

GEOFYSIIKAN SEURA
GEOFYSISKA SÄLLSKAPET
GEOPHYSICAL SOCIETY OF FINLAND

XXII GEOFYSIIKAN PÄIVÄT

Helsingissä 19.–20.5. 2005

Toimittaneet
Ari Viljanen ja Päivi Mäntyniemi

HELSINKI 2005



GEOFYSIIKAN SEURA
GEOFYSISKA SÄLLSKAPET
GEOPHYSICAL SOCIETY OF FINLAND

XXII GEOFYSIIKAN PÄIVÄT

Helsingissä 19.–20.5. 2005

Toimittaneet
Ari Viljanen ja Päivi Mäntyniemi

HELSINKI 2005

Multiprint Oy
Helsinki 2005

ISBN 951-97663-3-2 (nid.)
ISBN 951-97663-4-0 (PDF)
ISSN 0358-2981

ALKUSANAT

XXII Geofysiikan Päivät pidetään Tieteiden talossa Helsingissä 19.-20.5. 2005. Tänä vuonna ensimmäisistä Geofysiikan Päivistä on kulunut 40 vuotta - ensimmäisen kerran Päivät järjestettiin Oulussa 21.-22.6. 1965. Nykyisin Päiviä järjestetään joka toinen vuosi - vuoroin Etelä-, vuoroin Pohjois-Suomessa. Myös Geophysicalla on juhlavuosi, sillä ensimmäinen Geophysica painettiin v. 1935.

XXII Geofysiikan Päiville on ilmoittautunut noin 70 osallistujaa, suullisia esityksiä on 37 ja postereita 15. Esitykset liittyvät kiinteän maan geofysiikkaan, seismologiaan, hydrologiaan, oseanografiaan, meteorologiaan sekä ionosfääri- ja avaruusfysiikkaan. Geofysiikan Päivät on oivallinen tilaisuus saada läpileikkaus koko geofysiikan tieteenalan nykyisistä kiinnostuksen kohteista ja tuloksista.

Geofysiikan Päivien järjestelytoimikuntaan ovat kuuluneet Matti Leppäranta Helsingin yliopiston Fysikaalisten tieteiden laitokselta, Päivi Mäntyniemi Helsingin yliopiston Seismologian laitokselta, Markku Poutanen Geodeettisesta laitoksesta ja Ari Viljanen Ilmatieteen laitokselta. Kiitän heitä kaikkia hyvin tehdystä työstä.

Geofysiikan Seuran puolesta kiitän esitelmöitsijöitä, istuntojen puheenjohtajia ja kaikkia niitä, jotka ovat vaikuttaneet Päivien onnistumiseen.

Espoossa 2.5. 2005

Meri-Liisa Airo
Geofysiikan Seuran puheenjohtaja

Geofysiikan Seuran kotisivu:
http://pro.tsv.fi/geofysiikanseura/

Sisältö

XXII Geofysiikan Päivien ohjelma **9**

Torstai 19.5. 9

Perjantai 20.5. 11

Posteriesitykset 13

Artikkelit **15**

M.-L. Airo, L. Kivekäs, T. Laine, M. Leino, S. Mertanen, H. Säävuori ja S. Vuoriainen:
Geofysiikan laboratoriopalvelut Geologian tutkimuskeskuksessa 15

M. Bilker:
Evaluation of the new global gravity field models from CHAMP and GRACE with GPS-levelling data in Fennoscandia 21

F. Donadini, K. Korhonen, P. Riisager and L.J. Pesonen:
Using PHP and MySQL for ranking and displaying archeomagnetic data 27

E. Eloranta:
Geofysiikan kenttäteoria geofysiikan opetusohjelmassa 33

E. Eloranta ja J.J. Hänninen:
Pallomaisen epähomogeenisuuden geosähköinen kenttä Kelvinin inversiolla . . 39

P. Heikkinen, L.J. Pesonen, A. Korja, H. Virtanen ja A. Beckmann:
Sumatran luonnonkatastrofin geofysiikkaa 45

L. Juusola, O. Amm ja A. Viljanen:
Menetelmä ionosfäärivirtojen määrittämiseksi satelliitin mittaamasta magneettikentästä 51

S. Järvenoja:
Arctic Oscillation and its impact on Finland's climate 57

S. Kaasalainen, J. Peltoniemi ja J. Suomalainen:
Heijastusmittaukset lumen kaukokartoituksessa 63

S.S.H. Kasi:
Ilma maassa ja suotoveden yhtälöt 67

K. Kauristie, A. Mälkki, A. Ketola, T. Raita and A. Blanco:
Auroras Now! – Space weather monitoring service for tourists 71

L. Kivekäs:
Kokonaishuokoisuuden estimointi huokoisuussarjojen avulla: Esimerkkejä meteoriittitörmäysten kohdekivilajeista 77

H. Koivula, J. Mäkinen ja J. Ahola:
Maankuoren nykyliikkeet ja painovoiman muutokset Kuningatar Maudin maalla Etelämantereella 83

J. Korhonen:
Jääpeitteen vaihtelut ja trendit Suomen sisävesissä 89

T. Korja, M. Smirnov and L.B. Pedersen:
Electrical conductivity of the Scandinavian Caledonides and the underlying Precambrian basement; Jämtland, Sweden 95

E. Kozlovskaya, J. Yliniemi, T. Janik, M. Grad, T. Tiira and G. Karatayev:
Lithological Moho boundary in Precambrian shields: constraints from P- and S-wave velocity models and gravity modelling 101

M. Kuusisto, I. Kukkonen, P. Heikkinen ja L.J. Pesonen:
Maankuoren koostumuksen kivilajitulkintaa Fennoskandian kilvellä seismisten aineistojen avulla 105

I. Lahti, T. Korja, P. Kaikkonen, K. Vaittinen ja BEAR Working Group:
Ylävaipan sähkönjohtavuuden piirteitä Fennoskandian kilvellä 111

T.V. Laitinen, T.I. Pulkkinen, M. Palmroth, P. Janhunen ja H.E.J. Koskinen:
Magnetosfäärin pyrstön rekonnektioalue MHD-simulaatiossa 117

P. Lehmuskoski, P. Rouhiainen, V. Saaranen, M. Takalo ja H. Virtanen:
Liikkuvatko kalliokiintopisteet – tapaus Metsähovi 123

M. Leppäranta ja O.-P. Mattila:
Supraglasiaalisen Suvivesi–järven elinkaari Antarktikassa 129

M. Malm, E. Miettunen ja E. Piispa:
Islannin opintomatka 13.-27.8.2004 133

S. Mertanen, V.V. Ivanikov, N.B. Philippov ja V.A. Bogatchev:
Laatokan alueen 1800 Ma ikäisten shoshoniittisten intruusioiden paleomagneettiset tutkimukset 137

K. Moisio and P. Kaikkonen:
Preliminary results of 3-D thermostructural modelling in the central Fennoscandian Shield 143

K. Mursula:
Mitä pitkäaikainen geomagneettinen aktiivisuus kertoo Auringosta? 149

P. Mäntyniemi:
Isä ja poika Moberg sekä Hjalmar Gylling: Suomen maanjäristystutkijat 1800-luvulla 151

H. Nevanlinna:
Maapallon magneettisen peruskentän aikavaihtelujen ääriarvoja 155

L.J. Pesonen:
Kiinteän maan geofysiikka Helsingin yliopistossa – uusia tuulia 161

L.J. Pesonen, S. Hietala, M. Poutanen, J. Moilanen, M. Lehtinen and H.E. Ruotsalainen:
The Keurusselkä meteorite impact structure, Central Finland: geophysical data . 165

J. Piironen ja M. Poutanen:
Geodeettinen VLBI Metsähovissa 171

E. Piispa, I. Öhman, K. Karkkulainen, J. Tammenmaa, L.J. Pesonen, T. Jokinen ja ”Kerkkoo 2004”-ryhmä:
”Kerkkoo 2004”: Kiinteän maan geofysiikan kenttäkurssi 175

M. Pirttijärvi:
Sovelletun geofysiikan opetusohjelmia Oulun yliopistosta 181

L. Ruokolainen, J. Räisänen ja L. Makkonen:
Kasvihuoneilmiön voimistumisesta johtuvan ilmastonmuutoksen vaikutus Suomen lumiolosuhteisiin vuosina 2071-2100 185

K. Ruosteenoja:
Maapallon ilmasto – jääkausia ja lämpöaaltoja 191

H. Ruotsalainen:
Interferometrisesti rekisteröivän pitkän vesivaa’an kehitystyöstä ja sillä suoritetuista kallioperän liikkeiden tutkimuksesta 195

V. Saaranen:
Tarkkavaaituksilla määritetty vuosittainen maannousu Suomen alueella 201

J. Salminen, F. Donadini ja L.J. Pesonen:
Jänisjärven törmäysrakenteen paleomagnetismi ja petrofysiikka – Baltica osa supermanner Rodiniaa? 207

J. Salminen, T. Öhman ja L.J. Pesonen:
Törmäyskivien huokoisuus – avain kraatterien synnyn ja kehityksen ymmärtämiseen? 213

H. Savijärvi:
Joitakin mesometeorologisia tutkimuksia 219

T. Siili, A.-M. Harri, S. Järvenoja, J. Kauhanen, A. Määttänen and H. Savijärvi:
Modeling of Martian atmospheric phenomena and atmosphere-surface interactions at University of Helsinki and Finnish Meteorological Institute 223

M. Tervo, M. Poutanen ja H. Koivula:
GPS:n käyttömahdollisuudet mareografitutkimuksessa 229

K. Tiensuu ja T. Huotari:
3D-inversio maavastusluotaustutkimuksissa 235

K. Vaittinen, T. Korja, P. Kaikkonen, I. Lahti, M. Smirnov ja L.B. Pedersen:
MT-FIRE –hankkeen alustavia tuloksia kuoren sähkönjohtavuudesta Kainuun liuskejakson ja Iisalmen lohkon alueella 241

H. Vanhala:
Geofysiikka maa- ja kallioperätutkimuksissa – sovelluksia maankuoren suurrakenteista ympäristönsuojeluun 247

M. Vilipuu, T. Oja, H. Sildvee and J. Paesalu:
An analysis of the results of the repeated gravity measurements carried out on the profile Põltsamaa-Lelle in Estonia and groundwater as one of the disturbing factors 253

A. Viljanen, A. Pulkkinen ja R. Pirjola:
Gasum Now! Reaaliaikaista avaruussääpalvelua 259

H. Virtanen:
Suprajohtavan gravimetrin käytöstä geofysiikassa 263

M. Wennerström, M.-L. Airo ja M. Kurimo:
Kallioperän suuntautuneiden rikkonaisuusrakenteiden lineamenttitulkintaa . . . 269

XXII Geofysiikan Päivät
Helsingissä 19.–20.5. 2005

Kokouspaikka: Tieteiden talo, sali 104, Kirkkokatu 6

OHJELMA TORSTAINA 19.5.

09:15–10:00 Ilmoittautuminen, postereiden pystytys, kahvi/tee

10:00–10:15 Päivien avaus (seuran puheenjohtaja)

I istunto: Avaruus ja yläilmakehä

10:15–10:30 K. Mursula:
Mitä pitkäaikainen geomagneettinen aktiivisuus kertoo Auringosta? (s. 149)

10:30–10:45 K. Kauristie, A. Mälkki, A. Ketola, T. Raita and A. Blanco:
Auroras Now! – Space weather monitoring service for tourists (s. 71)

10:45–11:00 A. Viljanen, A. Pulkkinen ja R. Pirjola:
Gasum Now! Reaaliaikaista avaruussääpalvelua (s. 259)

11:00–11:15 T.V. Laitinen, T.I. Pulkkinen, M. Palmroth, P. Janhunen ja H.E.J. Koskinen:
Magnetosfäärin pyrstön rekonnektioalue MHD-simulaatiossa (s. 117)

11:15–11:30 L. Juusola, O. Amm ja A. Viljanen:
Menetelmä ionosfäärivirtojen määrittämiseksi satelliitin mittaamasta magneettikentästä (s. 51)

11:30–12:30 Lounastauko

II istunto: Kiinteä maa 1

12:30–12:45 E. Eloranta ja J.J. Hänninen:
Pallomaisen epähomogeenisuuden geosähköinen kenttä Kelvinin inversiolla (s. 39)

12:45–13:00 K. Vaittinen, T. Korja, P. Kaikkonen, I. Lahti, M. Smirnov ja L.B. Pedersen:
MT-FIRE –hankkeen alustavia tuloksia kuoren sähkönjohtavuudesta Kainuun liuskejakson ja Iisalmen lohkon alueella (s. 241)

13:00–13:15 T. Korja, M. Smirnov and L.B. Pedersen:
Electrical conductivity of the Scandinavian Caledonides and the underlying Precambrian basement; Jämtland, Sweden (s. 95)

13:15–13:30 M. Pirttijärvi:
Sovelletun geofysiikan opetusohjelmia Oulun yliopistosta (s. 181)

13:30–13:45 L.J. Pesonen:
Kiinteän maan geofysiikka Helsingin yliopistossa – uusia tuulia (s. 161)

13:45–14:15 Suulliset posteriesittelyt (2 min/posteri)

14:15–15:00 Postereihin tutustumista ja kahvitauko

15:00–15:15 10. hopeisen Palmén-mitalin luovutus

15:15–16:00 Mitalistin Palmén-luento

16:00–16:15 Tauko

16:15-18:30 Populaari-istunto

Esitykset liittyvät Geofysiikan Seuran edustamiin aihepiireihin eli maahan (H. Vanhala, s. 247), veteen (E. Kuusisto), ilmaan (K. Ruosteenoja, s. 191) ja lähiavaruuteen (H. Nevanlinna, s. 155). Useita geofysiikan aloja koskettelee esitys Sumatran maanjäristyksestä ja tsunamista joulukuussa 2004 (P. Heikkinen, s. 45). Lisäksi kuullaan geofysiikan opetuksesta kouluissa ja toimittajan näkökulma tieteestä tiedottamiseen (M. Typpi, YLE).

