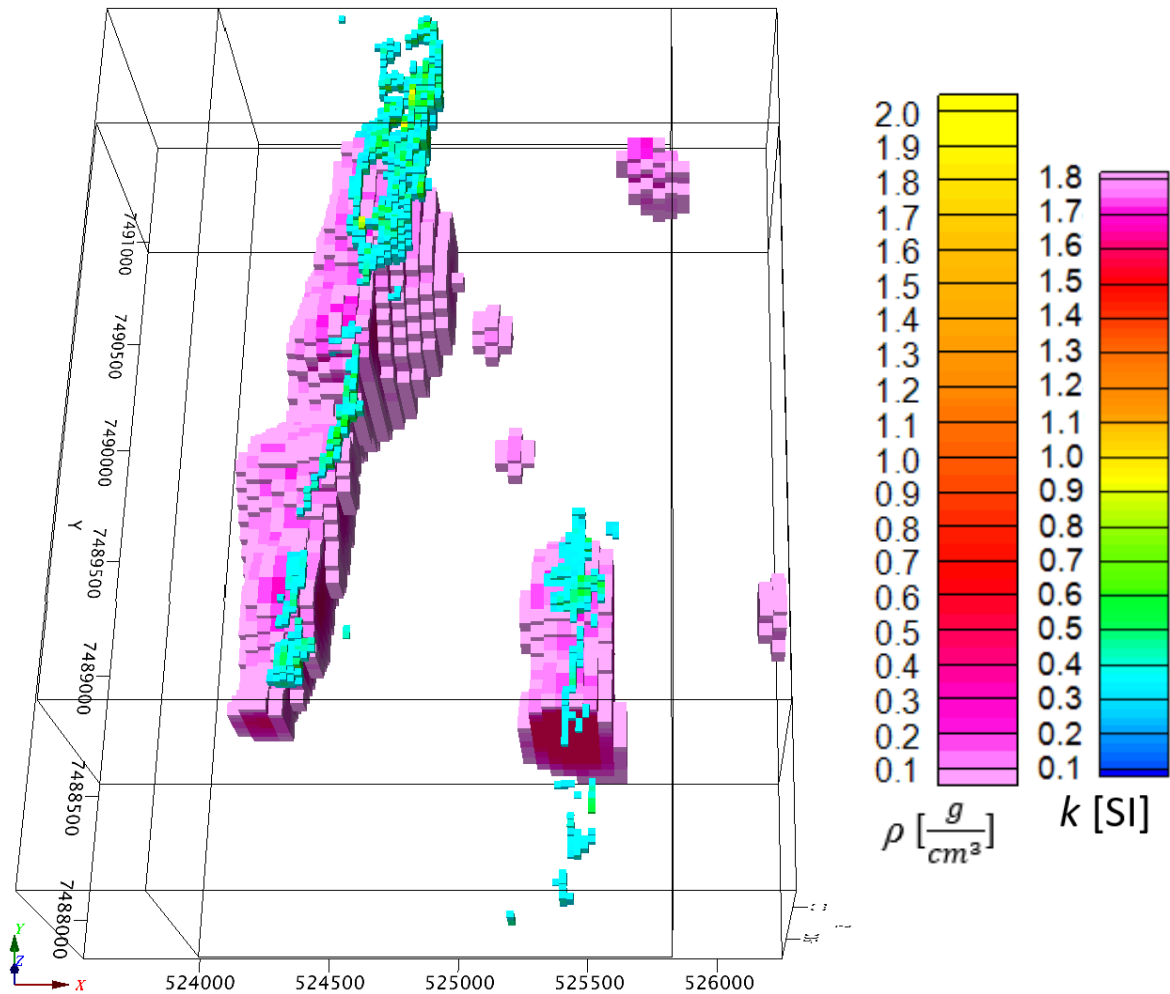
Kuva XII: Tiheysmallin F suhteellinen tiheysjakauma 0,1–2,42 (max.) g/cm³ idästä kuvattuna (väriskaala 0,1–2,0 g/cm³). Mallinnettava alkuperäisaineisto: Painovoimalinjat © Geologian tutkimuskeskus 2019. Mallinnuksessa käytössä korkeus DEM 2 m: Maanmittauslaitos, ladattu 3.2.2022.



