ARKISTOKAPPALE

RAPORTTITIEDOSTO
N:O 3855

Q10.4/21/85/1
Seppo Elo
Yhteenveto

Geologian tutkimuskeskus
Geofysiikan osasto
Espoo

JOHDATUS GRAVIMETRISIIN MENETELMIIN ILMAN KUVIA JA KAAVOJA

eli

oheismateriaali interaktiivisiin audiovisuaalisiin esitelmiin

0.1 ALKULAUSE

Tämän yhteenvedon tarkoitus on helpottaa kokonaiskuvan muodostamista ja toimia myöhemmin muistin virkistäjänä. Yhteenveto liittyy kuvia, kaavoja ja harjoitustehtäviä sisältäviin suullisiin eli siis "interaktiivisiin audiovisuaalisiin" esitelmiin.

0.2 SISÄLLYSLUETTELO

0.1 Alkulause 0-1

0.2 Sisällysluettelo 0-1

1.1 Yleiskuvaus 1-1

1.2 Oppikirjaviitteitä 1-4

2.1 Peruskäsitteistä 2-1

3.1 Painovoiman mittaamisesta 3-1

3.2 Korkeuden mittaamisesta 3-2

3.3 Gtk:n käyttämät mittauslajit 3-3

4.1 Standardianomaliat 4-1

4.2 Standardireduktiot 4-2

5.1 Interpoloinnista 5-1

6.1 Anomaliakentän analysointi 6-1

6.2 Bouguer-anomalian värisävykartat 6-2

6.3 Bouguer-anomalian 2. vertikaaliderivaatta 6-2

6.4 Bouguer-anomalian horisontaaligradientti 6-3

7.1 Tiheys petrofysikaalisena suureena 7-1

8.1 Painovoima-anomalioiden tulkinnasta 8-1

9.1 Viitteet 9-1

1.1 YLEISKUVAUS

Gravimetriset tutkimukset jakaantuvat kahdelle suunnalle, joista toista nimitän geodeettisgeofysikaaliseksi ja toista sovelletun geofysiikan suunnaksi. Geodeettisgeofysikaalisella puolella tutkimuskohteina ovat maapallon painovoimakenttä sinänsä, maapallon muoto, isostasia, vuoksi-ilmiö, maankuoren viime-aikaiset liikkeet sekä maapallon suuret ominaisuudet. Sovelletun geofysiikan puolella selvitetään kallio- ja maaperän ominaisuuksia erityisesti kallioperän kartoituksen sekä malmien, teollisuusmineraalien ja öljyn etsinnän tarpeita silmällä pitäen. Sovellutukset perustuvat siihen, että tiheysvaihtelut maa- ja kallioperässä aiheuttavat pieniä mutta havaittavia häiriöitä maapallon painovoimakenttään.

Gravimetriset menetelmät muistuttavat teoriassa paljon magneettisia menetelmiä. Niiden molempien perusta on luonnollinen ja konservatiivinen voimakenttä. Magneettikenttä poikkeaa painovoimakentästä dipolaarisen luonteensa puolesta. Poissonin yhtälön mukaisesti gravimetrisen potentiaalin derivaatta magneettisen polarisaation suunnassa kerrottuna tietyllä kertoimella vastaa magneettista potentiaalia. Näin ollen on mahdollista laskea oletusten ollessa voimassa painovoima-anomalian pseudomagneettinen muunnos ja toisaalta magneettisen anomalian pseudogravimetrinen muunnos. Tiheyden riippuvuus aineen rakenteesta on kokonaan toinen kuin magneettisten ominaisuuksien. Käytännössä menetelmät eroavat monessa suhteessa.

Gravimetrisiin tutkimuksiin sisältyy seuraavia vaiheita: (a) käyttökelpoisuuden arviointi, (b) havaintoaineiston keruu, (c) havaintojen redukointi erilaisiksi anomalioiksi, (d) anomalioiden vaihteluiden havainnollistaminen ja (e) tulkinta.

Geodeettinen laitos on mitannut Suomeen koko valtakunnan peittävän painovoimapisteverkon, jossa keskimääräinen pisteväli on n. 5 km. Geodeettisen laitoksen aineisto on antanut lukuisia virikkeitä malminetsinnälle ja kallioperätutkimukselle ja on yhä lisääntyvän mielenkiinnon ja tulkinnan kohteena.

Ensimmäiset malminetsintään välittömästi liittyvät gravimetriset mittaukset Suomessa tehtiin 1940-luvun loppupuolella. 1950-luvulla menetelmä saavutti suhteellisen suuren suosion. Luottamusta menetelmän käyttökelpoisuuteen lisäsi Kemin kromimalmin paikantaminen sen aiheuttaman painovoima-anomalian perusteella v. 1959. Geologian tutkimuskeskus ohitti 1 miljoonan havainnon rajapyykin vuonna 1981. Rautaruukki Oy, Outokumpu Oy ja Gtk ovat yhteensä mitanneet 2.5 miljoonaa painovoimapistettä. Liki 95 % näistä mittauksista on tehty tiheällä pisteverkolla, 500 tai 1000 havaintoa per neliökilometri. Näillä systemaattisilla mittauksilla katettu alue jää alle 4000 neliökilometrin.

1970-luvun alussa aloitettiin ns. sanotut alueelliset painovoimamittaukset ja erillisprofiilimittaukset. Näiden perusajatus on monipuolistaa ja tehostaa gravimetristen menetelmien käyttöä malminetsinnässä ja kallioperätutkimuksissa. Alueellisten mittausten pistetiheys on vaihdellut 1-4 pistettä per neliökilometri. Tällaisella verkolla on katettu noin 10 % Suomen pinta-alasta. Pistetiheyden valintakriteereinä on ollut mm. mittausvirheen suhde interpolointivirheeseen, alueellisen gravimetrauksen kysynnän suhde käytettävissä olevaan kapasiteettiin sekä mittauksille asetetut tavoitteet. Tärkeäksi arvioituja kohteita tarkennetaan aluksi profiilimittauksin, jotka kuluttavat mittausresursseja vähemmän kuin systemaattiset mittaukset ja usein antavat riittävän vastauksen asetettuihin kysymyksiin. Pisteväli profiileilla on tavallisesti 10, 20 tai 100m. Osaammeko suunnitella kallioperätutkimusta ja malminetsintää siten, että saamme täyden hyödyn eri mittauslajeista, tätä pyydän jokaista tykönänsä miettimään.

Tulkinta edellyttää toisaalta eri anomaliatyyppien luonteen ja sopivien tulkintamenetelmien tuntemista ja toisaalta perustietoja maankuoren rakenteesta sekä kivi- ja maalajien ja malmien tiheydestä. Tulkintatapoja ovat esimerkiksi (a) anomalioiden kvalitatiivinen vertaaminen geologisiin ja muihin geofysikaalisiin tietoihin, (b) nyrkkisääntöjen käyttö, (c) painovoima-anomalian johdannaisten laskeminen, (d) painovoima-anomalian ja petrofysikaalisiin mittauksiin perustuvan kallioperän tiheyden aluekeskiarvojen välisten riippuvuuksien tutkiminen, (e) syvyystulkinta Fourier-amplitudispektrin avulla, (f) massa- ja tilavuuslaskut, (g) kvantitatiivinen mallinnus, (h) gravimetristen ja magneettisten anomalioiden yhteistulkinta Poissonin teoreemaan tukeutuen (i) eräät tilastolliset menetelmät sekä tärkeimpänä kaikista (j) tulkintatulosten kriittinen tarkastelu ja sovittaminen muihin tietoihin.

Tulkinnan tuloksena voidaan esimerkiksi esittää tutkimusalueen kallioperän jako toisistaan poikkeaviin lohkoihin sekä lohkoja erottaviin saumoihin, luettelo tulkituista anomalioista, vihje aikaisemmin tuntemattomasta muodostumasta tai rakenteesta, arvio kivilajikontaktin paikasta ja kaateesta, arvio siirroksen paikasta ja suuruudesta, arvio pintaan puhkeavan muodostuman paksuudesta, arvio pintaan puhkeamattoman muodostuman yläpinnan syvyydestä tai arvio malmiesiintymän massasta ja tilavuudesta.

Koska jokaisella menetelmällä on omat rajoituksensa yksi menetelmä ei koskaan anna riittävää kuvaa kallio- ja maaperästämme. Siksi gravimetriset tutkimukset ovat aina vain osa laajasta kokonaisuudesta.

Kuvamme kallioperästä on tuskin koskaan täydellinen. Meillä on enemmän tai vähemmän oikeaan osuvia käsityksiä. Olettamuksiin perustuvat tulkinnat ja kuvitelmat elävät tosiasioiden rinnalla. Monet tulkintatulokset nojaavat oletusten ketjuun ja ovat luonteeltaan enemmän tietyltä perustalta tehtyjä ennusteita kuin ehdottomia tosiasioita. Monilla havainnoilla ei kertakaikkiaan ole yksikäsitteistä tulkintaa, mutta ne saattavat olla tärkeitä vihjeitä ilmiöistä, joita kannattaa lähteä aikaisempaa perusteellisemmin selvittämään.

Painovoimamittausten hyväksikäyttäjien tulee aina muistaa mm. se, että itse malmien aiheuttamat painovoima-anomaliat ovat yleensä varsin heikkoja ja helposti hukkuvat mittaamisen, tulostenkäsittelyn, topografian, irtomaan ja kallioperän aiheuttamaan kohinaan.

Esimerkiksi pitkä, pystyasentoinen 10 m leveä ja 50 m korkea kompakti kiisumuodostuma aiheuttaa kertaluokalleen seuraavat anomaliat:

yläpinnan ollessa 5 m:n syvyydessä amplitudi on 0.45 mgal,
yläpinnan ollessa 20 m:n syvyydessä amplitudi on 0.25 mgal,
yläpinnan ollessa 50 m:n syvyydessä amplitudi on 0.14 mgal.

Tällaiset pienet häiriöt saattavat livahtaa huomaamatta, jos käsillä ei ole niitä vahvistavia seikkoja. Sulfidimalmien aiheuttamiksi epäiltyjen pienten anomalioiden luokittelussa tärkein vahvistava parametri on se, onko gravimetrisen häiriön kohdalla EM- tai IP-anomalia, ja esimerkiksi kromiittimalmien suhteen tärkeä ero on siinä, sijaitseeko häiriö kromille suotuisassa ympäristössä tahi ei. Painovoima-anomalian arvioinnissa on lisäksi otettava huomioon lähteen leveys ja yläpinnan syvyys. Signaali-kohinasuhdetta tulee parantaa topografisin ja jos mahdollista irtomaakorjauksin.