Kokousillallinen ravintola Ostrobotniassa (Museokatu 10, Helsinki)

OHJELMA PERJANTAINA 19.5.

III istunto: Kiinteä maa 2

09:30–09:45 M. Wennerström, M.-L. Airo ja M. Kurimo:
Kallioperän suuntautuneiden rikkonaisuusrakenteiden lineamenttitulkintaa (s. 269)

09:45–10:00 S. Mertanen, V.V. Ivanikov, N.B. Philippov ja V.A. Bogatchev:
Laatokan alueen 1800 Ma ikäisten shoshoniittisten intruusioiden paleomagneettiset tutkimukset (s. 137)

10:00–10:15 L. Kivekäs:
Kokonaishuokoisuuden estimointi huokoisuussarjojen avulla: Esimerkkejä meteoriittitörmäysten kohdekivilajeista (s. 77)

10:15–10:30 F. Donadini, K. Korhonen, P. Riisager and L.J. Pesonen:
Using PHP and MySQL for ranking and displaying archeomagnetic data (s. 27)

10:30–11:00 Kahvitauko

IV istunto: Kiinteä maa 3

11:00–11:15 M. Bilker:
Evaluation of the new global gravity field models from CHAMP and GRACE with GPS-levelling data in Fennoscandia (s. 21)

11:15–11:30 J. Piironen ja M. Poutanen:
Geodeettinen VLBI Metsähovissa (s. 171)

11:30–11:45 H. Virtanen:
Suprajohtavan gravimetrin käytöstä geofysiikassa (s. 263)

11:45–12:00 V. Saaranen:
Tarkkavaaituksilla määritetty vuosittainen maannousu Suomen alueella (s. 201)

12:00–13:00 Lounastauko

13:00–13:15 M. Vilipuu, T. Oja, H. Sildvee and J. Paesalu:
An analysis of the results of the repeated gravity measurements carried out on the profile Põltsamaa-Lelle in Estonia and groundwater as one of the disturbing factors (s. 253)

13:15–13:30 P. Lehmuskoski, P. Rouhiainen, V. Saaranen, M. Takalo ja H. Virtanen:
Liikkuvatko kalliokiintopisteet – tapaus Metsähovi (s. 123)

13:30–13:45 H. Koivula, J. Mäkinen ja J. Ahola:
Maankuoren nykyliikkeet ja painovoiman muutokset Kuningatar Maudin maalla Etelämantereella (s. 83)

13:45–14:00 S. Kaasalainen, J. Peltoniemi ja J. Suomalainen:
Heijastusmittaukset lumen kaukokartoituksessa (s. 63)

14:00–14:30 Kahvitauko

V istunto: Vesivaippa ja ilmakehä

14:30–14:45 S. Järvenoja:
Arktinen värähtely (AO) ja sen vaikutus Suomen ilmastoon (s. 57)

14:45–15:00 S.S.H. Kasi:
Ilma maassa ja suotoveden yhtälöt (s. 67)

15:00–15:15 J. Korhonen:
Jääpeitteen vaihtelut ja trendit Suomen sisävesissä (s. 89)

15:15–15:30 M. Leppäranta ja O.-P. Mattila:
Supraglasiaalisen Suvivesi–järven elinkaari Antarktikassa (s. 129)

15:30–15:45 T. Siili, A.-M. Harri, S. Järvenoja, J. Kauhanen, A. Määttänen and H. Savijärvi:
Modeling of Martian atmospheric phenomena and atmosphere-surface interactions at University of Helsinki and Finnish Meteorological Institute (s. 223)

15:45–16:00 H. Savijärvi:
Joitakin mesometeorologisia tutkimuksia (s. 219)

16:00–16:15 L. Ruokolainen, J. Räisänen ja L. Makkonen:
Kasvihuoneilmiön voimistumisesta johtuvan ilmastonmuutoksen vaikutus Suomen lumiolosuhteisiin vuosina 2071-2100 (s. 185)

16:15–16:25 Nuoren tutkijan palkinnon jakaminen

16:25–16:30 Kokouksen päätös (seuran puheenjohtaja)

POSTERIESITYKSET

M.-L. Airo, L. Kivekäs, T. Laine, M. Leino, S. Mertanen, H. Säävuori ja S. Vuoriainen:
Geofysiikan laboratoriopalvelut Geologian tutkimuskeskuksessa (s. 15)

E. Eloranta:
Geofysiikan kenttäteoria geofysiikan opetusohjelmassa (s. 33)

E. Kozlovskaya, J. Yliniemi, T. Janik, M. Grad, T. Tiira and G. Karatayev:
Lithological Moho boundary in Precambrian shields: constraints from P- and S-wave velocity models and gravity modelling (s. 101)

M. Kuusisto, I. Kukkonen, P. Heikkinen ja L.J. Pesonen:
Maankuoren koostumuksen kivilajitulkintaa Fennoskandian kilvellä seismisten aineistojen avulla (s. 105)

I. Lahti, T. Korja, P. Kaikkonen, K. Vaittinen ja BEAR Working Group:
Ylävaipan sähkönjohtavuuden piirteitä Fennoskandian kilvellä (s. 111)

M. Malm, E. Miettunen ja E. Piispa:
Islannin opintomatka 13.-27.8.2004 (s. 133)

K. Moisio and P. Kaikkonen:
Preliminary results of 3-D thermostructural modelling in the central Fennoscandian Shield (s. 143)

P. Mäntyniemi:
Isä ja poika Moberg sekä Hjalmar Gylling: Suomen maanjäristystutkijat 1800-luvulla (s. 151)

L.J. Pesonen, S. Hietala, M. Poutanen, J. Moilanen, M. Lehtinen and H.E. Ruotsalainen:
The Keurusselkä meteorite impact structure, Central Finland: geophysical data (s. 165)

E. Piispa, I. Öhman, K. Karkkulainen, J. Tammenmaa, L.J. Pesonen, T. Jokinen ja ”Kerkkoo 2004”-ryhmä:
”Kerkkoo 2004”: Kiinteän maan geofysiikan kenttäkurssi (s. 175)

H. Ruotsalainen:
Interferometrisesti rekisteröivän pitkän vesivaa’an kehitystyöstä ja sillä suoritetuista kallioperän liikkeiden tutkimuksesta (s. 195)

J. Salminen, F. Donadini ja L.J. Pesonen:
Jänisjärven törmäysrakenteen paleomagnetismi ja petrofysiikka – Baltica osa supermanner Rodiniaa? (s. 207)

J. Salminen, T. Öhman ja L.J. Pesonen:
Törmäyskivien huokoisuus – avain kraatterien synnyn ja kehityksen ymmärtämiseen? (s. 213)

M. Tervo, M. Poutanen ja H. Koivula:
GPS:n käyttömahdollisuudet mareografitutkimuksessa (s. 229)

K. Tiensuu ja T. Huotari:
3D-inversio maavastusluotaustutkimuksissa (s. 235)

Posterit voi kiinnittää torstaina aamulla ennen istuntojen alkamista. Posterisessioon sisältyy lyhyt suullinen esittely (korkeintaan 2 minuuttia) ja sen lisäksi esittelyä postertaulun luona torstaina iltapäivällä. Posterit on poistettava viimeistään perjantaina kokouksen päättyessä.

Geofysiikan laboratoriopalvelut Geologian tutkimuskeskuksessa

Meri-Liisa Airo, Liisa Kivekäs, Tuula Laine, Matti Leino, Satu Mertanen, Heikki Säävuori ja Satu Vuoriainen

Geologian tutkimuskeskus

Abstract

Since the beginning of 2005 three geophysical laboratories at the Geological Survey of Finland (GTK) form a united laboratory, that measures physical properties of rock and soil samples both for scientific and commercial purposes. The three units are (1) the petrophysical laboratory measuring rock densities, porosities, magnetic properties (magnetic susceptibility and intensity of remanence) and electrical resistivities; (2) the paleomagnetic laboratory for rock magnetic measurements and remanence studies and (3) the thermal laboratory. Measurement results provided by the laboratories are stored in countrywide databases, and can be applied both in geophysical, geological, geotechnical studies and in material investigations. All three laboratories highly correspond to international standards regarding both the instrumentation, software for analyzing the measurement results and knowhow for interpreting the measured information. Geophysical laboratories produce fundamental information on the physical properties and behaviour of rocks and soil.

1. GEOFYSIKAALISET LABORATORIOMITTAUKSET

Vuoden 2005 alussa yhdistettiin Geologian tutkimuskeskuksessa kolme geofysikaalisia mittauksia tekevää laboratoriota, jotka tuottavat perustietoa kiven ja maa-aineksen fysikaalisista ominaisuuksista. Aikaisemmat petrofysiikan, paleomagnetismin ja geotermiikan laboratoriot muodostavat nyt yhden kokonaisuuden nimeltään Geofysiikan laboratoriot. Laboratoriot ovat kansainvälisesti ottaen hyvin varustetut sekä laitteistojen, tiedon analysointiin tarvittavien ohjelmistojen että tiedon tulkintaan tarvittavan osaamisen kannalta. Mittaustuloksia voidaan hyödyntää niin geofysikaalisissa, geologisissa ja geoteknisissä kuin materiaalitutkimuksessa.

Tietoa kallioperän ja maa-aineksen fysikaalisista ominaisuuksista tarvitaan monenlaisissa sekä tieteellisissä että kaupallisissa sovellutuksissa. Maankamaran tutkimiseksi tehdään

geofysikaalisia mittauksia ilmassa lentokoneesta, maan pinnalta tai syvemmältä. Lentomittauksissa mitataan maan magneettisen- ja sähkömagneettisen kentän sekä radiometrisen säteilyn suuruutta sekä paikallisia ja ajallisia muutoksia. Maastomittauksissa mitataan painovoimakenttää tai tehdään havaintoja esim. maankamaran sähkönjohtavuudesta tai seismisten aaltojen kulkunopeuksista. Näiden mittaustulosten tulkitsemisessa ja ymmärtämisessä tarvitaan todellista mitattua tietoa maankamaran fysikaalisista ominaisuuksista. Fysikaalisia ominaisuuksia voidaan määrittää maastossa kannettavilla mittauslaitteilla, mutta tarkempia määrityksiä varten otetaan näytteitä laboratoriossa mitattavaksi.

2. KIVI- JA MAAPERÄNÄYTTEIDEN FYSIKAALISTEN OMINAISUUKSIEN MITTAAMINEN

Geofysiikan laboratoriossa voidaan näytteistä määrittää niiden tiheys, magneettiset ominaisuudet, sähkönjohtavuus, seismisen P-aallon nopeus sekä huokoisuus. Näytteenotto tiheyden ja magneettisten ominaisuuksien mittauksia varten on nopeaa ja edullista, eikä mitään erityistä preparointia tarvita. Mittauksissa näyte ei vahingoitu tai muutu millään tavalla. Määritetyt parametrit tallennetaan kivilaji- ja paikkatietoineen petrofysiikan tietokantaan myöhempää tieteellistä ja kaupallista käyttöä varten.

Tiheyden määritys perustuu näytteen punnitsemiseen ilmassa ja vedessä. Vaa'an tarkkuus on 0.1 g ja mittausten toistettavuus keskimääräisen kokoiselle näytteelle (200 cm^3) on parempi kuin 0.1%.

Näytteen **magnetoitumiskykyä** (suskeptibiliteetti) mitataan matalan taajuuden (1025 Hz) vaihtovirtasillassa, joka koostuu kahdesta kelasta ja kahdesta vastuksesta. Kelojen akselin suuntaisen mittauskentän voimakkuus vastaa paikallista maan magneettikenttää. Suskeptibiliteetistä voidaan määrittää sen suuruuden lisäksi suuntariippuvuus eli anisotropia. Käytettävissä on myös laitteisto, jolla voidaan tehdä tarkkoja suskeptibiliteettimäärityksiä laajalla lämpötila-alueella (-192 ^oC – 700 ^oC). Tuloksia voidaan käyttää arvioitaessa näytteen sisältämien magneettisten mineraalien koostumusta.

Näytteen **pysyvä eli remanentti magnetoituma** mitataan fluxgate-magnetometrilla, joka on suojattu laitteen ulkopuoliselta magneettikentältä. Mittaustarkkuus on n. 3 x 10^{-3} A/m heikosti magneettisille näytteille. Remanentista magnetoitumasta voidaan sen voimakkuuden lisäksi määrittää suuntatiedot (deklinaatio ja inklinaatio).