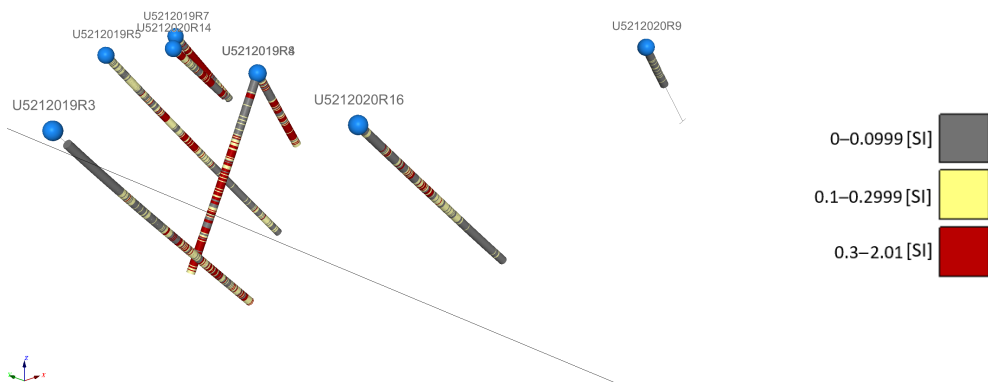
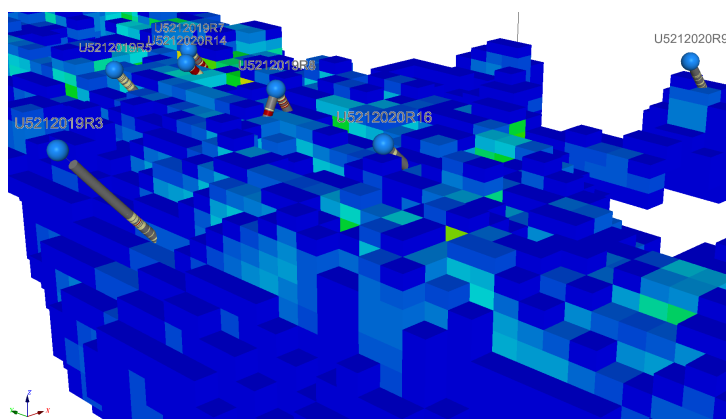
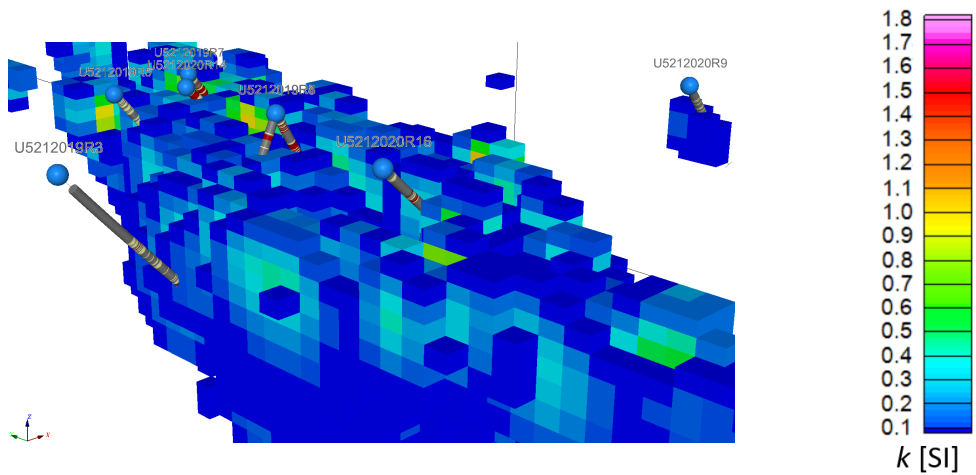
Kuva XIII: Tiheysmallin F suhteellinen tiheysjakauma $-1,16-2,42$ (max.) g/cm^3 (väriskaala $0,1-2,0$ g/cm^3). Vasemmalta oikealle (ja alas) 80 m, -80 m, -300 m merenpinnan yläpuolella. Mallinnettava alkuperäisaineisto: Painovoimalinjat © Geologian tutkimuskeskus 2019. Mallinnuksessa käytössä korkeus DEM 2 m: Maanmittauslaitos, ladattu $3.2.2022$.