Myös teollisuusmineraalien esimerkiksi kaoliiniesiintymien ja apatiittipitoisten gabrointruusioiden etsinnässä ja arvioinnissa gravimetriset menetelmät on osoitettu hyödyllisiksi.

Gravimetrisen menetelmän optimaalinen käyttö malminetsinnässä vaatii tarkkaa töiden ajoittamista ja nopeata tulostenkäsittelyä. Mielestäni erillisprofiilien taitava käyttö ja mittaustulosten käsittely kenttätukikohtiin sijoitettavilla mikrotietokoneilla johtaa hyviin tuloksiin.

Alueelliset painovoimamittaustulokset kuvastavat maankuoren tiheysvaihteluita pinnasta vaipan yläosaan asti. Juuri tämän vuoksi ne ovat hyödyllisiä luokiteltaessa muita havaintoja. Ne antavat myös sellaisia tietoja kallioperän ominaisuuksista ja rakenteista, joita muin keinoin on vaikea saada. Siitä, että alueelliset painovoimamittaukset todella täydentävät muita tutkimustuloksia, lukijan on kuitenkin itse muodostettava käsityksensä tutkimalla huolellisesti käytettävissä olevaa aineistoa.

1.2 OPPIKIRJAVIITTEITÄ

Sivunumerot ilmoittavat gravimetristen menetelmien osuuden.

HEILAND,C.A.,1946. Geophysical Exploration. Prentice-Hall. 67-292.

JAKOSKY,J.J.,1950. Exploration Geophysics. Trija Publishing Company. 247-436.

HEISKANEN,W.A. and VENING MEINESZ,F.A.,1958. The Earth and Its Gravity Field. McGraw-Hill Book Company. 470 s.

GARLAND,G.D.,1965. The Earth's Shape and Gravity. Pergamon Press. 183 s.

GRANT,F.S. and WEST,G.F.,1965. Interpretation Theory in Applied Geophysics. McGraw-Hill Book Company. 189-305.

PARASNIS,D.S.,1971. Principles of Geophysics. Chapman and Hall. 38-73.

PARASNIS,D.S.,1973. Mining Geophysics. Elsevier. 227-282.

PICK,M., PICHA,J. and VYSKOCIL,V.,1973. Theory of the Earth's Gravity Field. Elsevier. 538 s.

DOBRIN,M.B.,1976. Introduction to Geophysical Prospecting. McGraw-Hill Book Company. 357-475.

NETTLETON,L.L.,1976. Gravity and Magnetics in Oil Prospecting. McGraw-Hill Book Company. 9-296.

SHARMA,P.V.,1976. Geophysical Methods in Geology. Elsevier.87-157.

TELFORD,W.M., GELDART,L.P., SHERIFF,R.E. and KEYS,D.A.,1976. Applied Geophysics. Cambridge University Press. 7-104.

STACEY,F.D.,1977. Physics of the Earth. John Wiley & Sons. 73-106.

GARLAND,G.D.,1979. Introduction to Geophysics. W.B. Saunders Company. 134-212.

GRANT,F.S.,1972. Review of Data Processing and Interpretation Methods in Gravity and Magnetics, 1964-71. Geophysics 37, 648-655.

TANNER,J.G. and GIBB,R.A.,1979. Gravity Method Applied to Base Metal Exploration. In Geophysics and Geochemistry in the Search of Metallic Ores. Editor P.J.Hood. Economic Geology Report 31. Geological Survey of Canada. 105-122.

LaFEHR,T.R.,1980. Gravity Method. Geophysics 45(11), 1634-1639.

HINZE,W.J.(editor), 1985. The Utility of Regional Gravity and Magnetic Anomaly Maps. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Oklahoma. 468 p.

2.1 PERUSKÄSITTEISTÄ

Sovelletun geofysiikan gravimetriset menetelmät perustuvat yleiseen painovoimalakiin, jonka Isac Newton (1642-1727) julkaisi v. 1687 teoksessaan "Philosophie Naturalis Principia Mathematica". Newtonin oivallusta edelsivät mm. Galileo Galilein (1564-1642) havainnot, että vapaassa putoamisliikkeessä kiihtyvyys on riippumaton putoavan kappaleen massasta ja että putoamismatkat suhtautuvat kuten putoamisaikojen neliöt, sekä Johannes Keplerin (1571-1630) planeettain liikkeitä koskevat huomiot. Newtonin painovoimalain mukaan kaksi massapartikkelia vetävät toisiaan puoleensa voimalla, joka on suoraan verrannollinen niiden massojen tuloon ja kääntäen verrannollinen niiden välimatkan neliöön.

Yleisen painovoimalain verrannollisuusvakio eli yleinen gravitaativakio on

G = (6.673 0.003) 10**-11 m**3 kg**-1 sek**-2 .

Mikä tahansa massajakauma synnyttää painovoimakentän, jonka voimakkuus jossain pisteessä on kyseisestä massajakautumasta tähän pisteeseen sijoitettuun massapartikkeliin kohdistuva voima massayksikköä kohden.

Painovoimakentän SI-yksikkö on N/kg = m/sek**2. Yksiköllä ei toistaiseksi ole yleisesti hyväksyttyä omaa nimeä. Vanha yksikkö, jota edelleen eniten käytetään, on gal.

1 gal = 1000 mgal = 1 cm/sek**2 = 10**-2 m/sek**2 = 10**-2 N/kg .

Englanninkielisessä kirjallisuudessa esiintyy lisäksi yksikkö gu (gravity unit). 1 gu = 0.1 mgal = 10**-6 N/kg.

Painovoimakentän voimakkuuden gradientin perinteinen yksikkö on eötvös. 1 eotvös = 10**-6 mgal/cm = 10**-9 sek.

Gravitaatiopotentiaali on massapartikkelin potentiaalienergia painovoimakentässä massayksikköä kohden ja vastakkaismerkkisenä.

On todistettu, että jos rajallisen massajakautuman painovoimakentän voimakkuus tunnetaan tasolla, jonka alapuolella massajakautuma sijaitsee, niin voimakkuus tunnetaan missä tahansa pisteessä tason yläpuolella. Toisin sanoen, jos tunnemme maapallon painovoimakentän voimakkuuden maanpinnalla, voimme laskea sen missä tahansa maanpinnan yläpuolella. Geofyysikot puhuvat tällöin kentän jatkamisesta ylöspäin.

Maapallon painovoimakentän voimakkuus on maan massojen vetovoiman ja pyörimisliikkeen keskipakoisvoiman resultantti massayksikköä kohden. Vapaan putoamisen kiihtyvyyteen vaikuttavat lisäksi lähinnä kuusta ja auringosta johtuvat vuoksivoimat. Näiden vaikutus vaihtelee ajan ja paikan mukaan ja on suurimmillaan noin 0.3 mgal.

Geoidi on häiriintymättömään merenpintaan yhtyvä maapallon sisäänsä sulkeva geopotentiaalin sama-arvopinta. Häiriintymätön merenpinta on maan vetovoiman ja maapallon pyörimisestä johtuvan keskipakoisvoiman potentiaalin sama-arvopinta (geopotentiaalin sama-arvopinta). Määritelmän perusteella maapallon painovoimakentän

voimakkuusvektori on kaikkialla kohtisuorassa geoidia vasten. Geoidi ei ole painovoiman sama-arvopinta. Stokes (1819-1903) osoitti, että maapallon toisin sanoen geoidin muoto voidaan johtaa koko maapallon kattavista painovoimamittaustuloksista. Eräs painovoimamittaustulosten esitysmuoto onkin geoidikartat, jotka useimmiten esittät geoidin poikkeamaa referenssiellipsoidista metreissä. Massaylijäämät aiheuttavat geoidiin kumpuja ja massa-alijäämät kuoppia. Alimmillaan geoidi on Intian eteläpuolella (noin -100 m) ja ylimmillään Uuden Guinean seutuvilla (noin +85 m).

Normaalipainovoimalla tarkoitetaan painovoimaa geoidia approksimoivan pyörähdysellipsoidin pinnalla toisin sanoen normaalipainovoima määritellään maapalloa sovitulla tavalla kuvaavan yksinkertaisen mallin avulla. Maapallon tiheysvaihteluista johtuen todellinen geoidi poikkeaa pyörähdysellipsoidista kumpuillen loivasti. Suomessa käytetään toistaiseksi IUGG:n (International Union of Geodesy and Geophysics) käyttöönottamaa kansainvälistä normaalipainovoimakaavaa, josta IAG:n (International Association of Geodesy) v. 1967 päätöksen mukaisesti on vähennetty 14.00 mgal. Vuoden 1930 painovoimakaava ja Suomessa käytössä oleva karttaprojektio pohjautuvat samaan v. 1924 hyväksyttyyn kansainväliseen referenssiellipsoidiin, jonka ison akselin puolikas a= 6 378 388 m ja litistyneisyys f= 1/297 (= (ison akselin puolikas miinus pikkuakselin puolikas)/(isonakselin puolikas)). IUGG:n vuonna 1967 käyttöönottamaa uutta kansainvälistä normaalipainokaavaa (jota ei siis toistaiseksi käytetä Suomessa) vastaavan referenssiellipsoidin a= 6 378 160 m ja f= 1/298.26. Normaalipainovoima on ainoastaan leveysasteen funktio ja päiväntasaajalla se on noin 978 gal ja navoilla 983 gal.

IGSN71 (International Gravity Standardization Net 1971) hyväksyttiin vuonna 1971 IUGG:n yleiskokouksessa. Verkko koostuu n. 1850 pisteestä, joille on määritelty painovoimakentän voimakkuuden absoluuttiarvo. Siirryttäessä Potsdamin järjestelmästä IGSN71-järjestelmään Potsdamin arvo pieneni 14.00 mgal ja esimerkiksi Helsingin arvo pieneni 14.65 mgal. IGSN71-järjestelmän tarkkuudeksi on arvioitu noin 0.05 mgal. Vaikka sovelletussa geofysiikassa mitataan vain suhteellisia painovoima-arvoja niin tälläkin sektorilla yhtenäisestä järjestelmästä on hyötyä. Kun painovoima-arvot ja -anomaliat ovat välittömästi vertailukelpoisia voidaan eri laitosten, yhtiöiden ja maiden mittaustuloksia helposti yhdistää sovellettaessa gravimetrisia havaintoja suur-rakenteiden tutkimiseen tai määrättäessä regionaalikenttää pienalueen mittaustulosten tulkintaa varten. Käytännössä IGSN71-järjestelmään pääsee kiinni esimerkiksi Geodeettisen laitoksen I luokan painovoimapisteverkon kautta.