Sähkönjohtavuutta voidaan laboratoriossa mitata useilla eri menetelmillä. Mitattaessa johtavuutta useammalla eri taajuudella saadaan määritettyä myös varautuvuutta kuvaava IP-arvo. Mitattaessa tavallisia kivinäytteitä käytettään yleensä galvaanisia menetelmiä erilaisin elektrodijärjestelyin. Malminäytteistä, jotka sisältävät hyvin sähköä johtavia mineraaleja, voidaan johtokyky määrittää myös induktiivisesti.

Seismisen P-aallon nopeus määritetään laboratoriossa kaikuluotainelementtejä käyttäen. Näytteiden on oltava sahattuja ja vedellä imeytettyjä P-aaltoa ja galvaanisesti määritettyä sähkönjohtavuutta varten.

Huokoisuutta määritetään DIN- ja ASTM-standardien mukaisesti punnitsemalla näyte ensin vedellä kyllästettynä ja uudelleen uunikuivatuksen jälkeen. Tarpeen mukaan määritetään myös imeytymis/kuivumiskäyrät. Näitä mittauksia hyödyntävät mm. kivialan yrittäjät ja kivimateriaalien käyttäjät.

Lämmönjohtavuutta, ominaislämpökapasiteettia ja termistä diffusiviteettia mitataan kiven termisten ominaisuuksien määrittämiseksi. Termisiä ominaisuuksia voidaan määrittää myös mineraalikoostumuksen ja laskentamallien avulla. Radiogeeninen lämmöntuotto lasketaan uraani-, thorium- ja kalium-analyyseistä. Termisten ominaisuuksien mittaus liittyy geotermiseen tutkimukseen, geotermisen lämpövuon määrityksiin tai erilaisiin sovellutuksiin, joissa tarvitaan kivien lämpöteknisiä ominaisuuksia (Kukkonen and Peltoniemi, 1998). Näitä ovat esimerkiksi ydinjätteiden sijoitustutkimukset, maalämpö ja rakennuskivitutkimus.

Petrofysiikan tietokannassa on tiheys-, suskeptibiliteetti- ja remanenssin intensiteetin määrityksiä kaikkialta Suomesta, nykyisin yhteensä yli 130 000 näytteestä. Petrofysiikan tietokantaan perustuvia tilastollisia yhteenvetoja voidaan nopeasti toteuttaa eri kivilajien tai aluekokonaisuuksien vertailemiseksi. Geofysiikan Päivillä on aiemmin esitetty yhteenvedot kaikille tietokannassa esiintyville kivilajeille (Säävuori ja Airo, 2001). Pääosa tietokannan aineistosta on kalliopaljastumilta kerättyjen ns. nyrkkinäytteiden mittaustuloksia. Sellaisilta alueilta, joilta paljastumat puuttuvat, on tietokantaan liitetty myös syväkairausnäytteiden mittaustuloksia. Mittaustulosten lisäksi tietokantaan on tallennettu koordinaatti- ja kivilajitiedot sekä mittaustulosten avulla laskettuja arvoja (Säävuori and Hänninen, 1997). Tietokannan ylläpito-ohjelmisto tarjoaa myös seuraavat laskennalliset parametrit:

- Q-arvo
- Efektiivinen- ja massasuskeptibiliteetti
- Indusoitu- ja kokonaismagnetoituma
- Magnetiitti- ja rautapitoisuus
- Maan magneettikentän komponentit näytteenottopaikalla.

GTK:ssa käynnistettiin petrofysikaalisen tiedon systemaattinen kerääminen professori Maunu Purasen toimesta 1960-luvulla. Aluksi aineiston hankkiminen rajoittui yksittäisiin tutkimusalueisiin ja geologisiin muodostumiin, ja 1970-luvun loppuun asti pääosa näyteaineistosta koostui GTK:n kallioperäosaston geologien keräämistä näytteistä. 1980-luvun alussa käynnistettiin laaja systemaattinen näytteenotto ensin Pohjoiskalottiprojektia ja myöhemmin Petrofysiikan ohjelmaa varten. Vuosina 1980-1991 toteutetun Petrofysiikan ohjelman tavoitteena oli koko Suomen kattavan petrofysikaalisen näyteverkon luominen (Korhonen et al., 1997). GTK:n geofysiikan osaston oman näytteenoton lisäksi näytteitä on mm. GTK:n muilta osastoilta, Oulun yliopistolta, Ahvenanmaan maakuntamuseolta ja Outokumpu Oy:ltä. Nykyisin näyteverkko sisältää keskimäärin 37 näytettä/ 100 km^2. Mittauskapasiteetti kasvoi kun nyrkkinäytteiden mittaukseen tarkoitetut laboratoriolaitteet rakennettiin Otaniemen lisäksi GTK:n Kuopion ja Rovaniemen aluetoimistoihin. Mittausten tehostamiseksi laboratoriolaitteet liitettiin tietokoneohjaukseen. 1980-luvun alussa alettiin mitata systemaattisesti

näytteiden ominaisvastusta, ja nykyisin mitattaviin parametreihin kuuluvat myös P-aallon nopeus ja huokoisuus.

3. PALEOMAGNEETTISET TUTKIMUKSET

Geofysiikan laboratorion magneettisten mineraalien ja remanenssin tutkimukseen tarkoitetut mittaukset tukevat geologista tutkimusta antamalla tarkennettua tietoa kivien magneettisista ominaisuuksista. Laboratoriolla on hyvät edellytykset tarjota laboratoriopalveluja sekä kivimagnetismin että sovellettujen paleomagneettisten mittausten ja tulkintojen osalta. Vuosittain mitataan myös runsaasti meri- ja järvisedimenttinäytteitä näytesarjojen ajoitusta varten.

Magnetometrit
2G - Squid (3-akselinen) magnetometri (herkkyys 0.02 mA/m, vaihtovirta- demagnetointi 160 mT asti)
Czech JR-4 kelaspinner magnetometri (herkkyys 0.05 mA/m)
Schonstedt Instrument Co:n spinner magnetometri
1 kpl Gtk:ssa valmistettuja kelaspinner magnetometrejä (herkkyys 0.5 mA/m)
Molspin Ltd:n fluxgate spinner magnetometri (herkkyys 0.3 mA/m)

Demagnetointilaitteet
Schonstedt Instrument Co:n vaihtovirta (AF) demagnetointilaite (100 mT asti)
Molspin Ltd:n AF-demagnetointilaite (100 mT asti)
Gtk:ssa valmistettu AF-demagnetointilaite, jolla pystytään tuottamaan myös ARM:ää
Schonstedt Instrument Co:n terminen demagnetointilaite (700°C asti)
Gtk:ssa valmistettu terminen demagnetointilaite (700°C asti)

Suskeptibiliteetin mittauslaitteet
Czech KLY-2 kappasilta suskeptibiliteetin, magneettisen anisotropian (AMS) ja magneettisen mineralogian analyyseihin
(-190° - 700°C)
Gtk:ssa valmistettu kappasilta suskeptibiliteetin mittauksiin

Datan käsittely
Täysautomatisoitu mittauslaitteisto, josta mittaustulokset suoraan datan analyysiohjelmistoihin
- monikomponenttianalyysit
- GMAP
- Fennoskandian paleomagneettinen tietokanta

Suurin osa niistä prosesseista, jotka vaikuttavat kiviin niiden geologisen historian aikana, jättävät jälkensä kivien magnetismiin. Nämä magneettiset jäljet voidaan usein erottaa, tunnistaa ja ajoittaa, koska magnetismi on kivien ainoa sellainen geofysikaalinen ominaisuus, joka voidaan määrittää aikaan sidottuna. Sen vuoksi paleomagneettista ja kivimagneettista tutkimus-menetelmää voidaan käyttää hyvänä työkaluna geologisten prosessien havainnoinnissa. Esimerkiksi kallioperän rakennegeologisissa tutkimuksissa paleomagneettista menetelmää

voidaan käyttää kallioperän suhteellisten liikuntojen (mm. rotaatio, kallistumat) havainnoinnissa, joita muilla menetelmillä on vaikea mitata. Kallioperän metamorfoositutkimuksissa eri-ikäiset magneettiset päällemerkinnät antavat tietoa niistä metamorfisista prosesseista ja lämpötiloista, jotka ovat kiveen vaikuttaneet.

Paleomagneettinen mittausmenetelmä, joka edellyttää suunnattujen näytteiden ottoa, on nopea ja edullinen ja voi täten tarjota hyvän keinon saada tietoa suuristakin aineistoista laajoilta alueilta. Käytännössä kaikkien kivien magneettiset ominaisuudet ja magneettiset mineraalikoostumukset pystytään määrittämään nopeasti. Laboratorion palveluja voidaan käyttää laajalti hyväksi mm. seuraaviin tarkoituksiin:

- Kivilajiyksiköiden korrelointi ja ajoitus magneettisen remanenssin avulla
- Metamorfisten päällemerkintöjen havainnointi ja ajoitus
- Fluidiliikkeen ja siihen liittyvien mineralisaation aikaisten magneettisten faasien ja kemiallisten muutosten ajoitus magneettisia päällemerkintöjä käyttäen
- Tektonisten liikuntojen havainnointi ja suhteellinen ajoitus
- Magman virtauksen ja deformaation suuntauksen määritys suskeptibiliteetin anisotropian avulla
- Magneettisen mineraalikoostumuksen määritykset
- Remanentin magnetoituman suunnat magneettisen anomaliamallinnuksen laadintaan
- Mannerliikuntojen ja muinaisen paleolatitudin laskeminen, joilla saadaan määritettyä lähdekivien paleolatitudinaalinen kehitys
- Mantereellisten rekonstruktiomallien ja napavaelluskäyrien analyysit

Näiden eri sovellutusten perustana on kivien magneettiset mineraalit. Mineraalien alkuperäinen sekoitussuhde, koostumus ja raekoko saattavat muuttua ajan myötä sekundääristen kemiallisten, lämpötila- tai paineen muutosten yhteydessä. Nämä tapahtumat voidaan havainnoida muuttuneina magneettisina ominaisuuksina. Ymmärtämällä kivien magneettisten ominaisuuksien muutosten syyt, voidaan saada sellaista tietoa niistä geologisista tapahtumista, jotka kiviin ovat vaikuttaneet ja jotka monilla muilla menetelmillä jäisivät huomaamatta. Tuloksilla saavutetaan laajempaa geologista ja taloudellista merkitystä.

4. VERKOSTOITUMINEN JAYHTEISTYÖ

Geofysiikan laboratorion toiminnan tavoitteena on ylläpitää ja kehittää petrofysikaalisia, paleomagneettisia ja geotermisiä mittausvalmiuksia laadukkaiden tulosten tuottamiseksi sekä tieteellisiin että käytännön tarpeisiin. Laboratorion toimintaa kehitetään tutkimusprojektein, joissa selvitetään teoreettisia ja käytännön kysymyksiä. Mittauspalvelut toteutetaan laatujärjestelmän ja toimintakäskirjan mukaisesti. Muiden vastaavien laboratorioiden kanssa tehdään vertailumittauksia, mm. GTK:n Pohjois-Suomen (Rovaniemi) ja Itä-Suomen yksiköissä (Kuopio) sekä Helsingin yliopistossa. Petrofysiikan mittauslaitteistoja tiheyden, suskeptibiliteetin ja remanentin magnetoituman mittaamiseksi on toimitettu aikaisemmin Ruotsiin (Sveriges Geologiska Undersökning, Uppsala), Helsingin yliopistoon, Oulun yliopistoon (tiheyttä ja magnetoitumiskykyä mittaava laitteisto) sekä vuoden 2004 lopulla Tansaniaan (Tansanian

geologinen tutkimuslaitos, Dodoma), missä mittaukset aloitettiin alkuvuodesta 2005. Laboratorio osallistuu vuosittain useisiin kansainvälisiin yhteistyöprojekteihin eri maiden yliopistojen ja tutkimuslaitosten kanssa. Tutkimusyhteistyön lisäksi osallistutaan akateemiseen koulutukseen mm. Teknillisen korkeakoulun, Helsigin ja Turun yliopistojen, Åbo Akademin sekä Dar-es-Salaamin yliopiston kanssa.

Kuluvan vuoden aikana Geofysiikan laboratoriota työllistää mittava Outokumpuun kairatun syväreijän näyteaineiston mittaaminen ja tulosten käsittely. Laboratorio osallistuu myös kansainväliseen syväreijän mittaustuloksia hyödyntävään tutkimusprojektiin yhteistyössä Helsingin yliopiston ja NGU:n (Norges Geologiska Undersökning) kanssa. Kotimaisista projekteista mainittakoon Helsingin seudun taajamakartoitus, johon osallistutaan sekä tutkimukselliselta että mittauspalvelujen kannalta.

LÄHTEET

Kivekäs, L., 1999. Physical properties of carbonate marble samples from the Kisko region, southern Finland. In: Autio, S. (ed.) Current Research 1997-1998. Geological Survey of Finland. Special Paper 27, 151-158.

Korhonen, J.V., Säävuori, H. and Kivekäs, L., 1997. Petrophysics in the crustal model program of Finland. In: Autio, S. (ed.) Current Research 1995-1996. Geological Survey of Finland, Special Paper 23, 157-173.

Kukkonen, I.T. and Peltoniemi, S., 1998. Relationships between thermal and other petrophysical properties of rocks in Finland. Physics and Chemistry of the Earth 23, 341-349.