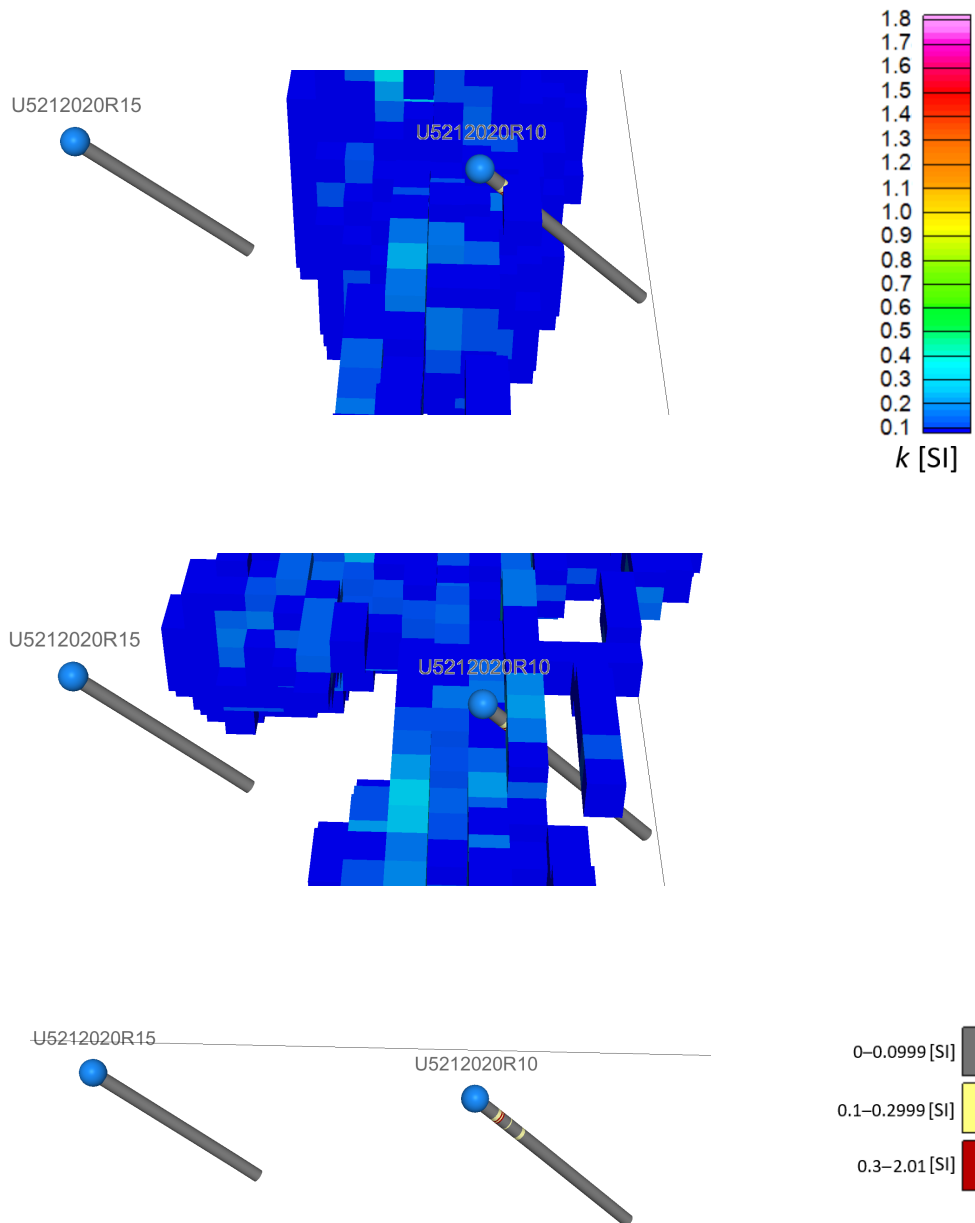
Kuva XIV: Susceptibiliteettimallin A susceptibiliteettijakauma välillä 0,3–1,76 SI (väriskaala 0,1–1,8 SI) ja tiheysmallin G suhteellinen tiheysjakauma 0,1–0,5 g/cm³ (väriskaala 0,1–2,0 g/cm³) yhdessä etelästä kuvattuna. *Mallinnettava alkuperäisaineisto: Systemaattinen magneettinen mittausaineisto ja painovoimalinjat © Geologian tutkimuskeskus 2019. Mallinnuksessa käytössä korkeus DEM 2 m: Maanmittauslaitos, ladattu 3.2.2022.*



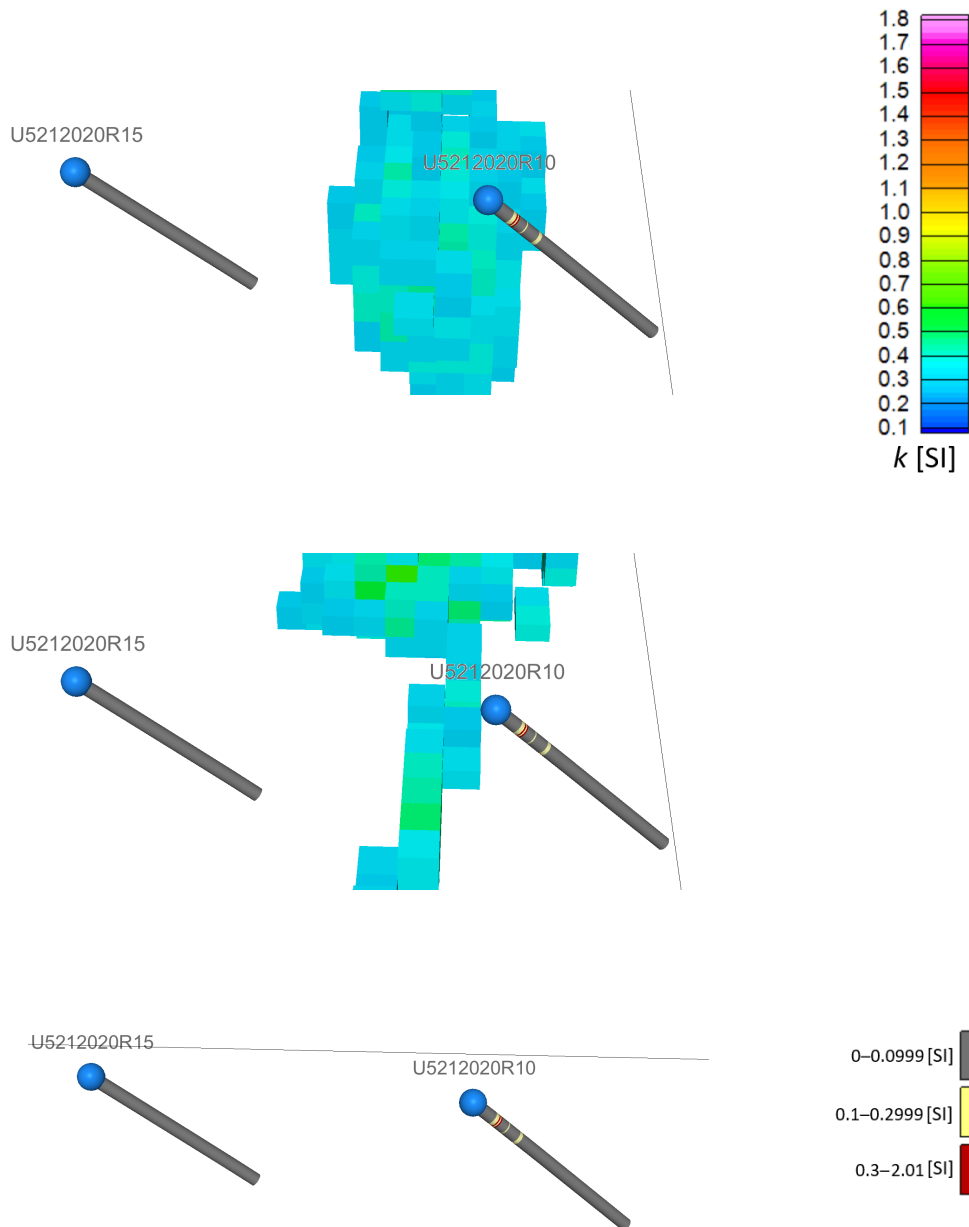
Kuva XV: Suskeptibiliteettimallin B suskeptibiliteettijakauma välillä 0,3–1,0 SI (väriskaala 0,1–1,8 SI) ja tiheysmallin G suhteellinen tiheysjakauma 0,1–0,5 g/cm³ (väriskaala 0,1–2,0 g/cm³) yhdessä etelästä kuvattuna. *Mallinnettava alkuperäisaineisto: Systemaattinen magneettinen mittausaineisto ja painovoimalinjat © Geologian tutkimuskeskus 2019. Mallinnuksessa käytössä korkeus DEM 2 m: Maanmittauslaitos, ladattu 3.2.2022.*