3.1 PAINOVOIMAN MITTAAMISESTA

Painovoimakentän ominaisuuksista on mitattu etupäässä absoluuttiarvoa, suhteellista voimakkuutta ja voimakkuuden gradienttia. Absoluuttiarvon määrityksiä heilureilla tehtiin jo 1700-luvulla. Nykyisin tarkimpiin tuloksiin päästään vapaasti putoavan kappaleen kiihtyvyyttä rekisteröivillä laitteilla. Heilureita käytettiin myös painovoimaerojen mittaamiseen 1930-luvulle asti. 1800-luvun lopulla kehitettyä Eötvös-vaakaa, joka mittaa painovoimakentän voimakkuuden horisontaaligradienttia ja samapotentiaalipinnan kaarevuutta, käytettiin paljon 1930-luvulle saakka. Gravimetristen menetelmien käyttökelpoisuus öljynetsinnässä suoladoomien paikantamisessa kiihdytti mittauslaitteiden kehitystyötä. Tuloksena syntyivät nykyisen kaltaiset gravimetrit, jotka syrjäyttivät heilurit ja Eötvös-vaa'at sovelletun geofysiikan tehtävissä. Gravimetrit, jotka yleensä ovat astaattisia jousijärjestelmiä, mittaavat painovoimaeroja. Kullakin laitteella on omat asteikkovakionsa. Gravimetreille tyypillinen piirre on se että lukema, joka vastaa tiettyä painovoima-arvoa, hiljalleen muuttuu. Tätä sanotaan käynniksi ja se poistetaan mittaustuloksista käyntikorjauksella. Kiinteällä maalla suoritettavien mittausten osalta päästiin tilanteeseen, missä gravimetristen menetelmien käyttökelpoisuutta ei katsottu enää voitavan lisätä mittaustarkkuutta parantamalla, eräitä poikkeuksia lukunnottamatta. Kehitystyö suuntautui merellä ja ilmassa liikkuvissa aluksissa ja poranrei'issä käytettäviin laitteisiin. Suomen olosuhteisiin poranreikägravimetrien halkaisijat ovat liian suuria. Gravimetrisia lentomittauksia ei Suomessa toistaiseksi ole kannattanut käyttää. Miten on 1990-luvulla, sitä emme vielä tiedä. Myös maata kiertäviä satelliitteja on ryhdytty käyttämään hyväksi ja niiden avulla koko maapallon kattavia painovoima- ja geoidikarttoja onkin voitu oleellisesti tarkentaa erityisesti merialueilla. 1990-luvulla toteutettavia projekteja varten kehitellään uusia gradienttimittausjärjestelmiä, enkä ihmettelisi vaikka paroni Eötvösin ideat löydettäsiin uudelleen myös maanpintamittauksissa.

Taulukko 3-1. Esimerkkejä gravimetrien tarkkuudesta

Mittaus kiinteässä pisteessä:		
Worden Standard Master	0.01	mgal
LaCoste-Romberg D	0.005	mgal
GWR TT 30	0.00005	mgal
Parhaimmat poranreikägravimetrit	0.01	mgal
LaCoste-Romberg merenpohjagravimetri	0.1	mgal
Mittaukset järven tai meren jäällä hyvissä olosuhteissa	0.05-0.1	mgal
Mittaus liikkuvalla alustalla:		
Carson Geoscience lentomittausjärjestelmä	0.5 - 1.0	mgal
Parhaimmat laivagravimetrit	0.5 - 1.0	mgal

3.2 KORKEUDEN MITTAAMISESTA

Painovoimamittaustuloksille tehtävät reduktiolaskut edellyttävät, että havaintopisteiden korkeus merenpinnasta tunnetaan. Siksi normaaliin gravimetraukseen kuuluu myös korkeudenmittaus. Tästä johtuen gravimetraus on työläämpää ja kalliimpaa kuin magnetometraus. Esimerkiksi jotta saataisiin lasketuksi Bouguer-anomalia 0.01 mgalin tarkkuudella on korkeus tunnettava noin 5 cm:n tarkkuudella.

Systemaattisessa gravimetrauksessa käytetään optista vaaitusta runkoarvojen mittaamiseen. Optisen vaaituksen työläyden takia on korkeudenmittauksessa pyritty sitä tehokkaampiin mutta kuitenkin riittävän tarkkoihin menetelmiin.

Käyttökelpoinen ja tarkka menetelmä on korkeudenmittaus letkuvaaoilla. Puolen kilometrin pituisilla linjoilla päästään 10 cm:n kertaluokkaa oleviin sulkuvirheisiin. Letkuvaakoja käytetään systemaattisissa ja profiilimittauksissa.

Alueellisissa mittauksissa, joissa pisteväli vaihtelee 0.5 ja 1.0 km:n välillä on Suomessa käytetty etupäässä ilmanpaineen muutosten mittaamiseen perustuvaa korkeudenmääritystä. Nykyisin on käytössä Thommen sekä Wallace & Tiernan korkeusaneroideja. Lopullinen tarkkuus riippuu ilmastollisista olosuhteista ja mittausjärjestelmästä. Gtk:n mittauksissa keskivirheet ovat vaihdelleet välillä 0.5 m - 1.3 m.

Järvien ja meren rannoilla vedenpinta on kelvollinen korkeusreferenssi alueellisissa mittauksissa edellyttäen että vedenpinnan muutoksia ajan funktiona seurataan. Samoin peruskartoille merkityt desimetripisteet ovat riittävän tarkkoja. Gtk:n mittauksissa on myös kokeiltu geodimetrejä ja Geodeettisessa laitoksessa kehitettyä fotogrammetrista korkeudenmääritysmenetelmää. Ulkomailla on vastaavissa mittauksissa käytetty myös inertianavigointijärjestelmiä. Kaikilla tässä kappaleessa mainituilla menetelmillä keskivirhe on alle 0.5 m.

3.3 GTK:N KÄYTTÄMÄT MITTAUSLAJIT

Gtk:n gravimetriset kenttätyölajit ovat systemaattinen gravimetraus, profiilimittaus ja alueellinen mittaus.

Alueellisilla mittauksilla tihennetään Geodeettisen laitoksen valtakunnallista pisteverkkoa ja pyritään peittämään suhteellisen laajoja alueita suhteellisen halvalla ja nopeasti. Keskimääräinen pisteväli on yleensä 0.5 - 1.0 km. Geofysiikan osaston alueellisen tutkimuksen yksikön kapasiteetti on noin 7500 pistettä vuodessa eikä tällä vauhdilla pysytä aerogeofysikaalisen kartoituksen tahdissa. Alueellisilla mittauksilla tuotetaan perustietoa kallioperätutkimusten ja malminetsinnän tarpeita silmällä pitäen ja ottaen huomioon myös Gtk:n ulkopuoliset organisaatiot. Alueellisissa mittauksissa painovoiman ja korkeuden mittaamisesta johtuva tekninen keskivirhe on vaihdellut välillä 0.10 - 0.30 mgal.

Profiilimittausta käytetään aerogeofysikaalisilta tai alueellisilta painovoimakartoilta todettujen anomalioiden tarkempaan tutkimiseen, rakenteiden ja muodostumien jatkuvuuden selvittämiseen, poikkileikkausten tarkkaan tulkintaan sekä tiedustelu- ja luokittelutehtäviin. Pisteväli profiililla on yleensä 20 m, mutta muitakin pistevälejä käytetään. Profiilien lukumäärä, pituus ja kulku valitaan kussakin tapauksessa erikseen. Geofysiikan osaston alueellisen tutkimuksen ryhmän kapasiteetti on noin 100 km vuodessa. Profiilimittauksissa profiilin sisäinen tekninen keskivirhe on ollut alle 0.05 mgal. Profiilin sidonnoille on sallittu vaikeissa olosuhteissa korkeuden osalta 0.10-0.20 mgalin keskivirhe, mistä johtuvat sulkuvirheet on tasoitettu profiilin sisään.

Systemaattista gravimetrausta käytetään etupäässä välittömään malmi- ja teollisuusmineraaliesiintymien etsintään ja tutkimiseen. Systemaattisessa mittauksessa pisteverkko on periaatteessa tasavälinen yleensä 20m x 100m tai 20m x 50m. Geofysiikan osaston kohdetutkimusyksikön kapasiteetti on noin 60 000 pistettä vuodessa. Systemaattisten mittausten tekninen keskivirhe on noin 0.04 mgal.

4.1 STANDARDIANOMALIAT

Reduktioiden ja korjausten tarkoitus on poistaa painovoimahavainnoista tutkittavan ilmiön kannalta epäoleellisia vaihteluita. Tavanomaiset toimitukset ovat

leveysastereduktio, jolla poistetaan normaalipainovoiman muuttumista leveysasteen funktiona vastaava vaihtelu toisin sanoen mittauspisteiden leveysasterojen vaikutus

ilmareduktio, jolla poistetaan normaalipainovoiman muuttumista korkeuden funkiona vastaava vaihtelu toisin sanoen mittauspisteiden korkeuserojen vaikutus huomioimatta topografisia massoja

Bouguer-reduktio, jolla poistetaan topografisten massojen vaikutus Bouguer-laatan osalta

topografinen korjaus, jolla poistetaan Bouguer-laatan yläpinnan ja todellisen maanpinnan tai merellä Bouguer-laatan alapinnan ja merenpohjan väliin jäävien massaylijäämien ja -vajausten vaikutukset

isostaattinen reduktio, jolla poistetaan oletetun isostaattisen tasapainotilan edellyttämän massajakautuman aiheuttamat vaihtelut.

Lisäksi havainnoista voidaan poistaa irtomaapeitteen paksuuden vaihteluista (mikäli näistä on tietoa) johtuva osa, mutta tällaista korjausta ei enää lueta standardikorjauksiin tai reduktioihin kuuluvaksi.

Standardianomaliat ovat:

$gF = gM + RF - g0$ ilma-anomalia

$gB = gM + RF + RB + KT - g0$ Bouguer-anomalia

$gB = gM + RF + RB + KT + RI - g0$ isostaattinen anomalia

gM = mitattu painovoima-arvo (IGSN71)

g0 = normaalipainovoima

RF = ilmareduktio

RB = Bouguer-reduktio

RI = isostaattinen reduktio

KT = topografinen korjaus

4.2 STANDARDIREDUKTIOT

Leveysastereduktio tehdään vähentämällä mitatusta painovoimasta normaalipainovoima.

Normaalipainovoiman muutos referenssiellipsoidin pinnalla ja S-N suunnassa on esimerkiksi 65. leveysasteella 0.62 mgal/km.

Ilmareduktio on Suomessa 0.3084 mgal/m. Toisin sanoen mittauspisteen korkeuden kasvaessa yhdellä metrillä normaalipainovoima pienenee 0.3084 mgal.