Säävuori, H. ja Airo, M-L., 2001. Suomen kallioperän petrofysikaaliset ominaisuudet: tilastollisia yhteenvetoja. In Airo, M-L. and Mertanen, S. (eds.): Proceedings of the XX Geofysiikan Päivät 15.-16.5.2001, Helsinki. Geofysiikan Seura r.y. Geological Society of Finland.

Säävuori, H. and Hänninen, R., 1997. Finnish petrophysical database. In: Korhonen, J. V. (ed.) Petrophysics in potential field interpretation: First Workshop for the Finnish Geophysical Crustal Model Program, 15-16 August 1997, Espoo, Finland: abstracts. Geological Survey of Finland, 53.

Evaluation of the new global gravity field models from CHAMP and GRACE with GPS-levelling data in Fennoscandia

M. Bilker

Finnish Geodetic Institute, Mirjam.Bilker@fgi.fi

Abstract

The new gravity satellites CHAMP and GRACE are expected to improve the knowledge of the Earth's global gravity field. This study evaluates eleven global gravity field models derived from CHAMP and GRACE data in a comparison with ground truth in Fennoscandia. Geoid heights obtained from GPS and levelling in Sweden and Finland are compared with geoid heights from the models. The results show that the gravity satellites CHAMP and GRACE have led to an improvement in gravity field models at the long (up to degree and order 90) and medium (up to degree and order 200) wavelengths.

1. INTRODUCTION

Knowledge of the Earth's gravity field is improving globally by contributions of the new gravity satellites CHAMP and GRACE. Now, five years after the launch of CHAMP and three years after the launch of GRACE, several new global gravity field models derived from the new satellite data have become available.

Before the launch of the gravity satellites CHAMP and GRACE, global gravity field models were composed out of many different data sets, including orbits from different (high flying) satellites, altimeter data over sea, and aerial and terrestrial gravity observations over land. Therefore, the accuracy of these models is not homogeneous over the whole Earth and the long-wavelength parts of the models contain big uncertainties.

The gravity missions CHAMP, GRACE and GOCE are designed to change this. Through their low-flying orbits, the long-wavelength part of gravity field models is strengthened. In addition, a homogeneous accuracy is obtained over the Earth, because of the homogeneous distribution of satellite observations. First, the CHAMP satellite will improve knowledge of the long-wavelength part of gravity field. Then, the GRACE satellite pair will improve the medium-wavelength part. Finally, the future satellite GOCE will improve the short-wavelength knowledge of the gravity field.

Since the launch of CHAMP and GRACE, several types of gravity field models have been derived. Models are calculated from only CHAMP or GRACE data, from a combination of data from several satellites including CHAMP, GRACE or both, or from a combination of satellite data and terrestrial data.

This study addresses the accuracy over Fennoscandia of 11 new global gravity field models derived from CHAMP and GRACE data. Data sets of GPS and levelling are available in the area for comparison with geoid heights calculated from the models.

2. DATA

Eleven static global gravity field models derived from the CHAMP and GRACE data are considered. An overview of the models is given in table 1. For comparison the widely used pre-CHAMP global model EGM96 (Lemoine *et al.*, 1998) is also included in the calculations. The EGM96 model is complete to degree and order 360.

For the evaluation of the gravity field models, a total of 245 points is used covering Finland and Sweden. For all points, GPS heights as well levelling heights are available. Figure 1 shows the distribution of the points and more information on the datasets is given in table 2.

3. ANALYSIS OF GEOID HEIGHTS

For the comparison of the GPS and levelling heights with geoid heights from the models, all heights should refer to the same kind of height system. This is the case for the Swedish heights, but not for the Finnish heights.

Finnish levelling heights are orthometric heights, referring to a mean geoid. In this study they are directly compared to geoid heights referring to a non-tidal quasi geoid, which is not correct. Also the GPS heights are given in the non-tidal system. Due to the flat topography in Finland, the difference between normal and orthometric heights is only a few centimetres and can therefore be neglected. Ekman (1989) gives the transformation between heights in the normal and in the non-tidal system. For geoid heights the transformation is almost linearly

Table 1. Global gravity field models from the CHAMP and GRACE missions.

Model	**Description**	**Complete to degree**	**Reference**
CHAMP			
EIGEN-1S	CHAMP-only: 88 days	100	Reigber *et al.* (2002)
EIGEN-2	CHAMP-only: 6 months	120	Reigber *et al.* (2003)
EIGEN-3p	CHAMP-only: 3 years	120	Reigber *et al.* (2005a)
TEG-4	Combined: 80 days CHAMP + multi-satellite and surface data	200	Tapley *et al.* (2001)
GRACE			
EIGEN-GRACE01S	GRACE-only: 39 days	120	Reigber (2004)
EIGEN-GRACE02S	GRACE-only 110 days	150	Reigber *et al.* (2005b)
GGM01S	GRACE-only: 111 days	120	Tapley *et al.* (2004)
GGM02S	GRACE-only: 363 days	160	UT-CSR (2004)
GGM01C	Combined: GGM01S + multi-satellite and surface data	200	Tapley *et al.* (2004)
GGM02C	Combined: GGM02S + multi-satellite and surface data	200	UT-CSR (2004)
Combination			
EIGEN-CG01C	Combined: 860 days CHAMP + 109 days GRACE + surface data	360	Reigber (2005)

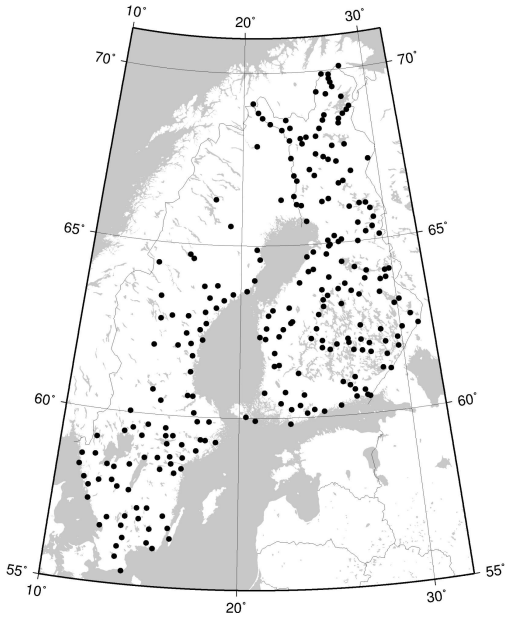


Figure 1. Points with GPS and levelling heights.

Table 2. Information on the GPS and levelling heights

	# Points	GPS epoch	Levelling heights	Epoch
Finland	154	1997.0	Orthometric	1960
Sweden	91	1999.5	Normal	1970

dependent on the latitude and is about 4 centimetres from South to North. The correction will cancel out when a plane is fitted through the geoid height differences.

In contrary to the type of height systems, the influence of the land uplift on heights in Scandinavia cannot be neglected. The reference epochs of the levelled heights and GPS heights differ 37 years in Finland and 29.5 years in Sweden. Directly using these heights in the calculations would result in a relative growth of the calculated geoid heights of up to 40 cm between the north and the south. To avoid this, the levelling heights are brought to the same epoch as the GPS heights using uplift rates from the land uplift map in Ekman (1996).

Differences in geoid heights can now be calculated with:

$$\Delta N = h_{GPS} - H_{levelling} - N_{\text{gravity field model}} \quad (1)$$

To adjust the differences to the local height systems a first order polynomial is fitted through the geoid height differences:

$$\Delta N = a_{00} + a_{01}(\lambda - \lambda_0) + a_{10}(\varphi - \varphi_0) \quad (2)$$

As the height systems of Finland and Sweden are different, separate polynomials are fitted through both data sets.

Table 3 shows the statistics of the resulting geoid height differences for all gravity field models after the first order polynomial fit. As expected, the models with higher maximum degree and order give better RMS values, because they contain more detailed information of the gravity field.

The CHAMP-only models (EIGEN-1S, EIGEN-2, and EIGEN-3p) show an improvement in the results when more days of CHAMP data are used in the solution. For the GRACE-only models this is not the case. EIGEN-GRACE02S and GGM02S give worse results than their predecessors EIGEN-GRACE01S and GGM01S. This is caused by the fact that the EIGEN-GRACE02S and GGM02S models include higher degree and order coefficients than the

Table 3. Statistics of the geoid height differences after a first order polynomial fit. All available model coefficients are used.

Model	Minimum [m]	Maximum [m]	RMS [m]	Max. degree/order
CHAMP				
EIGEN-1S	-2.538	2.301	1.231	115/111
EIGEN-2	-3.121	2.572	1.061	140/140
EIGEN-3p	-2.559	1.647	0.730	140/140
TEG-4	-0.763	0.831	0.246	200/200
GRACE				
EIGEN-GRACE01S	-1.002	1.299	0.357	140/140
EIGEN-GRACE02S	-1.592	1.336	0.508	150/150
GGM01S	-1.197	1.442	0.504	120/120
GGM02S	-2.656	2.265	0.968	160/160
GGM01C	-0.954	0.836	0.235	200/200
GGM02C	-0.808	0.703	0.230	200/200
Combination				
EIGEN-CG01C	-0.347	0.330	0.128	360/360
Others				
EGM96	-0.452	0.363	0.121	360/360

EIGEN-GRACE01S and GGM01S models. These higher degree and order coefficients can be solved for when more satellite data are used, but their solution is very weak. This causes the weaker performance of these higher order models and therefore, coefficients over degree and order 110 should actually not be used (see UT-CSR, 2004). Overall, the GRACE-only models give better results than the CHAMP-only models.

The combination model EIGEN-CG01C shows a similar accuracy as EGM96. Thus, the addition of CHAMP and GRACE data has not lead to an improvement of the models up to degree and order 360. In these models the detailed surface data is the dominant factor. The solutions of the combination models with maximum degree and order 200 lie close to one another. The use of GRACE data (GGM01C and GGM02C) gives a small improvement over the use of CHAMP data (TEG-4) when combined with surface data.

Table 4 shows the results for the satellite-only models when only model coefficients up to degree and order 90 are used. Again, the amount of satellite data used is of influence on the results of the CHAMP models, but it does hardly affect outcome of the GRACE models. The results of the EIGEN-3p model are already close to the pre-CHAMP model EGM96, but not yet better. The GRACE models all give smaller geoid height differences than the EGM96 model for the longer wavelengths.

Table 5 shows the results for the models including satellite and surface data when only model coefficients up to degree and order 200 are used. In this case, when only longer and medium wavelengths are taken into account, the CHAMP and GRACE models perform slightly better than the pre-CHAMP model EGM96.

Table 4. Statistics of the geoid height differences after a first order polynomial fit for the satellite-only models. Only coefficients up to degree and order 90 are used.

Model	Minimum [m]	Maximum [m]	RMS [m]
CHAMP			
EIGEN-1S	-2.661	2.237	1.249
EIGEN-2	-2.536	1.991	1.011
EIGEN-3p	-2.392	1.598	0.718
GRACE			
EIGEN-GRACE01S	-1.630	1.469	0.571
EIGEN-GRACE02S	-1.610	1.443	0.562
GGM01S	-1.640	1.491	0.565
GGM02S	-1.613	1.463	0.569
Others			
EGM96	-1.762	1.551	0.603

Table 5. Statistics of the geoid height differences after a first order polynomial fit for the models including surface data. Only coefficients up degree and order 200 are used.

Model	Minimum [m]	Maximum [m]	RMS [m]
CHAMP			
TEG-4	-0.763	0.831	0.246
GRACE			
GGM01C	-0.954	0.836	0.235
GGM02C	-0.808	0.703	0.230
Combination			
EIGEN-CG01C	-0.762	0.886	0.243
Others			
EGM96	-0.825	0.888	0.252

4. CONCLUSIONS

Eleven global gravity field models derived from CHAMP and GRACE data were analysed by a comparison with ground truth in Fennoscandia. Geoid heights obtained from GPS and levelling in Sweden and Finland were compared with geoid heights from the models. The results show that the gravity satellites CHAMP and GRACE have led to an improvement in gravity field models at the long (up to degree and order 90) and medium (up to degree and order 200) wavelengths. When also short wavelengths are included, no improvement can be seen for Fennoscandia. The upcoming gravity satellite mission GOCE will in future years focus on this short-wavelength part of the Earth's gravity field.

ACKNOWLEDGEMENT

The author would like to thank Lantmäteriet, Sweden, for providing the Swedish GPS and levelling data.

REFERENCES

Ekman M., 1989. Impacts of geodynamic phenomena on systems for height and gravity, *Bulletin Géodesique* **63**, 281-296.

Ekman, M., 1996. A consistent map of the postglacial uplift of Fennoscandia. *Terra Nova*, **8**, 158-165.

Lemoine, F., S. Kenyon, J. Factor, R. Trimmer, N. Pavlis, D. Chinn, C. Cox, S. Klosko, S. Luthcke, M. Torrence, Y. Wang, R. Willimason, E. Pavlis, R. Rapp, T. Olson, 1998. *The development of the joint NASA GSFC and the National Imagery and Mapping Agency (NIMA) geopotential Model EGM96*. NASA/TP-1998-206861.