Kuva XVI: Mallin A (ylin) susceptibiliteettijakauma välillä 0,1–1,76 SI ja mallin B (keskellä) välillä 0,1–1,0 SI (väriskaalat 0,1–1,8 SI) yhdessä kairasydämistä mitattujen susceptibiliteettien kanssa lounaasta kuvattuna (mallinnusalueen luoteisosassa). Kairasydämet esitettynä myös yksinään samasta kuvakulmasta (alin). Kairansydänten susceptibiliteetit ovat harmaa: 0–0,0999 SI, keltainen: 0,1–0,2999 SI ja punainen: 0,3–2,01 SI. *Mallinnettava alkuperäisaineisto: Systemaattinen magneettinen mittausaineisto ja petrofysiikan laboratoriomittaukset © Geologian tutkimuskeskus 2019. Mallinnuksessa käytössä korkeus DEM 2 m: Maanmittauslaitos, ladattu 3.2.2022.*



Kuva XVII: Mallin A (ylin) susceptibiliteettijakauma välillä 0,1–1,76 SI ja mallin B (keskellä) välillä 0,1–1,0 SI (väriskaalat 0,1–1,8 SI) yhdessä kairasydämistä mitattujen susceptibiliteettien kanssa etelästä kuvattuna (mallinnusalueen kaakkoisosassa). Kairasydämet esitettynä myös yksinään samasta kuvakulmasta (alin). Kairansydänten susceptibiliteetit