Bouguer-reduktio tehdään poistamalla painovoimahavainnoista havaintopisteen ja reduktiotason väliin jäävän massan vaikutus olettaen, että tämä massa on ääretön vaakasuora laatta, jonka paksuus on havaintopisteen ja reduktiotason välinen korkeusero. Standardireduktiotaso on merenpinta. Standarditiheys on 2670 kg/m**3. Suuressa osassa Suomea todellinen kallioperän tiheys poikkeaa hieman standarditiheydestä. Standarditiheydellä laskettu Bouguer-reduktio on -0.1119 mgal/m. Standardireduktion lisäksi voidaan tarvittaessa laskea Bouguer-reduktio käyttämällä paikallista tiheysarvoa tai myöskin jakamalla laatta useaan osaan, joista jokaisella on eri tiheys. Merenpinnalla mitatuille arvoille Bouguer-reduktio lasketaan ajattelemalla mereen lisättävän aineksia niin, että sen tiheys tulee yhtä suureksi kuin normaalisti käytetty Bouguer-laatan tiheys. Merenpohjalla havaittu arvo redukoidaan ensin merenpinnan tasoon.

Siellä missä maanpinta on Bouguer-laatan yläpinnan alapuolella on Bouguer-reduktiossa vähennetty havaitusta arvosta liikaa, ja siellä missä maanpinta nousee Bouguer-laatan yläpinnan yläpuolelle on väliin sijoittuvan massan ylöspäin suuntautunut vetovoima jäänyt eliminoimatta. Topografinen korjaus on molemmissa tapauksissa lisättävä korjattavaan arvoon. Erikoistapauksia ovat meren tai järven pinnalla tai maanpinnan alla mitatut pisteet. Näissä tapauksissa korjaus voi olla myös negatiivinen.

Topografisen korjauksen laskemista varten on kehitetty erilaisia menetelmiä. Yleensä kunkin havaintopisteen ympäristö jaetaan vyöhykkeisiin ja kukin vyöhyke elementteihin esimerkiksi pystyihin tankoihin, prismoihin tai pystysuoran sylinterin segmentteihin. Elementin korkeus arvioidaan manuaalisesti topografisilta kartoilta tai automaattisesti korjauksen laskemista varten kerätystä ja taltioidusta korkeusrekisteristä. Elementtien vetovoimien vertikaalikomponentit lasketaan havaintopisteen kohdalla ja summataan. Gtk:n alueellisissa mittauksissa käytetään menetelmää, jossa ensin lasketaan kunkin havaintopisteen kohdalla jokaisen käytettävissä olevan korkeusarvon edustama topografinen korjaus per pituusyksikkö säteen suunnassa ja nämä arvot integroidaan tietyn järjestelmän mukaisesti. Profiilien osalta lasketaan joko 2-dimensionaalinen korjaus monikulmiomallin avulla tai 3-dimensionaalinen korjaus edellä mainitulla tavalla. Topografinen korjaus poistaa maanpinnan reliefistä johtuvat vaihtelut mutta samalla lisää korjattuihin arvoihin laskentajärjestelmän virheet. Havaintopisteiden paikkojen oikealla valinnalla voidaan myös vähentää topografian vaikutusta. Mikäli topografista korjausta ei ole tehty, voidaan topografian vaikutuksen suuruutta arvioida taskulaskimille sopivilla "nyrkkisäännöillä".

Ymmärrys siitä, että maankuori on liian heikko yksinänsä kannattamaan vuoria ja vuoristoalueita, sekä luotiviivanpoikkeamien ja geoidin muodon ja painovoimamittaustulosten (negatiiviset Bouguer-anomaliat vuoristoalueilla ja positiiviset Bouguer-anomaliat merialueilla) tarkastelu on johtanut isostasiakäsitteeseen. Isostasiateorian mukaan (1) vuorien alla on massavajaus joka kompensoi vuorien massaylijäämän, (2) merien alla on massaylijäämä joka kompensoi merien massavajauksen ja (3) tietyllä syvyydellä maanpinnan alla, kompensaatiosyvyydessä, paine pinta-alayksikköä kohden on sama kaikkialla riippumatta siitä onko alue esimerkiksi vuoristoa tai merta.

Isostaattisen ajattelun alkuvaiheissa viime vuosisadalla tarkennettiin kaksi erilaista isostaattista systeemiä: (1) Pratt-systeemissä kompensaation aiheuttaa maankuoren tiheysvaihtelut ja (2) Airy-systeemissä kompensaation aiheuttaa kuoren ja vaipan rajapinnan syvyysvaihtelut. Myöhemmin mm. Hayford, Heiskanen, Vening Meinesz ja Woollard ovat kehittäneet teoriaa. Suomen Geodeettisen laitoksen julkaisema isostaattisen anomalian kartta on laskettu Airy-Heiskasen systeemin mukaisesti olettamalla merenpintaan ulottuvan kuoren, normaalikuoren, paksuudeksi 30 km, maankuoren tiheydeksi 2670 kg/m**3, vaipan tiheydeksi 3270 kg/m**3 ja meriveden tiheydeksi 1030 kg/m**3. Vening Meinesz esitti, että isostaattinen kompensaatio ei ole paikallinen vaan levinnyt laajemmalle alueelle kuin topografia. Woollardin ehdot ovat (1) kompensaation aiheuttaa kuoren ja vaipan rajapinnan syvyyden vaihtelu, (2) kuoren ja vaipan tiheydet eivät vaihtele merkittävästi ja (3) kuoren keskitiheys on 2920 kg/m**3, kuoren ja vaipan tiheysero on 390 kg/m**3 ja normaalikuoren paksuus on 33 km.

Isostaattisen reduktion tarkoitus on poistaa painovoimahavainnoista isostaattisen tasapainotilan edellyttämien, topografisia massoja kompensoivien massojen aiheuttamat vaihtelut. Isostaattinen reduktio lasketaan käytännössä samantapaisin menetelmin kuin topografinen korjaus. Jos isostaattinen tasapainotila todella vallitsee niin Bouguer-anomaliaan sisältyy kompensoivien massojen aiheuttama suhteellisen pitkäaaltoinen komponentti. Jos taas kompensoivia massoja ei todellisuudessa ole lainkaan niin isostaattinen reduktio poistaa Bouguer-anomaliasta komponentin, jota siinä ei ole.

Kun koko maapallo huomioidaan niin isostaattiset anomaliat (eli Bouguer-anomaliat isostaattisen reduktion jälkeen) vaihtelevat selvästi vähemmän kuin Bouguer-anomaliat. Painovoimamittaustulokset kuitenkin osoittavat, että monilla alueilla isostaattista tasapainotilaa ei ole tai se on epätäydellinen tai poikkeaa edellä esitetyistä ehdoista.

5.1 INTERPOLOINNISTA

Mittaustulosten arvioinnin ja tulkinnan helpottamiseksi painovoima-anomaliat esitetään tavanomaisesti profiileina ja käyrä- tai värisävykarttoina. Bouguer-anomalian ja sen johdannaissuureiden graafisten esitysten tutkiminen on tärkeä työvaihe sekä kallioperägeologisissa että malminetsinnällisissä sovellutuksissa.

Yleisenä tehtävänä on anomaliakentän approksimointi (ennustaminen) karttatasolla havaintopisteiden anomalia-arvojen perusteella. Ensi alkuun käytetään usein sitä menetelmää joka on helpoimmin saatavilla. Vasta kokemus osoittaa että moniin menetelmiin liittyy epätoivottavia tai toivottomia piirteitä.

Kaikkiin mittaustuloksiin liittyy kullekin kartoitusalueelle ominainen virhejakautuma. Kun pyritään havainnolliseen esitykseen tulee menetelmän olla sellainen ettei se liikaa korosta virheitä. Siksi interpoloinnin tuloksen ei välttämättä tarvitse täsmälleen toistaa alkuperäisiä havaintoja. Sallittu toleranssi perustuu keskivirhearvioon.

Profiili- ja tasokarttojen koneellista piirtämistä varten on kehitetty lukuisia interpolointimenetelmiä. Tapaukset, joissa havaintojen väli linjalla on paljon pienempi kuin linjaväli, ovat vaikeita käsitellä. Näin siksi, että interpoloitaessa ei pitäisi hävittää yksityiskohtaista informaatiota mittauslinjoilla, mutta samalla pitäisi estää perusteettomien yksityiskohtien syntyminen linjojen välille. Yksityiskohtien tulkinnassa kannattaa tukeutua alkuperäisiin mittauslinjoihin ja verrata näitä keskenään.

Varsin yleisesti eri korkeuksilla mitatut anomalia-arvot projisoidaan sellaisinaan karttatasolle eikä huomioida anomaliakentän 3-dimensionaalista luonnetta. 2-dimensionaalisessa interpoloinnissa havaintopisteiden korkeuseroista johtuva anomalioiden vääristyminen jää korjaamatta. 3-dimensionaalisen interpoloinnin huono puoli on taas se, että pienet ja terävät anomaliat saattavat vaimentua liikaa, kun ne joudutaan interpoloimaan havaintotason yläpuolelle.

Painovoima-anomalioille sopivia menetelmiä ovat esimerkiksi a) 1-dimensionaalisessa tapauksessa interpolaatio visuaalisesti tai kolmannen asteen spline-funktiolla b) 2-dimensionaalisessa tapauksessa interpolaatio visuaalisesti, kaksisuuntaisella kolmannen asteen spline-funktiolla, gradienttien avulla, paloittaisilla ortogonaalipolynomeilla tai Kriging-painofunktioilla sekä c) 3-dimensionaalisessa tapauksessa approksimointi ekvivalenttilähteiden tai harmoonisten funktioiden avulla. Kaikissa tapauksissa interpoloinnin tulos voidaan sovittaa kulkemaan täsmälleen tai valitulla toleranssilla alkuperäisten havaintojen kautta.

Anomaliakentän approksimointi interpolointivirheineen ei ole merkityksellistä vain karttojen piirtämisen vaan myös erilaisten analysointi- ja tulkintamenetelmien kannalta, koska nämä usein käyttävät lähtötietoina interpoloituja arvoja. Interpolointimenetelmin voidaan myös tarkastaa mittaustuloksia ja luetteloida ne havainnot, jotka poikkeavat vastaavista interpoloiduista arvoista sallittua enemmän.

Tiedon laatu ja määrä riippuvat havaintojen tiheydestä ja laadusta, eikä interpolointi tietenkään tilannetta paranna.