Reigber, Ch., G. Balmino, P. Schwintzer, R. Biancale, A. Bode, J.-M. Lemoine, R. Koenig, S. Loyer, H. Neumayer, J.-C. Marty, F. Barthelmes, F. Perosanz, S.Y. Zhu, 2002. A high quality global gravity field model from CHAMP GPS tracking data and Accelerometry (EIGEN-1S), *Geophysical Research Letters*, **29**(**14**), 10.1029/2002GL015064, 2002.

Reigber, Ch., P. Schwintzer, K.-H. Neumayer, F. Barthelmes, R. König, Ch. Förste, G. Balmino, R. Biancale, J.-M. Lemoine, S. Loyer, S. Bruinsma, F. Perosanz, T. Fayard, 2003. The CHAMP-only Earth Gravity Field Model EIGEN-2, *Advances in Space Research* **31**(**8**), 1883-1888, 2003 (doi: 10.1016/S0273--1177(03)00162-5).

Reigber, Ch., 2004. First GFZ GRACE Gravity Field Model EIGEN-GRACE01S, http://op.gfz-potsdam.de/grace/results. [20.01.2004].

Reigber, Ch., H. Jochmann, J. Wünsch, S. Petrovic, P. Schwintzer, F. Barthelmes, K.-H. Neumayer, R. König, Ch. Förste, G. Balmino, R. Biancale, J.-M. Lemoine, S. Loyer, F. Perosanz, 2005a. Earth Gravity Field and Seasonal Variability from CHAMP. In: Reigber, Ch., Lühr, H., Schwintzer, P., Wickert, J. (eds.), *Earth Observation with CHAMP - Results from Three Years in Orbit*, Springer, Berlin, 25-30.

Reigber, Ch., R. Schmidt, F. Flechtner, R. König, U. Meyer, K.-H. Neumayer, P. Schwintzer, S.Y. Zhu, 2005b. An Earth gravity field model complete to degree and order 150 from GRACE: EIGEN-GRACE02S, *Journal of Geodynamics* **39**(**1**),1-10.

Reigber,Ch., 2005. Combined Gravity Field Model EIGEN-CG01C. http://www.gfz-potsdam.de/pb1/op/grace/results/grav/g003_eigen-cg01c.html. [26.1.2005]

Tapley, B., S. Bettadpur, D. Chambers, M. Cheng, B. Gunter, Z. Kang, J. Kim, P. Nagel, J. Ries, H. Rim, P. Roesset, I. Roundhill, 2001. Gravity Field Determination from CHAMP using GPS Tracking and accelerometer Data: Initial Results, *EOS Trans. AGU*, **82(47)**, Fall Meet. Suppl., Abstract G41C-02, 2001.

Tapley, B., S. Bettadpur, M. Watkins, Ch. Reigber, 2004. The Gravity Recovery and Climate Experiment: Mission Overview and Early Results, *Geophys. Res. Lett.*, **31(9)**, L09607, doi:10.1029/2004GL019920, 2004.

UT-CRS, 2004. GRACE Gravity Model 02, http://www.csr.utexas.edu/grace/gravity [31.10.2004].

Using PHP and MySQL for Ranking and Displaying Archeomagnetic Data

F. Donadini[1], K. Korhonen[2], P. Riisager[3], and L.J. Pesonen[1]

[1] Division of Geophysics, University of Helsinki, fabio.donadini@helsinki.fi
[2] Laboratory of Geoenvironmental Technology, Helsinki University of Technology
[3] GeoBiosphere Science Centre, University of Lund

Abstract

We present a new archeointensity database application that stores data of the Earth's magnetic field intensity for the last 7000 years. Our application allows users to query and rank data according to selectable criteria. It is also possible to plot the data as archeointensity curves.

Users can access the database using any Web browser and see the results of their queries immediately on the screen. The results are displayed as tables and figures that can also be downloaded to the user's own computer.

We used the database application to perform a preliminary analysis of archeointensity curves. The analysis indicates a longitudinal dependence of similar features on the curves. The features appear to be moving westwards over time which is probably due to the westward drift of the non-dipole field.

1. INTRODUCTION

We have developed a novel archeointensity database application utilizing MySQL, PHP (PHP Hypertext Preprocessor), and the Generic Mapping Tools (GMT) (Wessel and Schmidt, 1991) for ranking and displaying geomagnetic intensity data from the last 7000 years. Our application has the advantage that no specific software is required to query the database and view the results.

The database consists of seven related tables that store the archeointensity measurements and their properties. Each intensity measurement is assigned a score (0–2) depending on the number of specimens measured and their standard deviations, the intensity determination method, the type of specimens measured and their materials. The ranking of each data point is calculated as the sum of the four scores and varies between 0 and 8.

Querying the database is performed using any Web browser; a fill-out form is used to enter the site location and a minimum ranking value to select the data points to be displayed. The form also features the possibility to select plotting of the data as an archeointensity curve with error bars, and a Virtual Axial Dipole Moment (VADM) or ancient field value (B_a) curve calculated using the CALS7K model (Continuous Archaeomagnetic and Lake Sediment geomagnetic model) of Korte and Constable (2005).

The results of a query are displayed on a Web page containing a table summarizing the query parameters, a table showing the archeointensity values satisfying the query parameters, and a plot of VADM or B_a as a function of sample age.

2. DATABASE DESIGN

The design of the database is show in Figure 1. The ARCINTS table stores the 1313 archeointensity measurements that we collected from 49 publications as VADM and B_a values including their standard deviations, and sampling locations. It also contains the number of samples and specimens measured from each site. Infomation about the publications is stored in the REFS table. The names, latitudes, and longitudes of the regions where the samples were collected are stored in the SITES table. The MATERIALS, METHODS, and SPECTYPES tables store information about the sample materials, intensity determination methods, and specimen types. The COUNTSIGMA table is used indirectly for ranking data according to the number of samples measured and their standard deviations.

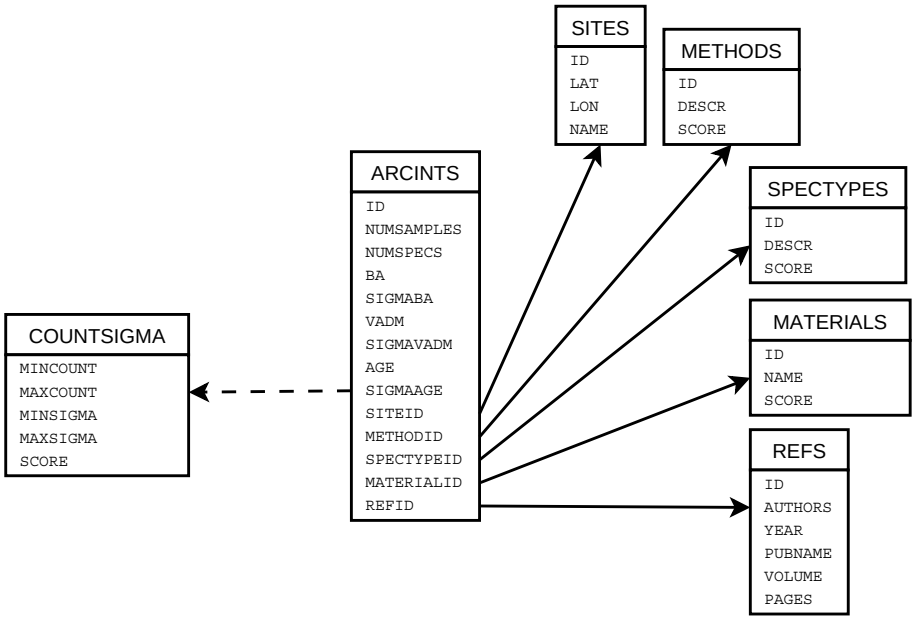


Figure 1: A schematic diagram of the database design.

We developed a system for ranking the intensity values according to their reliability, which depends on several parameters. Hence, our ranking takes into account the intensity determination methods, the materials of the samples, the types of specimens measured, and the standard deviations of the intensity measurements.

For example, many authors claim that the double-heating Thellier technique is the most reliable method because it allows performing pTRM and pTRM-tail checks as described by Coe (1967), and Riisager and Riisager (2001). In the METHODS table we assign scores to each method used ranking them according to their reliabilities. For example, we give the maximum score of 2 to the double heating Thellier technique (or the microwave technique) using pTRM and pTRM-tail checks.

The material of the measured specimens may also have an influence on an reliability of the intensity determination. Several researchers report the effect of anisotropy on magnetization of archeological artefacts (Rogers et al., 1978). The effect is due to shaping of the pottery during its preparation. Magnetic grains tend to align according to the shape of the object enhancing the magnetization in that direction. Veitch et al. (1984) describe a method to correct for the anisotropy effect. The method is based on measurements of the magnetic susceptibility tensor. In addition, other authors (e.g., Chauvin et al., 2000) use the thermoremanent magnetization (TRM) tensor for anisotropy correction. The MATERIALS table is used to assign scores to specimen materials. We decided that measurements using materials that may be strongly anisotropic (e.g., tiles and pottery) are assigned low scores. However, the low score is equalized if the anisotropy correction was performed as part of the intensity determination method.

Also, several researchers (e.g., Lanos et al., 2005) state that a measurement is reliable when at least three specimens from three different samples are meaned and the standard deviation of the measurements is less than 10%. This factor is taken into account using the COUNTSIGMA table. Intensity values measured from at least three specimens having a standard deviation less than 10% are assigned the maximum score of 2.

The types of specimens measured are also taken into account in the ranking system because, for example, the effect of cooling rate has a strong influence on an intensity determination. The specimen types are assigned scores using the SPECTYPES table. Since small samples have a tendency to cool quicker during a Thellier measurement than in nature, the acquired intensity is lower and leads to an overestimated archeointensity value. Thus, the minisample type was assgined the score of 1. The standard size sample types were assigned the maximum score of 2.

The ranking system calculates a ranking value for every archointensity measurement depending on the four parameters described above. The application lets the user decide which parameters to use for ranking the data. Since the scores vary between 0 and 2, the maximum ranking varies between 0 and 8. The score of 0 is used whenever a parameter is unknown (i.e., it was not mentioned in the publication).

3. IMPLEMENTATION

The database application was implemented using MySQL as the database engine and PHP as a link between users and the database. The application comprises two PHP scripts accessible via a Web server, and a MySQL server that contains the databse. GMT is used to plot the curves.

One PHP script is used to generate a Web page that displays a fill-out form for the users to enter the query parameters. The other PHP script reads the query parameters, performs a database query, and generates a Web page that displays the results of the query.

Figure 2 illustrates how the database application works:

1. A user contacts the database application using a Web browser. A PHP script calls the MySQL server to query the database for site locations. Upon receiving the results of the query, the script generates a Web page containing the query form.

2. The Web page is handed over to the user's Web browser for display.
3. The user submits a query. Another PHP script reads the query parameters and calls the MySQL server to query the database for data satisfying the query parameters.
4. Upon receiving the results of the query, the script generates a Web page and hands it over to the user's Web browser. The script also calls GMT to plot the curves (if the user has requested them) and links the resulting figure to the results page.

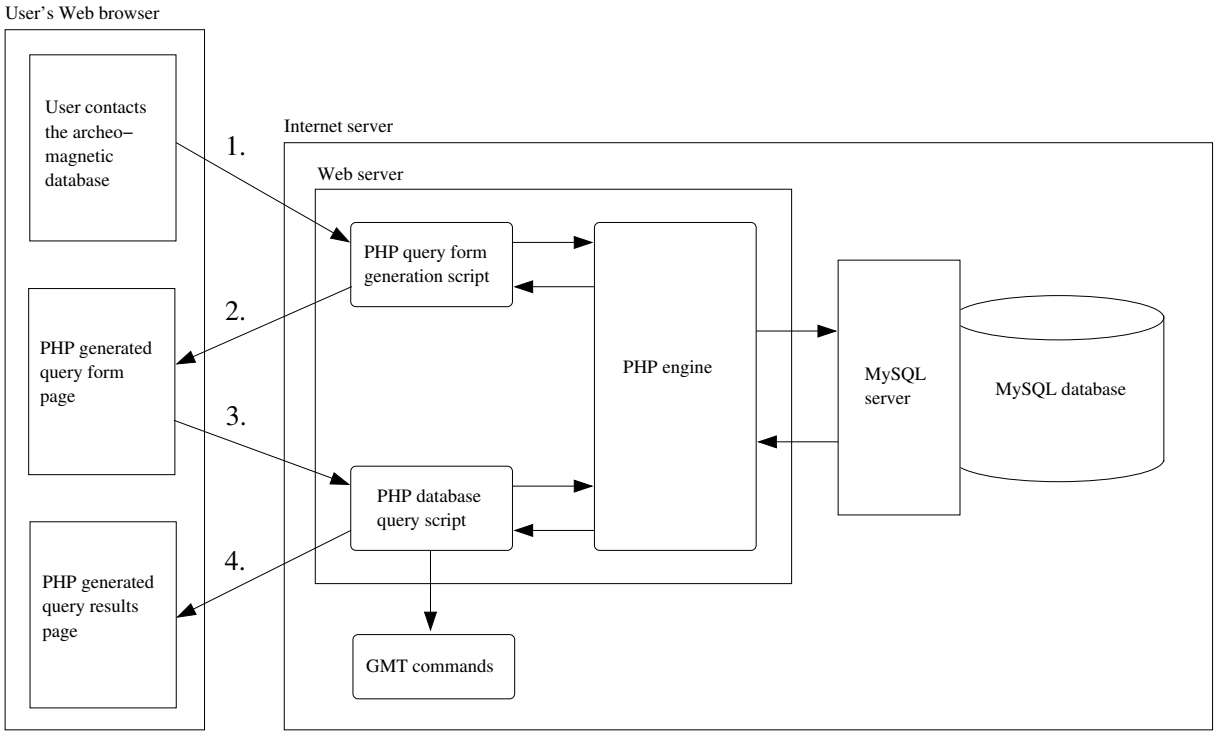


Figure 2: A schematic illustration of a database query session (see text).