ovat harmaa: 0–0,0999 SI, keltainen: 0,1–0,2999 SI ja punainen: 0,3–2,01 SI. *Mallinnettava alkuperäisaineisto: Systemaattinen magneettinen mittausaineisto ja petrofysiikan laboratoriomittaukset* © Geologian tutkimuskeskus 2019. Mallinnuksessa käytössä korkeus DEM 2 m: Maanmittauslaitos, ladattu 3.2.2022.



Kuva XVIII: Mallin A (ylin) susceptibiliteettijakauma välillä 0,3–1,76 SI ja mallin B (keskellä) välillä 0,3–1,0 SI (väriskaalat 0,1–1,8 SI) yhdessä kairasydämistä mitattujen susceptibiliteettien kanssa etelästä kuvattuna (mallinnusalueen kaakkoisosassa). Kairasydämet esitettynä myös yksinään samasta kuvakulmasta (alin). Kairansydänten susceptibiliteetit ovat harmaa: 0–0,0999 SI, keltainen: 0,1–0,2999 SI ja punainen: 0,3–2,01 SI. *Mallinnettava alkuperäisaineisto: Systemaattinen magneettinen mittausaineisto ja petrofysiikan laboratoriomittaukset © Geologian tutkimuskeskus 2019. Mallinnuksessa käytössä korkeus DEM 2 m: Maanmittauslaitos, ladattu 3.2.2022.*