6.1 ANOMALIAKENTÄN ANALYSOINTI

Mitattu anomaliakenttä on aina monen eri osatekijän summa. Siihen sisältyy syvällä maankuoressa ja vaipan yläsosassa sijaitsevien massavajausten ja -ylijäämien aiheuttamat suhteellisen laajat ja loivat komponentit, lähellä havaintotasoa olevien tiheysvaihteluiden aiheuttamat suhteellisen terävät komponentit ja monenlaista komponenttia tältä väliltä. Kenttää analysoimalla pyritään esimerkiksi paljastamaan suuriin komponentteihin kätkeytyneitä pieniä komponentteja, saattamaan erilleen toisiinsa sulautuneita rinnakkaisia anomalioita tai erottamaan ympäristöstään jokin tietty komponentti tai komponenttiryhmä kvantitatiivista tulkintaa varten. Kentän osaa, jonka (ainakin valtaosalta) aiheuttavat tutkittavaa ilmiötä laajemmat ja/tai syvemmällä sijaitsevat lähteet nimitetään usein regionaalianomaliaksi. Ja osaa, joka saadaan vähentämällä regionaalianomalia mitatusta kentästä, nimitetään vastaavasti residuaalianomaliaksi. Residuaalianomalia voidaan myös määritellä kentän muunnokseksi, joka saadaan suodattamalla pois pitkän aallonpituuden komponentteja. Vastaavasti regionaalianomaliaksi voidaan sanoa kentän muunnosta, joka saadaan vaimentamalla lyhyen aallonpituuden komponentteja. Asioiden suhteellisuutta kuvaa lentävä lause "yhden regionaali saattaa olla toisen residuaali".

Periaatteessa kenttä voidaan jakaa osiin lukemattomilla eri tavoilla. Eri vaihtoehtojen oikeellisuutta saattaa olla hankala arvioida. Apuna arvioinnissa käytetään geologisia, geofysikaalisia ja petrofysikaalisia tosiasioita ja olettamuksia.

Kenttää analysoitaessa on syytä muistaa seuraavat seikat.

Laaja-alaiset ja vähittäiset muutokset kallioperän tai maaperän ominaisuuksissa lähellä mittaustasoa tai maanpinnan topografia saattavat aiheuttaa laajoja ja loivia anomalioita, jotka voidaan erheellisesti tulkita syvällä sijaitsevista lähteistä johtuviksi.

Yhdessä ehyessä geologisessa rakenteessa voi olla sekä syvällä että matalalla sijaitsevia osia. Itse asiassa yksittäisen anomalian nollataso riippuu lähteestä ja etenkin sen syvyysulottuvuudesta. Esimerkiksi mitä syvemmälle anomalianaiheuttaja ulottuu sitä suurempi on anomalian liepeiden ja nollatason välys. Lopullinen nollataso on tulkittava vasta anomalianaiheuttajaa kuvaavan tiheysmallin yhteydessä.

Korostettaessa anomaliakentän tiuhaan vaihtelevia osia myös mittausarvoihin sisältyvät erilaiset virheet korostuvat.

Lyhin aallonpituus, jonka havainnoista saa irti on kaksi kertaa pisteväli. Tätä lyhyemmät aallonpituudet näkyvät todellisuutta pitempinä, jos näkyvät lainkaan. Tarkkaa kvantitatiivista tulkintaa varten tutkittavan anomalian kohdalla tulee olla vähintään noin kahdeksan havaintopistettä.

Painovoima-anomalioiden analysoinnissa Gtk:ssa käytetyt menetelmät ovat a) visuaalinen regionaali-residuaalierotus, b) halutulle anomalialle tai anomaliaryhmälle viritetty iteratiivinen regionaalipinnan sovittaminen havaintoaineistoon, c) kentän jatkaminen ylös- tai alaspäin, d) derivointi horisontaali- tai vertikaalisuunnissa, e) analysointi Fourier-amplitudispektrin avulla sekä f) regionaalikentän mallinnus sen todellista aiheuttajaa kuvaavien mallien avulla.

6.2 VÄRISÄVYKARTAT

Koska Bouguer-anomalian laaja-alaiset vaihtelut ovat suuria suhteessa paikallisiin anomalioihin päinvastoin kuin magneettisten anomalioiden niin värisävyesitykset sopivat painovoima-anomalioiden esittämiseen mielestäni hieman paremmin kuin harmaasävyt. Aeromagneettisten karttojen kohdalla harmaasävyjen edut ovat ilmeisesti suuremmat kuin värisävyjen. Arviointiin vaikuttaa tietysti myös käytettävissä olevien tuotantojärjestelmien ja laitteiden ominaisuudet. Vaikka värisävyjen käytön suurin etu on se, että katsoja saa havainnollisen kuvan juuri laaja-alaisista vaihteluista, on myös paikallisten anomalioiden erotuttava samanveroisesti koko skaalan alueella. Karttaa läheltä katsottaessa luokkarajat on pystyttävä laskemaan. Karttaa kaukaa katsottaessa mikään luokkaraja ei saa pistää silmään, vaan katsojalle on välityttävä mahdollisimman puolueeton kuva anomaliapinnan vaihtelusta. Gtk:n alueellisissa painovoimakartoissa käytetään tällä hetkellä väriskaalaa, joka kykenee esittämään Bouguer-anomaliat koko valtakunnan alueella kahden mgalin välein. 1:100 000 mittakaavassa käytetään useimmiten kuitenkin 1 mgalin käyrävälia, joka on neljä kertaa havaintojen tekninen keskivirhe. Systemaattisten mittausten keskivirhe sallii 0.1 mgalin luokkavälin käytön eikä mikään tasapainoinen väriskaala kykene kuvaamaan tällä tarkkuudella Bouguer-anomaliaa kaikkialla Suomessa. Koska harmaasävyjen dynamiikka on pienempi kuin värisävyjen ne soveltuvat paremmin magneettisten kuin painovoima-anomalioiden esittämiseen. Vaikka värisävykartat soveltuvat hyvin Bouguer-anomalioiden visuaaliseen tarkasteluun niillä on puutteita, jotka voidaan paikata vain Bouguer-anomalian johdannaisilla. Tälläisia johdannaisia ovat esimerkiksi 2. vertikaaliderivaatta ja horisontaaligradientti, joiden esittämiseen geofysiikan osastolla on käytössä koko Suomen kattavat väriskaalat.

6.3 BOUGUER-ANOMALIAN 2. VERTIKAALIDERIVAATTA

Bouguer-anomalian toisen vertikaaliderivaatan avulla voidaan havainnollistaa ja rajata paikallisia anomalioita. Mitä jyrkemmin anomaliapinta kaartuu sitä suurempi on toisen derivaatan arvo. Kun anomaliapinta on kupera ylöspäin toinen derivaatta on positiivinen ja kun anomaliapinta on kupera alaspäin toinen derivaatta on negatiivinen. Yhden kontaktin tapauksessa kontaktin toisella puolella on 2. vertikaaliderivaatan minimi ja toisella maksimi. Minimin ja maksimin itseisarvojen suhde on kontaktin kaateen funktio. Maksimin ja minimin väliseen vaakaetäisyyteen vaikuttaa taas lähteen syvyys. Kun kaksi kontaktia on valitun operaattorin kannalta sopivalla etäisyydellä toisistaan vahvistuu niiden väliin jäävä anomalia. Toisen vertikaaliderivaatan nollaviiva rajaa tulkittavan kohteen, silloin kuin anomalia kohoaa selvästi kohinan yläpuolelle ja lähteen yläpinnan syvyys on muihin dimensioihin nähden pieni. Palloilla tai vaakasylintereillä approksimoitavien rakenteiden kohdalla toisen vertikaaliderivaatan maksimin tai minimin etäisyys nollakohdasta on lähteen massakeskipisteen funktio. Teoriassa 2. vertikaaliderivaatta korostaa kentän kaikkein eniten kaartuvia komponentteja eli kaikkein pienimpiä aallonpituuksia ja vaimentaa

tehokkaasti kentän loivasti kaartuvia komponentteja eli pitkiä aallonpituksia. Käytännössä 2. vertikaaliderivaattaoperaattori laaditaan siten, että se vaimentaa myös kaikkein lyhimpiä aallonpituuksia. Tällöin 2. vertikaaliderivaatta päästää läpi vain tietyn, määriteltävissä olevan aallonpituusalueen, mikä on kentän analysoinnin kannalta hyödyllinen piirre.

6.4 BOUGUER-ANOMALIAN HORISONTAALIGRADIENTTI

Bouguer-anomalian horisontaaligradientti saavuttaa maksimiarvon siellä missä 2. vertikaaliderivaatta nolla-arvon. Horisontaaligradientti reagoi samanaikaisesti kentän regionaali- ja residuaalipiirteisiin. Siksi sen avulla voidaan paikantaa sekä suur- että pienrakenteita. Horisontaaligradienttikartan käyttäjän ensimmäisiä tehtäviä on luokitella kartalla näkyvät maksimigradientit joko litologisiin tai tektoonisiin. On muistettava, että palloilla tai vaakasylintereillä approksimoitavien rakenteiden kohdalla horisontaaligradientin merkitys on toinen kuin kontaktitulkinnassa. Horisontaaligradientin maksimiarvo (mgal/km) on käyttökelpoinen parametri arvioitaessa esimerkiksi anomalianaiheuttajan yläpinnan ylimmän kohdan suurinta mahdollista syvyyttä.

7.1 TIHEYS PETROFYSIKAALISENA SUUREENA

Aineen tiheydellä tarkoitetaan sen massaa tilavuusyksikköä kohden. Tiheyden seikkaperäistä tutkimista ja hyväksikäyttöä varten on hyödyllistä määritellä lisäksi käsitteet raetiheys, kappaletiheys, kuivatiheys, märkätiheys, in situ -tiheys, tiheysfunktio, tiheysero ja huokoisuus.

Tiheyden mittaustavat voidaan jakaa (1) laboratoriomenetelmiin joita ovat punnitus nesteessä ja ilmassa, pyknometrimenetelmä, volumetrimenetelmä ja punnitus raskaissa nesteissä sekä (2) in situmenetelmiin joita ovat gammasädetiheysluotaus ja geofysikaaliset mittaukset ja niiden tulkinta. Viime mainittuun ryhmään kuuluvat esimerkiksi Parasniksen menetelmä, Nettletonin menetelmä ja tiheyden ratkaiseminen maanalaisten painovoimakentän vertikaaligradienttimittausten tuloksista.

Mineraalien tiheys riippuu lähinnä niiden kidemuodosta ja kemiallisesta koostumuksesta. Epäpuhtaudet, ylimääräiset atomit ja aukot kidehilassa aiheuttavat poikkeamia teoreettisiin tiheysarvoihin. Hilavakiot riippuvat hieman lämpötilasta ja paineesta. Mineraalien tiheystutkimusta voidaan käyttää hyväksi esimerkiksi mineraalien tiheyteen perustuvien rikastusominaisuuksien laskemisessa, mineraalien tunnistuksessa, mineraalien koostumuksen tai kidera-kenteen selvittelyssä ja laskettaessa kivilajien teoreettisten mallien tiheyksiä.