4. PRELIMINARY RESULTS

We plotted archeointensity curves for each of the 18 sample regions containing data in the database and determined the best combination of ranking parameters for each site. Then we looked for similar longitude dependent occurrences in the curves (Figure 3). To achieve a first result, we smoothed the curves using the moving average technique and observed the age of the peaks for a particular location (Figure 4).

We noticed a peak appearing near 700 BC in the East Pacific Ridge, moving westwards with an average velocity of $7°$/a. The peak reaches Finland around 1600 AD. Another peak appears near 800 AD and moves westwards with a velocity of $15°$/a. The peak reaches France around 1400 AD. The drifting of the peaks is most likely caused by the westward drift of the non-dipole field.

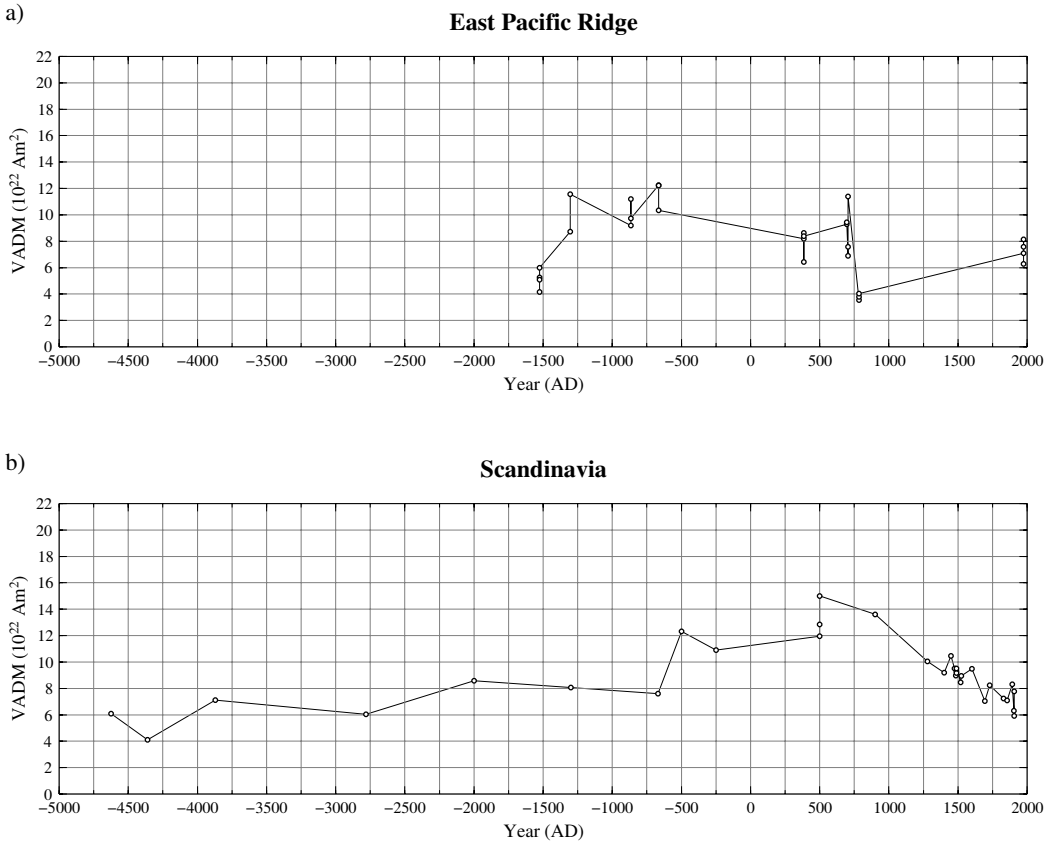


Figure 3: An example of two smoothed archeointensity curves. The curve in a) shows the geomagnetic field intensity variation in the East Pacific Ridge with an intensity peak near 700 BC. The curve in b) shows the Scandinavian archeointensity curve with a peak near 1600 AD.

REFERENCES

Chauvin, A., Y. Garcia, Ph. Lanos, and F. Laubenheimer, 2000. Paleointensity of the geomagnetic field recovered on archeomagnetic sites from France. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **120**, 111–136.

Coe, R., 1967. The determination of paleointensities of the Earth's magnetic field with emphasis on mechanism which could cause non-ideal behaviour in Thellier's method. *J. Geomagn. Geoelectr.*, **19**, 157–159.

Korte, M., and C.G. Constable, 2005. Continuous geomagnetic field models for the past 7 millennia: 2. CALS7K. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **6**, Q02H16, doi:10.1029/2004GC000801.

Lanos, Ph., M. LeGoff, M. Kovacheva, and E. Schnepp, 2005. Hierarchical modelling of archaeomagnetic data and curve estimation by moving average technique. *Geophys. J. Int.*, **160**, 440–476.

Riisager P., and J. Riisager, 2001. Detecting multidomain magnetic grains in Thellier paleointensity experiments. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **125**, 111–117.

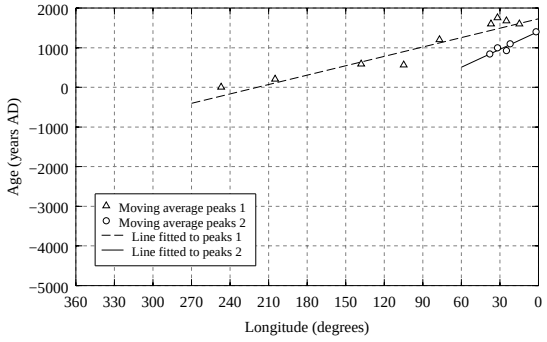


Figure 4: The longitude dependence of intensity peaks occurring at different locations at different ages. Two peaks appear to be moving westward with an average speed of $7°$/a (triangles) and $15°$/a (circles) respectively. The velocities were calculated as slopes of the regression lines.

Rogers, J., J.M.W. Fox, and M.J. Aitken, 1978. Magnetic anisotropy in ancient pottery. *Nature*, **277**, 644–646.

Veitch, R.J., I.G. Hedley, and J.-J. Wagner, 1984. An investigation of the intensity of the geomagnetic field during Roman times using magnetically anisotropic bricks and tiles. *Archives des Sciences Genève*, **37**, 359–373.

Wessel, P., and W.H.F. Schmidt, 1991. Free software helps map and display data. *EOS Trans. AGU*, **72**, 441.

Geofysiikan kenttäteoria geofysiikan opetusohjelmassa

E. Eloranta[1]

[1] Säteilyturvakeskus, esko.eloranta@stuk.fi
Teknillinen korkeakoulu, sovellettu geofysiikka
Helsingin yliopisto, Fysikaalisten tieteiden laitos, geofysiikan osasto

Abstract

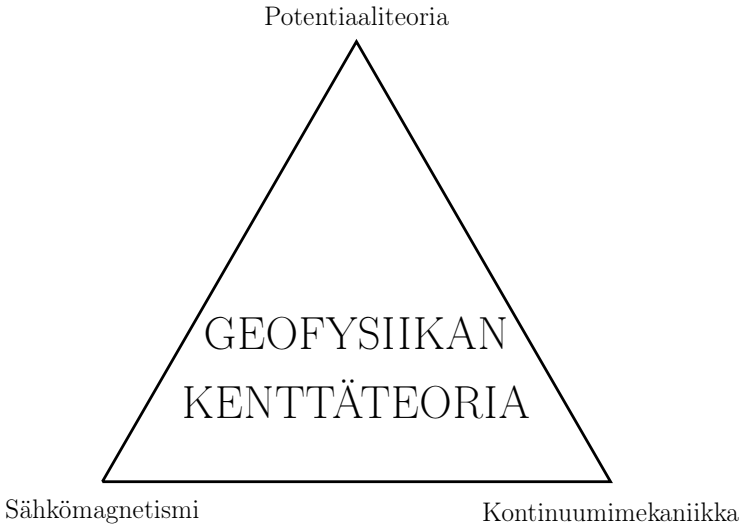
The fundamental physical theories upon which geophysical phenomena and methods are based form a subject called "Geophysical field theory". The article reviews geophysical field theory as a university level curriculum. In Finland the subject is taught at University of Helsinki, at Helsinki University of Technology (TKK), and at University of Oulu. The field theory includes the principles of electromagnetism, potential theory, and continuum mechanics. Electrostatics, stationary electric current, magnetostatics, and electrodynamics form central parts of electromagnetism. Potential field theory concerns especially gravity, but also electrostatics and magnetostatics as well as some parts of continuum mechanics. Solid mechanics and fluid mechanics including also heat and mass transport form the main areas of continuum mechanics.

1. JOHDANTO

Geofysiikka on matemaattinen luonnontiede, jonka juuret ovat syvällä perusfysiikan kenttäteorioissa. Perusfysiikka tarkoittaa klassillisen fysiikan keskeisiä periaatteita, jotka ilmenevät voimallisimmin erilaisissa säilymis- eli taselaeissa. Näitä ovat massan, varauksen, liikemäärän, energian ja liikemäärämomentin taselait. Klassillisten kenttäteorioiden ilmentymiä geofysiikassa voidaan kutsua "geofysiikan kenttäteoriaksi". Geofysiikan kenttäteorian muodostaa kolme keskeistä aihepiiriä: (i) *sähkömagnetismi*, (ii) *kontinuumimekaniikka* sekä näihin monin tavoin liittyvä (iii) *potentiaaliteoria*. Geofysiikan kenttäteoria eli geofysikaalisten kenttien teoreettinen tarkastelu luo välttämättömän perustan ja viitekehyksen geofysiikan ilmiöiden ja menetelmien ymmärtämiselle. Kuvassa 1 on esitetty edellä luonnehdittu geofysiikan kenttäteoreettinen sisältö kolmion muodossa.

Geofysiikan opintojen esitietoihin kuuluvat tavallisesti fysiikan periaatteita sekä teoreettiselta että kokeelliselta kannalta käsittelevät kurssit ja opintokokonaisuudet. Nämä, usein kaikille fysikaalisten ja teknisten tieteiden opiskelijoille tarkoitetut opintojaksot sisältävät ymmärrettävistä syistä vain osan siitä, mitä geofysiikassa tarvitaan. Lisäksi kurssien sisällön painotuksessa ei ole useinkaan huomioitu geofysiikan tarpeita. Kurssien opetuksesta vastaavat yleensä muut kuin geofysiikkaan orientoituneet henkilöt.

Teknillisen korkeakoulun geofysiikan opetusohjelmassa nähtiin tarpeelliseksi jo 1960-luvulla geofysiikan tultua virallisesti omaksi oppialakseen, että fysiikan perusopetuksen jatkona on eri-



Kuva 1: Geofysiikan kenttäteoreettinen sisältö.

tyisesti geofysiikan tarpeet huomioivaa fysiikan opetusta. Niinpä jo 1960-luvun loppupuolelta alkaen on Teknillisen korkeakoulun geofysiikan opetusohjelmaan sisältynyt erityinen geofyysikoiksi tähtäävien kenttäteorian kurssi. Sen tarkoituksena on ollut esittää yhtenäisessä muodossa geofysiikassa tarvittavat fysiikan periaatteet. Aina 1980- ja 1990-lukujen vaihteeseen saakka kurssin oppisisältönä oli sähkömagnetismia sekä jonkin verran painovoimakenttien teoriaa. Sittemmin opetukseen kytkettiin geofysiikan sovelluskohteiden laajentuessa myös kontinuumimekaniikka.

2. GEOFYSIIKAN SOVELLUSALUEIDEN LAAJENTUMISESTA

Yliopisto- ja korkeakoululaitoksessa on viime vuosikymmenten kuluessa ollut useita tutkinnonuudistuksia. Kenttäteorian opetus on säilynyt TKK:ssa kaikissa tutkinnonuudistuksissa. Tosin 1980-luvun lopulla toteutetussa tutkinnonuudistuksessa sen opintoviikoissa mitattua laajuutta supistettiin, kun haluttiin tehdä tilaa ”käytännöllisemmille” oppiaineille. Pakollisena se on säilynyt geofysiikan pääaineekseen tai ensimmäiseksi syventymiskohteekseen valinneille.

Geofysiikan sovellusten piirissä tapahtui 1980- ja 1990-luvuilla valtava sisällöllinen laajeneminen. Aiemmin ”sovellettu geofysiikka” tarkoitti lähinnä samaa kuin malminetsintägeofysiikka. Malminetsinnän taantuminen 1980-luvulla merkitsi samalla sovelletun geofysiikan tutkimuksen taantumista. Malminetsinnän supistumista on kuitenkin seurannut geofysiikan uusi nousukausi, jossa pääpaino on ollut ympäristötutkimuksissa sekä vaativissa teknisissä rakennushankkeissa. Tällöin on tullut tarve kehittää näihin soveltuvia teknologioita. Niinpä geofysiikan sovellusten piiriin tulivat ympäristötutkimuksen geofysiikan ja kallioteknikan geofysiikan erikoisalat.

Ympäristötutkimukseen kuuluvat mm. ympäristön tilan monitorointi, kuten saasteiden kulkeutumisen ja leviämisen ennustaminen sekä niiden tarkkailu maankamarassa. Kallioteknisten sovellusten kannalta merkittävänä geofysiikan alana on mm. ydinjätegeofysiikka. Käytetyn ydinpolttoaineen geologinen loppusijoitustutkimus on merkinnyt huomattavaa tutkimus- ja kehittämispanosta myös geofysiikalle. Tällöin keskeisiksi kysymyksiksi ovat muodostuneet suunni-

tellun loppusijoitustilan toimintakykyyn ja ylipäätään loppusijoituksen turvallisuuteen liittyvät tekijät. Näiden myötä sovelletun geofysiikan piiriin ovat tulleet mukaan jatkuvan aineen mekaniikkaan liittyvät ilmiöt, kuten kalliopohjaveden dynamiikka, lämmön- ja aineenkulkeutuminen sekä kallioperän yleinen ns. kytketty termo-hydro-mekaaninen käyttäytyminen.

Näiden uusien sovellusalojen myötä myös geofysiikan kenttäteorian sisältö on saanut uusia piirteitä. Oleellisena lisänä on siis tullut mukaan kontinuumi- eli jatkuvan aineen mekaniikka sähkömagnetismin ja potentiaaliteorian ohella.

3. ”GEOFYSIIKAN KENTTÄTEORIA”-KIRJAN SISÄLTÖ

Geofysiikan kenttäteoriasta on ilmestynyt marraskuussa 2003 Säteilyturvakeskuksen tutkimusraporttisarjassa julkaisu (Eloranta, 2003), jonka nimi on yksinkertaisesti ”Geofysiikan kenttäteoria”. Se pohjautuu tekijän Teknillisessä korkeakoulussa vuodesta 1989 alkaen pitämiin kenttäteorian luentoihin. Kirja on erityisesti teoriakirja. Sen oheiskirjaksi on parhaillaan työn alla esimerkkeihin ja sovelluksiin keskittyvä kirja, jossa pääpaino on erilaisissa laskentatehtävissä.

”Geofysiikan kenttäteoria”-kirjan sisältö jakautuu kymmeneen lukuun. Ensimmäisessä luvussa luodaan yleiskatsaus kenttäteoriaan ja pyritään motivoimaan lukijaa tarttumaan haasteeseen. Siinä hahmotellaan kenttäteorian yleinen struktuuri, jonka keskeiset elementit ovat tavallisesti säilymis- ja taseperiaatteisiin pohjautuvat *kenttäyhtälöt* ja väliaineeseen liittyvät *konstitutiiviset yhtälöt*. Toinen luku kertaa kenttäteoriassa tarpeelliset matemaattiset apuneuvot ja työkalut. Näistä keskeisin on vektorianalyysi täydennettynä dyadi- ja tensorilaskennalla. Vektorianalyysin merkintätavoissa on noudatettu prof. Kalle Väisälän oppikirjaa (Väisälä, 1968). Matemaattissa apuneuvoissa esitetään myös Diracin δ-funktio ja sen käyttö pistesingulariteettien hallitsemiseksi. Lisäksi mukana on sarjaoppia ja erikoisfunktioita.

Kolmannessa luvussa aloitetaan varsinaisen kenttäteorian läpikäynti sähkömagneettisen kenttäteorian sähköstatiikasta. Kirjassa noudatetaan ns. ”varovaisen etenemisen periaatetta”. Sen mukaan esimerkiksi sähköstatiikan esitys aloitetaan keskeisestä vuorovaikutuslaista eli Coulombin laista. Useissa edistyneissä kirjoissa (esim. Stratton, 1941) lähdetään jo sähköstatiikan esitys rakentamaan Maxwellin yhtälöistä, jotka otetaan ikäänkuin aksiomaattisena formalismina käyttöön. Staattisten kenttien tapauksessa Maxwellin yhtälöissä olevat aikaderivaatat merkitään nolliksi.

Varovaisen etenemisen periaatteessa opiskelija kypsyy asteittain kenttäteoriaan ja sen käsitteisiin ilman, että tarvitsee vedota asioihin tai yhtälöihin, jotka eivät ole ”läpinäkyvästi” perusteltavissa.

Sähköstatiikan jälkeen tulevat sähköinen virtausstatiikka sekä magnetostatiikka. Näissä voidaan hyödyntää sähköstatiikassa opittuja asioita. Lisäksi keskeiseksi asiaksi nousee kenttien duaalisuus. Erilaiset fysikaaliset kentät saattavat olla matemaattiselta struktuuriltaan samanlaisia eli analogisia. Analogia on keskeinen asia kenttäteoriassa.

Kuudes luku sisältää suppean esityksen sähködynamiikasta. Keskeistä siinä ovat sähkömagneettinen induktio sekä siirrosvirran käsite. Esitys huipentuu Maxwellin yhtälöihin, joiden pohjalta

tehdään mm. tasoaaltojen tarkastelu. Kaiken kaikkiaan koko sähkömagnetismin esityksessä on monissa kohdin noudatettu klassillista Strattonin (1941) esitystapaa.

Luvussa seitsemän esitetään potentiaaliteorian keskeinen geofysikaalinen ilmentymä eli painovoimakenttien teoria hyödyntämällä monissa kohdin sähköstaattista analogiaa.

Luvusta 8 alkaen siirrytään kontinuumimekaniikkaan. Luku 8 on johdatusta yleiseen kontinuumimekaniikkaan, jossa tärkeä asia on kontinuumin kinematiikan kuvaaminen Lagrangen ja Eulerin esitystavoilla. Lisäksi esitetään kontinuumimekaniikan aksioomat ja niiden pohjalle rakentuvat yleiset kenttäyhtälöt. Lämmönsiirto kuuluu kiinteänä osana kontinuumimekaniikkaan, joten sille ei ole omaa lukua. Kontinuumimekaniikka jakautuu kahteen alueeseen eli kiinteän aineen mekaniikkaan ja nesteiden mekaniikkaan. Kontinuumimekaniikan yleinen aksiomatiikka nojautuu paljolti Malvernin (1969) esitykseen.

Luvussa 9 tarkastellaan kiinteän aineen mekaniikkaa pienten muodonmuutosten teoriaan nojautuen. Keskeisiä geofysikaalisia teorioita ovat seismisten kimmoaaltojen teoria sekä kalliomekaniikan kenttäteoria. Luvussa on vaikutteita Foxin (1967) mekaniikan esityksestä.

Luku 10 keskittyy nesteiden mekaniikkaan. Sen yksi tärkeä geofysikaalinen sovelluskohde kiinteän maan geofysiikassa on pohjaveden virtaus ja aineiden kulkeutuminen. Siinä esitetään myös virtauksen yleiset Navier-Stokesin yhtälöt, ja niiden sovelluksena johdetaan rakovirtauksen kuutiolaki. Advektiivinen lämmönsiirtyminen esitetään luontevimmin nesteiden mekaniikan yhteydessä. Viimeisenä aiheena tarkastellaan diffuusiota. Nesteiden mekaniikan tärkeä referenssi on (Landau & Lifshitz, 1989).

Myös kontinuumimekaniikan yhtenä korostettavana periaatteena on kenttien välinen duaalisuus.

4. GEOFYSIIKAN KENTTÄTEORIAN OPETUKSEEN LIITTYVIÄ ASPEKTEJA

Teknillisessä korkeakoulussa ja Helsingin yliopistossa luento- ja laskuharjoitusopetus tapahtuu dosentti- ja tuntiopetuksen puitteissa. Opettajat eivät siten ole aina vuorovaikutuksessa keskustelemassa ja vastaamassa opiskelijoiden kysymyksiin. Toisaalta opetusryhmän koko on pieni, usein alle kymmenen opiskelijaa, jolloin opettajien ja opiskelijoiden välille voi muodostua pienryhmätyöskentelyä tukeva hedelmällinen vuorovaikutus.

Opiskelijat tulevat usein eri tieteenaloilta, jonka johdosta heidän matemaattinen taustansa voi olla hyvin vaihteleva. Fysiikan ja muiden matemaattisten luonnontieteiden opiskelijoilla on useimmiten jo vankka matemaattinen tausta, kun taas geologisten tieteiden parista tulevilla voi olla suuriakin aukkoja perusmatematiikassa. Siksi yksi ongelma onkin, miten pitää yllä motivaatiota aiheeseen, joka paikoin on myös varsin abstraktia. Keskeinen kysymys on myös, miten fysiikan käsitteitä voitaisiin konkretisoida ymmärrettävään muotoon.

5. YHTEENVETO

Kenttäteorian opetus on säilyttänyt asemansa erilaisissa tutkinnonuudistuksissa. Sen asema,

merkitys ja hyödyllisyys tiedostetaan ilmiöiden ja menetelmien ymmärtämistä edistävänä oppiaineena. Kenttäteoria luo myös laskennallisen mallintamisen kannalta välttämättömän viitekehyksen. Sitä pidetään kuitenkin vaikeana oppiaineena, joka vaatii huomattavista enemmän työtä ja ponnistuksia kuin moni muu geofysiikan kurssi.

Suomessa geofysiikan kenttäteorian opetuksen perinteet ovat muodostuneet Teknillisessä korkeakoulussa 1960-luvun lopulta alkaen. Opetusta annetaan myös Oulun yliopistossa sekä nyttemmin vakiintuneena myös Helsingin yliopistossa.

LÄHTEET

Eloranta, E., 2003. Geofysiikan kenttäteoria. *Säteilyturvakeskus, tutkimusraportti* **STUK-A198**, Helsinki, 424 s.

Fox, E.A., 1967. Mechanics. Harper & Row, New York, 431 s.

Landau, L.D. and Lifshitz, E.M., 1989. Fluid Mechanics, 2nd ed. Pergamon Press, Oxford, 539 s.

Malvern, L.E., 1969. Introduction to the Mechanics of a Continuous Medium. Prentice-Hall, Inc., New Jersey, 713 s.

Stratton, J.A., 1941. Electromagnetic Theory. McGraw-Hill Book Company, New York, 615 s.

Väisälä, K., 1968. Vektorianalyysi. WSOY, Porvoo-Helsinki, 6. painos, 159 s.

Pallomaisen epähomogeenisuuden geosähköinen kenttä Kelvinin inversiolla

E. Eloranta[1] **ja J.J. Hänninen**[2]

[1] Säteilyturvakeskus, esko.eloranta@stuk.fi
[2] Teknillinen korkeakoulu, sähkömagnetiikan laboratorio

Abstract

Spherical inhomogeneities form one important class of Earth models because they can in many cases be solved analytically. In the paper the Kelvin inversion (transformation) is revisited in the context of geoelectrical imaging. We present solutions to the perfect electric conductor (PEC) and perfect magnetic conductor (PMC) problems in which there is a point-like current source in the vicinity of the sphere. The PEC solution is the classical one presented in many elementary textbooks on electromagnetics. The PMC solution is, however, not so widely known. The solutions can be yielded by image principle.

1. JOHDANTO

Geosähköisen kuvantamisen kannalta on oleellista pystyä ratkaisemaan erilaisten epähomogeenisuuksien aikaansaamia potentiaali- ja sähkökenttiä. Pallomaiset epähomogeenisuudet muodostavat edelleen tärkeän ryhmän maankamaraa kuvaavien rakenteiden joukossa, koska pallomaiselle geometrialle voidaan usein esittää tarkka analyyttinen ratkaisu. Perusprobleemina on seuraavassa pallomainen epähomogeenisuus pistelähteen kentässä kokoavaruudessa.

Tarkastelemme kahta ääritapausta. Ensimmäisessä tapauksessa pallomainen epähomogeenisuus vastaa äärettömän hyvää sähkönjohdetta, ns. täydellistä sähköistä johdetta, *perfect electric conductor* eli ”PEC”, jonka sähköinen permittiivisyys on ääretön tai jonka magneettinen permeabiliteetti on nolla. Toinen tapaus koskee äärettömän resistiivistä epähomogeenisuutta, ns. täydellistä magneettijohdetta, *perfect magnetic conductor* eli ”PMC”, jonka sähköinen permittiivisyys on nolla tai magneettinen permeabiliteetti on ääretön. Ratkaisut saadaan kuvalähdeperiaatetta käyttäen.