Kivilajin tiheys riippuu lähinnä niiden mineraalikoostumuksesta ja huokoisuudesta. Prekambrisissa kivissä huokoisuuden vaikutus jää mineraalikoostumuksen varjoon. Tiheydellä on vahva korrelaatio tummien mineraalien pitoisuuden kanssa. Tietyt geologiset ilmiöt vaikuttavat kivien tiheyksiin. Esimerkiksi ruhjoutuminen, rakoilu, rapautuminen, serpentiniittiytyminen ja graniittiutuminen pienentävät kiven tiheyttä. Ja esimerkiksi kovettuminen ja eklogiittiutuminen suurentavat tiheyttä. Siltä osin kuin metamorfoosissa kiven huokoisuus pienenee niin kivi tihenee. Mineraalien muutosprosessit metamorfoosissa ja metasomatoosissa riippuvat vallitsevista kemiallisista ja fysikaalisista olosuhteista, kevyistä mineraaleista saattaa muodostua raskaita ja päinvastoin.

Tietoja kivilajien tiheyksistä käytetään hyväksi mm. painovoima-anomalioiden tulkinnassa, kivien tunnistamisessa ja luokittelussa malmi- ja louhinta-arvioiden laskemisessa sekä monenlaisten geologisten ja geofysikaalisten ilmiöiden, maapallon koostumuksen ja tektoniikan selvittelyssä. Myös irtomaalajien in situ -tiheydet on syytä tuntea.

Tiheyden suhdetta muihin suureisiin kuten esimerkiksi huokoisuuteen, seismiseen p-aallonnopeuteen, suskeptibiliteettiin, lämmönjohtokykyyn, lämpötilaan, paineeseen ja kulutuskestävyyteen ovat tutkijat selvitelleet.

Gtk:n geofysiikan osastolla on tehty useita laajoja katsauksia kallioperän tiheysominaisuuksiin. Lisäksi valtakunnallisen petrofysikaalisen tiedoston käyttöohjelma on helppokäyttöinen, monipuolinen ja kaikkien ulottuvilla.

8.1 PAINOVOIMA-ANOMALIOIDEN TULKINNASTA

Painovoima-anomalioiden geologisessa tulkinnassa (1) todetaan anomalioiden yhteyksiä geologisiin muodostumiin ja rakenteisiin ja käytetään näitä yhteyksiä hyväksi geologisessa kartoituksessa, (2) haetaan vihjeitä aikaisemmin tuntemattomista muodostumista ja rakenteista, (3) käytetään gravimetrista tietoa yhdessä muun tiedon kanssa muodostumien ja rakenteiden tunnistamiseen, rajaamiseen ja luokitteluun sekä (4) ratkaistaan geologisia muodostumia ja rakenteita kuvaavien mallien ominaisuuksia.

Tulkintoja tehtäessä on muistettava probleeman perusluonne: useat erilaiset mallit tuottavat samanlaisen anomalian, mutta mikä tahansa malli ei tuota tiettyä anomaliaa. Tulkintamahdollisuuksia rajataan geologisten tietojen, tiheystietojen, muiden geofysikaalisten menetelmien ja kairausten antamien tulosten perusteella. Jos tulkintaprobleemaa ei voida rajata yksikäsitteiseksi haetaan kaikkien mahdollisten mallien yhteisiä ominaisuuksia. Yksittäisen, ympäristöstään erotetun anomalian tapauksessa tällaisia ominaisuuksia ovat esimerkiksi anomalianaiheuttajan massakespisteen horisontaalikoordinaatit, anomaalinen massa ja jos tiheysero tunnetaan myös tilavuus, pienin mahdollinen tiheyskontrasti, pintaan puhkeamattoman anomaalisen massan ylimmän osan suurin mahdollinen syvyys, ja pintaan puhkeavan anomaalisen massan pienin mahdollinen paksuus jos tiheyskontrasti tunnetaan .

Kvalitatiivisen tulkinnan, joka perustuu geologisten prosessien ja niihin liittyvien tiheysvaihteluiden sekä painovoimakentän ominaisuuksien tuntemukseen, merkitystä ei sovi aliarvioida. Kvalitatiivinen tarkastelu luo raamit kvantitatiiviselle tulkinnalle.

Bouguer-anomaliakarttojen tarkastelua voidaan helpottaa värisävykarttojen ja Bouguer-anomalian johdannaisten avulla kuten edellä on esitetty.

Bouguer-anomalian ja kallioperän tiheyden aluekeskiarvojen välisiä riippuvuuksia tutkimalla on todettavissa, mikä osa keskiarvojen kuvaamasta painovoima-arvojen vaihtelusta johtuu havaitusta tiheysvaihtelusta. Maankuoresta on erotettavissa lohkoja, joitten alueella arvot korreloivat selvästi. Arvopareihin sovitetun regressiosuoran kulmakerroin antaa arvion keskimääräiselle syvyydelle, jolle kallioperän tiheysominaisuudet kunkin lohkon puitteissa jatkuvat samankaltaisina kuin pinnalla. Myös regionaalianomalian muuttuminen lohkojen välillä saadaan selville.

Mallitulkintaohjelmilla on seuraavanlaisia sovellutuksia:

(a) lasketaan mallianomalioita erilaisille rakenne- ja muodostumatyypeille, ts. pyritään havainnollistamaan millaisesta anomaliasta tai hahmosta tietyllä syvyydellä sijaitseva tietynlainen rakenne tai muodostuma voidaan tunnistaa,

(b) ratkaistaan kivilajikontaktien paikkoja ja kaateita, arvioidaan pintaan puhkeavan muodostuman tiheyskontrastia tai paksuutta ja tilavuutta, arvioidaan pintaan puhkeamattoman muodostuman tai rakenteen yläpinnan syvyyttä,

(c) testataan onko muilla perusteilla hankittu käsitys kallioperästä sopusoinnussa painovoimahavaintojen kanssa tai

(d) poistetaan havainnoista tunnettujen tai oletettujen rakenteiden ja muodostumien, esimerkiksi irtomaapeitteen paksuudenvaihteluiden, vaikutukset.

Yksi erikoisongelma on tunnistaa pintaan puhkeamattomien anomaalisten massojen muodostamat lähdejoukot ja tulkita näiden syvyydet. Esimerkiksi Fourier-amplituspektrin analysointiin perustuvat menetelmät soveltuvat tällaiseen tulkintaan.

Isostaattisen tasapainotilan vallitessa isostaattiset anomaliat ovat lähellä nollaa, laajalle levinneiden topografisten massojen keskialueilla myös ilma-anomaliat lähentelevät nollaa ja laajat Bouguer-anomaliat voidaan tulkita niin että positiivisten anomalioikohdalla maankuori on sopivasti ohut ja negatiivisten Bouguer-anomalioiden kohdalla maankuori on sopivasti paksu. Tällöin Bouguer-anomalian ja topografian laaja-alaisten vaihteluiden välillä on negatiivinen korrelaatio, joka syntyy topografiaa kompensoivien massojen kautta, muutenhan Bouguer-anomalian ei pitäisi korreloida topografian kanssa. Kölivuoristo Fenno-Skandinaviassa on isostaattisesti kompensoitu, tasapainotila on osaksi muttei kokonaan Airyn teorian mukainen ja kompensoivien massojen aiheuttamat anomaliat lähentelevät sataa mgalia.

Isostaattiset anomaliat johtuvat mm. maankuoren ja vaipan yläosien jäykkyyden, vaipan konvektiovirtausten tai muiden prosessien ylläpitämistä massoista tai kompensaation jälkeenjääneisyydestä kun anomalian synnyttänyt ilmiö on lakannut vaikuttamasta. Läheinen esimerkki on negatiivinen isostaattinen anomalia Fenno-Skandinavian maannousualueella. Anomalian on ajateltu syntyneen jään painettua jääkaudella maankuoren alas. Isostaattinen tasapainotila palautuu huomattavasti hitaammin kuin jään sulaminen tapahtui. Mahdollisesti myös maankuoren muilla jännitystiloilla on oma osuutensa nykyiseen isostaattisen anomaliaan. Esimerkiksi Etelä-Suomessa keskimäärin 19200 km**2:n laajuisten alueiden kallioperän tiheyden ja Bouguer-anomalian keskiarvojen välinen korrelaatio on heikko. Sen sijaan Bouguer-anomalian ja maannousun välillä on vahva korrelaatio, johon Kaakkois-Suomen rapakivialue muodostaa sananlaskun edellyttämän poikkeuksen.

Kaakkois-Suomen rapakivialueen poikkeama muiden lohkojen avulla määritetystä regressiosuorasta on -39 mgal. Rapakiven ja sen ympäristön tiheyseron, n. -69 kg/m**3, on jatkuttava keskimäärin 18 km:n syvyyteen (keskiarvonomogrammista suorakulmaiselle prismalle), jotta mainittu poikkeama tulisi selitetyksi. Tällainen anomaalinen massa on verrattavissa yli 450 m ympäristönsä yläpuolelle kohoavaan topografiseen massaan. Ajatellaanpa, että tämä anomaalinen massa olisi ainakin osittain isostaattisesti kompensoitu. Maankuoreen sijoittuvaan, isostaattisesti kompensoituun anomaaliseen massaan liittyvän Bouguer-anomaliakuvion voi selvittää yksinkertaisella mallilla. Mallilaskujen mukaan rapakiven kontaktin yli kulkevilla profiileilla havaittavan anomaliakuvion yksinkertaisin selitys onkin maankuoreen sijoittuva, isostaattisesti kompensoitu massavajaus. Kompensoiva massaylijäämä voisi muodostua esimerkiksi mohon syvyydenvaihteluista tahi normaalia tiheämmästä maankuoren alaosasta.

Puuttumatta tällä kertaa eri tahoilla esiteltyihin maankuoren malleihin totean, että syntyhistoriasta riippumatta intermediäärisessä tai emäksisessä maankuoren osassa sijaitsevat graniittiintruusiot, gneissigraniitti-ikkunat tai graniittiutuneet kallioperän osat aiheuttavat Bouguer-anomaliaminimejä sekä että emäksiset ja ultraemäksiset muodostumat ja gneissigraniittiympäristössä sijaitsevat intermediäärisetkin liuskejaksot aiheuttavat Bouguer-anomaliamaksimeja. Emäksisten kivien serpentiniittiytyminen pienentää kiven tiheyttä niin että serpentiniittiytynyt kallioperän osa ei useinkaan aiheuta Bouguer-anomaliamaksimia vaan joskus jopa minimin. Serpentiniittiytyneet muodostumat aiheuttavat yleensä voimakkaita häiriöitä magneettikenttään kun taas terveisiin emäksisiin kiviin ei välttämättä liity magneettisia häiriöitä lainkaan. Liuskejaksoissa esimerkiksi kvartsiittien, kiilleliuskeiden ja emäksisten vulkaniittien tai happamien ja emäksisten vulkaniittien tiheydet poikkevat toisistaan niin että gravimetrista menetelmää voidaan käyttää myös liuskejaksojen sisäisen rakenteen tutkimiseen. Vaipan yläosan ja kuoren anomaaliset massat ja Moho- ja Conrad-pintojen syvyydenvaihtelut aiheuttavat regionaalianomalioita, joilla paikalliset anomaliat ratsastavat. Syvämurrokset voivat näkyä mm. porrasmaisina anomalioina, anomaliavyöhykkeiden katkeamisina tai graniittiutumisen, rapautumisen tai normaalia paksumman irtomaapeitteen kautta Bouguer-anomalian minimimivyöhykkeinä. Nykyisessä kallioperän leikkauksessa havaittavat metamorfoosiasteen vaihtelut liittyvät sellaisiin kuoren prosesseihin, jotka ovat aiheuttaneet suhteellisen laajoja painovoimaanomalioita. Esimerkiksi granuliittifasieksin kivet ja Bouguer-anomaliamaksimit näyttävät kuuluvan yhteen. Ilman muuta metamorfoositutkimusten tulokset tulevat selventämään painovoimakentän vaihteluiden geologista merkitystä.

Gravimetristen menetelmien malminetsinnälliset sovellutukset ovat lyhyesti sanottuna seuraavanlaisia:

(1) painovoima-anomalia sellaisenaan katsotaan vihjeeksi malmiesiintymästä (välttäkää tätä),

(2) muita tietoja luokitellaan niihin liittyvien painovoimaanomalioiden perusteella ja päinvastoin,

(3) malmiesiintymän aiheuttamasta anomaliasta tulkitaan anomaalinen massa ja mahdollisesti muita esiintymän laatua paikkaa, muotoa tai asentoa kuvaavia parametreja ja

(4) malmeja sisältävien geologisten rakenteiden ja muodostumien etsinnässä ja tutkimisessa käytetään painovoimamittaustuloksia.

Suomessa gravimetrisia menetelmiä on menestyksellä sovellettu esimerkiksi kromiitti-, rauta- ja massiivisten sulfidimalmien sekä myös teollisuusmineraalien kuten savikiviesiintymien etsinnässä tai tutkimisessa.

9.1 VIITTEET

Yleisluontoinen teksti vaatii tuekseen joitakin viitteitä. Oheisena etupäässä kotimainen luettelo, johon on eksynyt jokunen ulkomainenkin viite. Kaikkia ansiokkaita kotimaisia tutkimuksia ei tässä luettelossa varmaankaan mainita. Sen sijaan E-kirjaimella alkavan kirjoittajan tapauksessa on esillä jokunen heikohko esitys. Hänenkin kirjoituksista on monta jätetty pois, mutta ei yhtä monta kuin muiden kohdalla.

Alapieti, T., Hugg,R., Piirainen,T. and Ruotsalainen,A., 1979. The ultramafic and mafic intrusion at Näränkävaara, northeastern Finland. Geologinen tutkimuslaitos, Tutkimusraportti 35, 31 p.

Balling,N.,1980. The land uplift in Fennoscandia, gravity field anomalies and isostasy. Mörner,N-A.(ed.), Earth rheology, isostasy and eustasy, John Wiley & Sons, pp. 297-321.

Bjerhammar,A., Stocki, S. and Svensson,L., 1980. A geodetic determination of viscosity. Division of Geodesy, The Royal Institute of Technology, Stockholm, 72 p.

Bärlund,H.,1966. En jämförelse mellan tolkningen av olika geofysikaliska mätningar över Pyhäsalmi, Raajärvi och Leveäselkä malmfyndigheter och dennas överensstämmelse med geologin. Diplomityö, Vuoriteollisuusosasto, Teknillinen korkeakoulu, Espoo, 117 s.

Elo,S., 1974. Tiheys. Monisteessa Petrofysiikka S-3. Geologian ja geofysiikan laboratorio, Vuoriteollisuusosasto, Teknillinen Korkeakoulu, Espoo, 22 s.

Elo,S. ja Heiskanen,V.,1974. Katsaus mineraalien, kivilajien ja irtomaalajien tiheyksiin sekä Suomessa tehtyihin kivilajien tiheysmäärityksiin. Monisteessa Petrofysiikka S-3. Geologian ja geofysiikan laboratorio, Vuoriteollisuusosasto, Teknillinen Korkeakoulu, Espoo. 12 s.

Elo,S.,1976. A study of the gravity anomaly associated with Lake Lappajärvi, Finland, Q20/21/1976/2, Geofysiikan osasto, Geologian tutkimuskeskus, 20 s.

Elo,S.,1976. Tiheysmallien käytöstä painovoima-anomalioiden tulkinnassa. Geologi, 6, 65-69.

Elo,S.,1977. Kallioperän keskitiheys maan alla ja päällä mitattujen painovoimaprofiilien perusteella. Geofysiikan päivät Helsingissä 10-11.3.1977, (toim. J.Helminen), Geofysiikan Seura, 153-162.

Elo,S.,1979.Ylivieskan gabromassiiviin liittyvän painovoima-anomalian tulkinta. Q20/21/1979/1. Geofysiikan osasto, Geologinen tutkimuslaitos, 14 s.

Elo,S.,1979. Mäntyharjun Lovasjärven plagioklaasi-oliviinikiven gravimetrinen tutkimus. Q20/21/1979/2. Geofysiikan osasto, Geologinen tutkimuslaitos. 14 s.

Elo,S.,1980. Alustava tutkimus mikrotietokoneiden soveltuvuudesta systemaattisen gravimetrauksen mittaustulosten esikäsittelyyn kenttätukikohdissa. Raportti Q16.2/21/80/1. Geofysiikan osasto, Geologinen tutkimuslaitos. 8 s.

Elo,S.,1980. Käynti Englannissa 6-13.2.1980, päätarkoituksena helikopteriin asennetun inertiasuunnistusjärjestelmän kokeilujen seuraaminen. Raportti Q10.3/80/2. Geofysiikan osasto, Geologinen tutkimuslaitos. 19 s. + liitteitä.

Elo,S.,1981. Kangasniemen Salmenkylän gabromuodostuman gravimetrinen tutkimus. Raportti Q20/21/1981/1. Geofysiikan osasto, Geologinen tutkimuslaitos. 15 s.

Elo,S.,1981. A gravity study of the Wiborg Rapakivi massif. EAEG:n 43. kokous Venetsiassa 26-29.5. 26 p. (Prints available from the author).

Elo,S.,1983. Gravimetriset Menetelmät. Moniste. Geofysiikan osasto, Geologinen tutkimuslaitos. 158 s.

Elo,S., Jokinen,T. ja Turunen,P.,1983. Saarijärven savikiviesiintymän geofysikaaliset tutkimukset. Tutkimusraportti 58, Geofysiikkaa geologeille (toim. L. Eskola), Geologian tutkimuskeskus, 101-116.

Elo,S.,1984. Remarks on the state of regional gravity studies in Finland. An extended abstract. Symposium on the Geoelectric model of the Baltic Shield, November 15th to 18th, 1983, Oulu, Finland, 340-345.

Elo,S.,1984. Geofysikaalisen tiedon käytöstä kallioperäkartoituksessa. Raportti Kalpea-työryhmälle. Raportti Q20/1984-12-13. Geofysiikan osasto, Geologian tutkimuskeskus. 50 s.

Elo,S.,1984. Painovoima-anomalioiden tulkintaohjelma Grav2d. Raportti Q17.5/21/84/1. Geofysiikan osasto, Geologian tutkimuskeskus.9 s.

Elo,S.,1984. Painovoima-anomalioista ja maankuoren rakenteesta SVEKA-profiililla. Raportti Q18/21/84/1. Geofysiikan osasto, Geologian tutkimuskeskus. 28 s.

Elo,S. ja Jokinen,T.,1984. Teollisuusmineraalien geofysikaalinen etsiminen ja tutkiminen. Q10.2/84/1. Geofysiikan osasto, Geologian tutkimuskeskus. 17 s.

Elo,S., Lauerma,R., Lavikainen,S. ja Winterhalter,B., 1984. Geologisia ja geofysikaalisia havaintoja Paasivedeltä ja sen ympäristöstä Kaakkois-Suomesta. Tutkimusraportti 64. Geologian tutkimuskeskus. 24 s.

Geologinen tutkimuskeskus, 1979-1984. Geofysiikan osaston vuosikertomukset.

Hjelt,S-E.,1974. The gravity anomaly of a dipping prism. Geoexploration 12, 29-39.

Hjelt,S-E., Lanne,E., Ruotsalainen,A., and Heiskanen,V.,1977. Regional interpretation of magnetic and gravimetric measurements, based on combinations of dipping prisms and plates. Geol. Fören. i Stockholm, Förh. 99, 216-225.

Hongisto,H.1984. Petrofysikaalisten mittaustulosten käsittelyohjelma PFRT3. Q17.5/27/1984/1. Geofysiikan osasto, Geologian tutkimuskeskus. 4 s.

Jaakkola,J.,1982. Photogrammetric height determination of gravity points. Reports of the Finnish Geodetic Institute, 82:5, 19 p.

Järvimäki,P. ja Elo,S.,1980. Sodankylän Siurunmaan kaoliiniesiintymän seisminen luotaus ja gravimetrinen tutkimus. Raportti Q19/3713/23,21. Geofysiikan osasto, Geologian tutkimuskeskus. 15 s.

Kakkuri,J.,1985.Die landhebung in Fennoskandien im Lichte der heutigen Wissenschaft. Zeitschrift fur Vermessungswesen, 110, 51-59.

Kaski,T.,1973. Kolmidimensionaalisen prismamallin käytöstä geofysikaalisten painovoimamittausten tulkinnassa. Diplomityö, Vuoriteollisuusosasto, Teknillinen korkeakoulu, Espoo.

Ketola,M., Ahokas,T., Liimatainen,M. and Kaski,T.,1975. Some case histories of the interpretation of magnetic and gravimetric anomalies by means of two- and three-dimensional prisms. Geoexploration 13, 137-169.

Ketola,M., Liimatainen,M. and Ahokas,T., 1976. Application of petrophysics to sulfide ore prospecting in Finland. Pageoph, 114, 215-234.

Ketola,M.,1982. On the application of geophysics and geology to exploration for nickel-copper ore deposits in Finland. Geologinen tutkimuslaitos, Tutkimusraportti 53, 103 p.

Kiviniemi,A.,1980. Gravity meaurements in 1961-1978 and the results of the gravity survey of Finland in 1945-1978. Publications of the Finnish Geodetic Institute, 91, 22 p. and three maps.

Korhonen,J.,1970. Geofysikaalisten anomalioiden tulkinnassa käytetyistä potentiaalikenttien jatkamis- ja derivointimenetelmistä. Diplomityö. Vuoriteollisuusosasto, Teknillinen korkeakoulu, Espoo.

Korsman,K., Hölttä,P.,Hautala,T. and Wasenius,P.,1984. Metamorphism as an indicator of evolution and structure of the crust in eastern Finland. Geol. Surv. Finland Bull. 328, 40 p.

Korsman, K., 1985. Metamorfiset vyöhykkeet ja metamorfoosin merkitys. Geologiaa geofyysikoille (toim. K. Puustinen), Geologian tutkimuskeskus, Tutkimusraportti 69, 21-28.

Kukkonen, R., 1981. Painovoima-anomalioiden atk-tulkinta - ohjelmisto kolmedimensionaalisten geologisten rakenteiden tulkitsemiseksi. Diplomityö, Vuoriteollisuusosasto, Teknillinen korkeakoulu, Espoo. 58 s.

Kuosmanen,V., Kuivamäki,A., Tuominen, H.,1981. Structural distribution of sulphide ore deposits in the Lake Ladoga-Bothnian Bay Zone, Preliminary Report. Department of Geology, University of Helsinki. 38 p.

Lakanen,M.E.,Hjelt,S-E. ja Viikari,M.,1976. Vuorovaikutuksellisen tietojenkäsittelyn hyväksikäyttö geofysikaalisessa tulkinnassa. Moniste. Geologian ja geofysiikan laboratorio, Vuoriteollisuusosasto, Teknillinen korkeakoulu, Espoo. 98 s.

Lanne,E., 1975. Spektrianalyysi painovoimahavaintojen käsittelyssä. Geofysiikan päivät Oulussa 26-27.5.1975, (toim. J. Yliniemi), Geofysiikan Seura, 67-72.

Lanne,E.,1979. Vuotoksen ja Kittilän alueiden geofysikaalisten tietojen tulkinnasta. Geologinen tutkimuslaitos. Tutkimusraportti 62, 38 s.

Lanne,E.,1980. Pääkomponenttianalyysin käytöstä sovelletussa geofysiikassa. IX Geofysiikan päivät, Oulu 16-17.5.1979, (toim. J. Yliniemi), Geofysiikan Seura. 157-164.

Lauren, L., 1970. An interpretation of the negative gravity anomalies associated with the rapakivi granites and the jotnian sandstone in southern Finland. GFF 92, 21-34.

Lauren,L., 1973. Gravity study of the amphibolite syncline in Nagu SW-Finland. Bull. Geol. Soc. Finland 45, 53-60.

Lauren,L., Lehtovaara,J. and Boström,R., 1978. On the geology of the circular depression at Söderfjärden, western Finland. Geological Survey of Finland. Bulletin 297. pp. 5-38.

Lehmuskoski,P.,1979. Barometrisen korkeudenmittauksen virhelähteistä ja tarkkuudesta. Maanmittaus, 54. vuosikerta, 31-54.

Lehmuskoski, P. ja Mäkinen, J., 1978. Gravity Measurements on the ice of the Bothnian Bay. Suomen Geodeettisen laitoksen julkaisuja 86, 30 s.

Lähde, S., 1985. Suomen kallioperän alueellisten keskitiheyksien määrittäminen ja käyttö geofysikaalisen tulkinnan apuna. Vuoriteollisuusosasto, Teknillinen korkeakoulu, Espoo. 79 s. + liitteitä.

Pakarinen,J.(toim.),1984. Honkajoella, Kauhajoella ja Karvialla 15.4. 1983-29.2.1984 suoritetuista fosfori-titaani-rauta-malmitutkimuksista. Raportti M19/1234/-84/1/10. Kemira Oy:n ja Gtk:n yhteistyöprojekti.

Pesonen,L., 1970. Kuusamon Näränkävaaran ultraemäksisten kivien fysikaalisten ominaisuuksien tutkimisesta. Diplomityö, Vuoriteollisuusosasto, Teknillinen korkeakoulu, Espoo. 93 s.

Puranen,R.,1971. Karkkilan-Riihimäen alueen kivilajien petrofysikaalisista tutkimuksista sekä tulosten geofysikaalisesta ja geologisesta soveltamisesta. Lis. työ, Helsingin yliopisto.

Puranen,R.,1976. Magneettisen suskeptibiliteetin ja tiheyden sisältämästä geologisesta informaatiosta. Geologi 28, 59-63.

Puranen,R., S.Elo and M-L. Airo, 1978. Geological variation of rock densities, and their relation to some gravity anomalies in Finland. Geoskrifter (Aarhus University) 10, 1978, 123-164.

Ruotoistenmäki,T.,1977. Tutkimus Keski-lapin graniittialueen läntisen osan rakenteesta. Diplomityö, Vuoriteollisuusosasto, Teknillinen korkeakoulu, Espoo. 61 s.

Ruotoistenmäki,T.,1979. FOURPACK-digitalisoidun datan Fourier-analyysiin perustuva analysointi- ja mittausohjelmisto. Q17/17.4/1979/1.

Ruotoistenmäki,T.,1981. Potentiaalikenttien lähteiden syvyyden tulkinta käyttäen Fourier-amplitudi-spektriä. Raportti Q17.4/1981/3. Geofysiikan osasto, Geologinen tutkimuslaitos.

Ruotoistenmäki,T.,1983. Depth estimation from potential field data using the Fourier amplitude spectrum. Geoexploration, 21, 191-201.

Siikarla,T.,1962. On geophysical investigations of the Kemi chromite occurence. Bull. Comm. geol. Finlande No. 194, pp. 9-29.

Siikarla,T., 1964. The nickel occurence of Hitura, Nivala commune, central Finnish Bothnia. Geoexploration 2(3), 133-149.

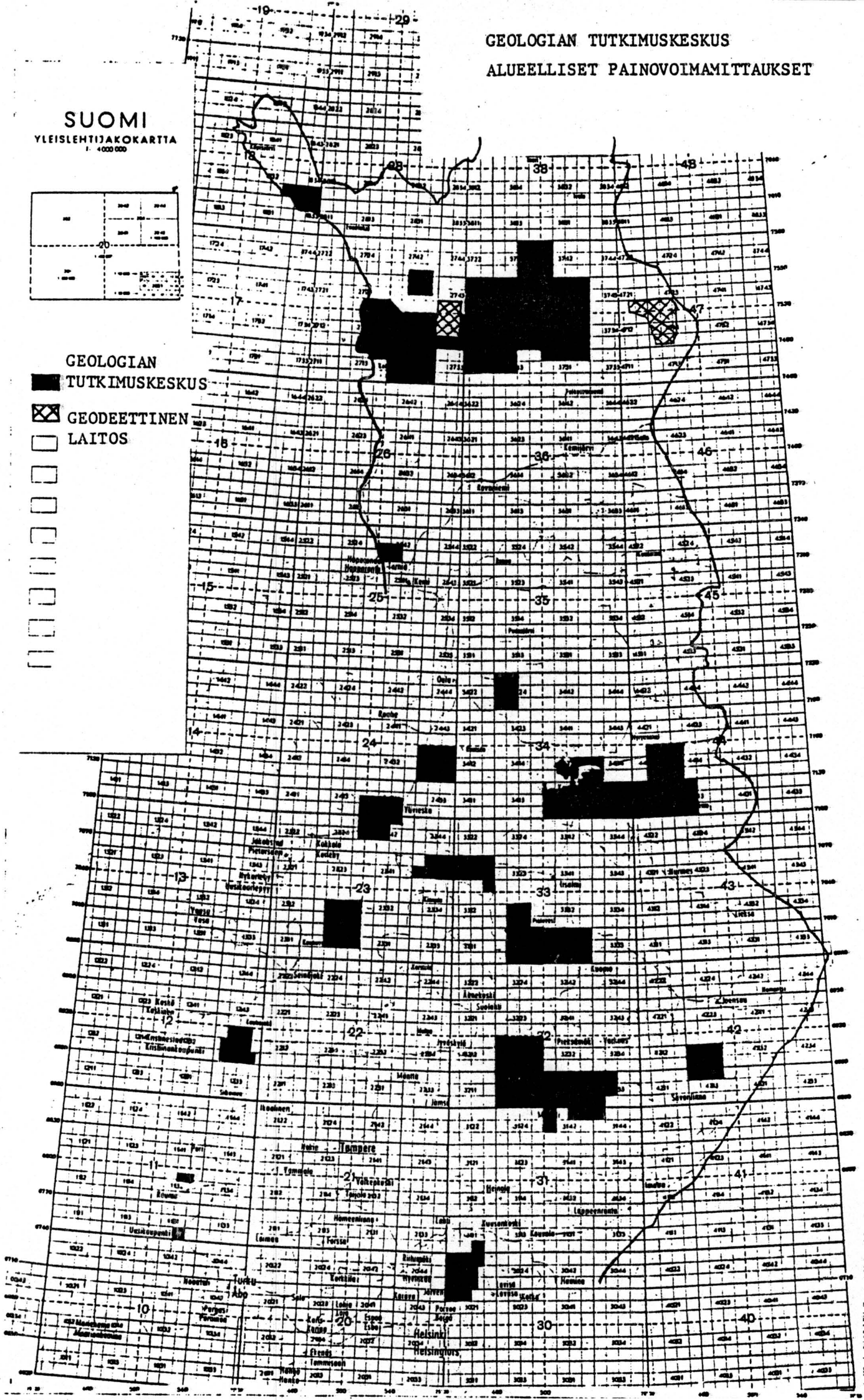
Siikarla,T., 1967. On the geophysical investigation in the Virtasalmi area. Bull. Comm. geol. Finlande, 233. 87 p.

Siikarla,T. ja Elo,S.,1975. Kuhmon painovoimamittaukset vuosina 1972-73. Geologinen tutkimuslaitos, Tutkimusraportti 8.

Tuominen,H.V., Aarnisalo,J., & Söderholm,B.,1973. Tectonic patterns in the Central, Baltic Shield. Bull. Geol. Soc. Finland 45, 205-217.

Vironmäki,J.,1975. Fortran V kielisiä anomalioiden laskentaohjelmia eräille sovelletussa geofysiikassa yleisesti käytetyille malleille. Moniste, Geologian ja geofysiikan laboratorio, Teknillinen Korkeakoulu, Espoo.

Vuorimiesyhdistys,1968. Geofysikaaliset kenttätyöt: Painovoimamittaukset. Tutkimusseloste 25. 52 s. +liitteitä.

GEOLOGIAN TUTKIMUSKESKUS

ALUEELLISET PAINOVOIMAMITTAUKSET