2. KELVININ INVERSIORATKAISU

Kuvalähdeperiaatteen ideana on korvata rajapinnat sopivilla peili- eli kuvalähteillä, jotka yhdessä alkuperäisen lähteen kanssa tuottavat oikeat reunaehdot toteuttavat kentät. Alkuperäisessä muodossa Kelvinin inversio koskee nollapotentiaalissa olevan johdepallon ulkopuolisen kentän määrittämistä, kun johdepallo sijaitsee tyhjiössä olevan pistemäisen lähteen (varauksen) kentässä. Käyttämällä eri fysikaalisten kenttien välistä duaalisuutta (analogiaa) voidaan pistevaraus

korvata pistemäisellä virtalähteellä ja tyhjiön permittiivisyys palloa ympäröivän aineen sähkönjohtavuudella. Sijoittamalla vielä pallon keskipisteeseen lisäkuvavirtalähde voidaan ratkaista mielivaltaisessa vakiopotentiaalissa olevan pallon tilanne. Kelvin-kuvalähteen sijainti (c) määräytyy pallon säteen (a) sekä pallon ulkopuolisen pistelähteen ja pallon keskipisteen välisen etäisyyden (b) perusteella. Lisäksi kuvalähteen voimakkuus voidaan ilmaista alkuperäisen virtalähteen voimakkuuden sekä parametrien a ja b avulla (kuva 1). Tämä Kelvin-ratkaisu koskee PEC-palloa.

Myös äärettömän resistiiviselle pallolle pistelähteen kentässä voidaan konstruoida Kelvinin kuvalähdeperiaatetta käyttäen tarkka ratkaisu. Tällaista palloa kutsutaan PMC-palloksi. Kysymyksessä on ”äärettömän hyvän” sähkönjohteen kanssa analoginen ”äärettömän hyvä” magneettinen johde. Pallon pinnalla on oltava voimassa potentiaalia koskeva homogeeninen Neumannin ehto. Tässä tapauksessa Kelvin-kuvalähteen sijainti on sama kuin PEC-pallon tapauksessa. Kuvalähteen voimakkuuskin on itseisarvoltaan sama kuin PEC-pallon tapauksessa, mutta vastakkaismerkkinen. Lisäksi toisena kuvalähteenä on Kelvin-kuvalähdepisteen ja pallon keskipisteen yhdistävällä janalla oleva homogeeninen viivalähde, jonka voimakkuus saadaan alkuperäisen virtalähteen voimakkuuden ja pallon säteen avulla.

2.1 PEC-pallo

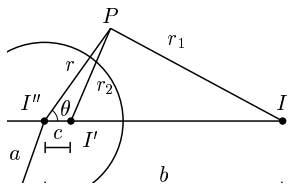
Kelvin-kuvalähdepisteen (c), pallon säteen (a) ja virtalähteen pallon keskipisteestä mitatun etäisyyden (b) välillä on voimassa yhtälö (Eloranta, 2003)

$$c = \frac{a^2}{b}. \tag{1}$$

Tällä relaatiolla on mielenkiintoinen yhteys alkeisgeometriasta tuttuun Apollonioksen ympyrään (Väisälä, 1968). Apollonioksen ympyrä on niiden pisteiden ura, joiden kahdesta kiinteästä pisteestä mitattujen etäisyyksien suhde on vakio. Valitsemalla kiinteiksi pisteiksi virtalähteen I ja kuvavirtalähteen I' sijainnit on oltava voimassa kuvan 1 merkinnöin

$$\frac{b-a}{a-c} = \frac{b+a}{a+c}. \tag{2}$$

Sieventämällä tämä verranto saadaan juuri edellä oleva yhtälö (1).



Kuva 1: PEC-pallo pistemäisen virtalähteen kentässä.

Kelvin-kuvalähteen voimakkuus määräytyy puolestaan yhtälöstä

$$I' = -\frac{a}{b}I. \tag{3}$$

Pallon vakiopotentiaalin arvo ϕ_0 voidaan määrittää resiprookkisuusperiaatetta hyödyntävästä ehdosta sijoittamalla lisäkuvavirtalähde I'' pallon keskipisteeseen

$$\phi_0 = \frac{I''}{4\pi\sigma}\frac{1}{a}; \quad I'' = \frac{a}{b}\,I, \tag{4}$$

missä σ on palloa ympäröivän aineen sähkönjohtavuus ($[\sigma] = \mathrm{S/m}$).

Potentiaaliksi mielivaltaisessa laskentapisteessä pallon ulkopuolella voidaan superpositioperiaatetta käyttäen pallokoordinaatistossa kirjoittaa (Eloranta, 2003)

$$\phi(\mathbf{r}) = \phi(r,\theta,\varphi) = \frac{1}{4\pi\sigma}\left[\frac{I}{r_1} + \frac{I'}{r_2} + \frac{I''}{r}\right]$$

$$= \frac{1}{4\pi\sigma}\left[\frac{I}{\sqrt{r^2+b^2-2rb\cos\theta}} + \frac{I'}{\sqrt{r^2+c^2-2rc\cos\theta}} + \frac{I''}{r}\right]. \tag{5}$$

Edellä käytettiin pallokoordinaatiston tavanomaisia muuttujia: r laskentapisteen P etäisyys pallon keskipisteeseen (origo), θ akseli- eli polaarikulma (kolatitudi) ja φ atsimuuttikulma. Probleemi on symmetrinen atsimuuttikulman suhteen, joten se ei esiinny potentiaalin laskukaavassa (5).

2.2 PMC-pallo

Myös PMC-pallon tapauksessa Kelvin-kuvalähdepisteen sijainti on yhtälön (1) mukainen. Sen sijaan kuvapistelähteen voimakkuus on

$$I' = +\frac{a}{b}I. \tag{6}$$

Tämän kuvalähteen lisäksi tarvitaan potentiaalin pallopinnan normaalin suuntaisen derivaatan nollaava eli homogeenisen Neumannin ehdon toteutumisen mahdollistava viivalähde Kelvin-kuvalähdepisteen ja pallon keskipisteen välille. Tämän voimakkuus on

$$i'' = -\frac{I}{a}. \tag{7}$$

Näiden kuvalähteiden ja superpositioperiaatteen mukaisesti potentiaaliksi pallon ulkopuolella saadaan

$$\phi(\mathbf{r}) = \phi(r,\theta,\varphi) = \frac{1}{4\pi\sigma}\left(\frac{I}{r_1} + \frac{I'}{r_2} - \int_0^{a^2/b}\frac{I}{a}\frac{1}{r_3}\,d\alpha\right), \tag{8}$$

missä α on integrointimuuttuja sekä etäisyydet r_1, r_2 ja r_3 origon ollessa pallon keskipisteessä

$$r_1 = \sqrt{x^2+y^2+(z-b)^2} = \sqrt{r^2+b^2-2rb\cos\theta},$$

$$r_2 = \sqrt{x^2+y^2+(z-a^2/b)^2} = \sqrt{r^2+(a^2/b)^2-2r(a^2/b)\cos\theta},$$

$$r_3 = \sqrt{x^2+y^2+(z-\alpha)^2} = \sqrt{r^2+\alpha^2-2r\alpha\cos\theta}.$$

Edellä on jälleen merkitty laskentapisteen etäisyyttä origosta $r = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$ ja pallokoordinaatiston polaarikulmaa (kolatitudia) θ:lla, jolloin $z = r\cos\theta$.

Mekaanisella, joskin työläällä, laskulla voi todeta, että tämä esitetty potentiaali toteuttaa vaaditun reunaehdon

$$\frac{\partial\phi}{\partial r}|_{r=a} = 0$$

pallon pinnalla ($r = a$).

3. TULOKSET

Kuvassa 2 esitetään PEC-pallon ympäristön totaalivirrantiheyden kenttäviivat pistemäisen virtalähteen ollessa pallon vasemmalla puolella viiden säteen päässä pallon keskipisteestä.

Huomaamme, että PEC-pallon tapauksessa virtaviivat taipuvat pallopinnan normaalin suuntaisiksi. Kuvassa 3 on anomaalinen (heijastunut) eli sekundaaripotentiaalikenttä harmaasävyinä. PEC-pallon tapauksessa pallopinnan virtalähteen (plus-merkkinen) puoleiselle pinnan osalle keskittyy negatiivista sekundaarilähdettä. Yhdessä nämä aikaansaavat coulombisen vetovoiman.

Kuvassa 4 on PMC-pallon ympäristön totaalivirrantiheyden kenttäviivat. PMC-pallon tapauksessa virtaviivat väistävät pallon, koska kyseessä on täydellinen eristekappale.

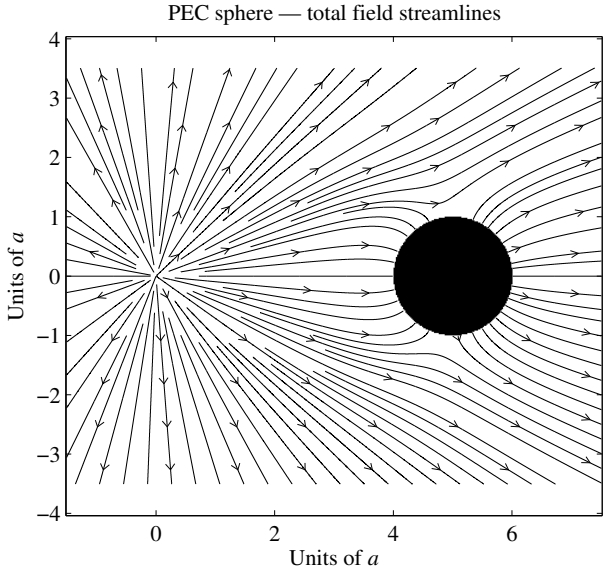
Kuvassa 5 on PMC-pallon sekundaaripotentiaali. Havaitaan, että PMC-pallon tapauksessa pallon virtalähteen puoleisella osalla on positiivista sekundaarilähdettä, jotka yhdessä aikaansaavat coulombisen poistovoiman.

4. YHTEENVETO

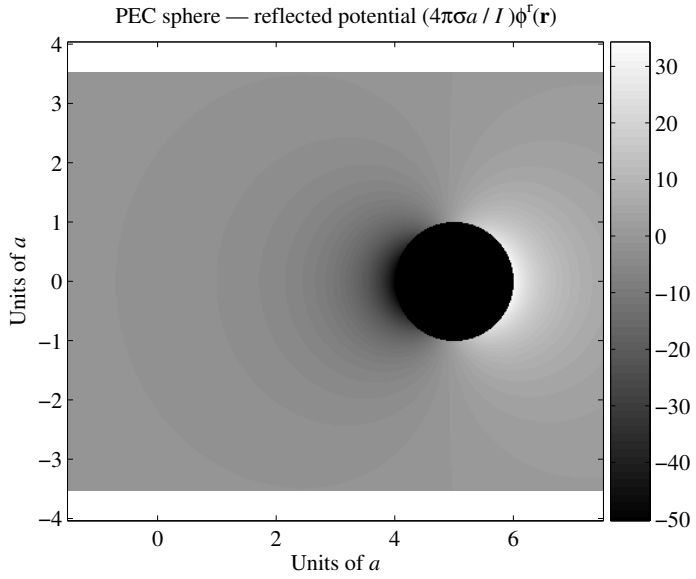
Kirjoituksessa esitetään klassillisen vuodelta 1845 periytyvän Kelvinin inversion eli muunnoksen käyttö sähköisen virtausstationaarisen potentiaaliprobleemin ratkaisemisessa. Formuloinnit voidaan tehdä sekä äärettömän hyvän johteen että äärettömän hyvän eristeen tapauksille. Kelvinin alkuperäinen johdepalloformulaatio on esitetty useissa sähkömagnetiikan perusoppikirjoissa. Sen sijaan eristeformulaatio, vaikka sekin on tullut tietoisuuteen jo vuosikymmeniä sitten (Sneddon, 1957; Lindell & Hänninen, 2000; Hänninen, 2004), on jäänyt vähemmän tunnetuksi.

Yhdistämällä useampien pistelähteiden kentät voidaan superpositioperiaatetta hyväksi käyttäen laskea niiden ja pallon yhteisvaikutuksena syntyvä kenttä. Näillä on suoria sovelluksia mm. geosähköisessä kuvantamisongelmassa.

Kuvatuilla formuloinneilla ja potentiaaliprobleemiratkaisuilla on tärkeä merkitys myös geofysiikan kenttäteorian opetuksessa, koska niiden avulla voidaan selventää esimerkiksi sekundaarilähteiden luonnetta geosähköisten anomalioitten synnyn kannalta.



Kuva 2: Totaalivirrantiheyden kenttäviivat PEC-pallon tapauksessa.

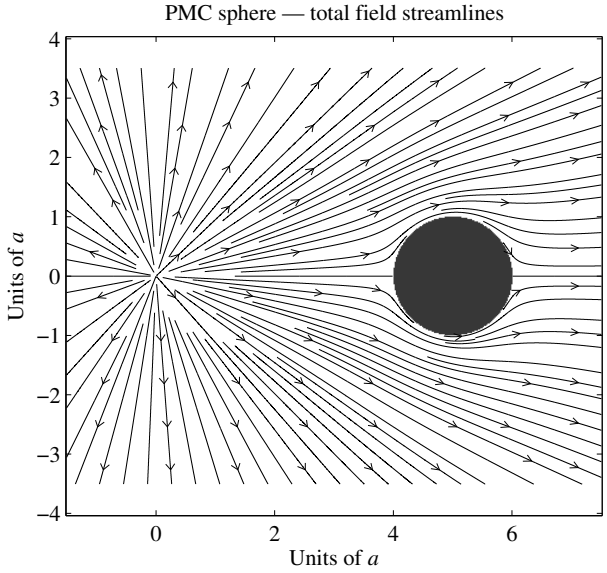


Kuva 3: PEC-pallon normitettu sekundaaripotentiaali.

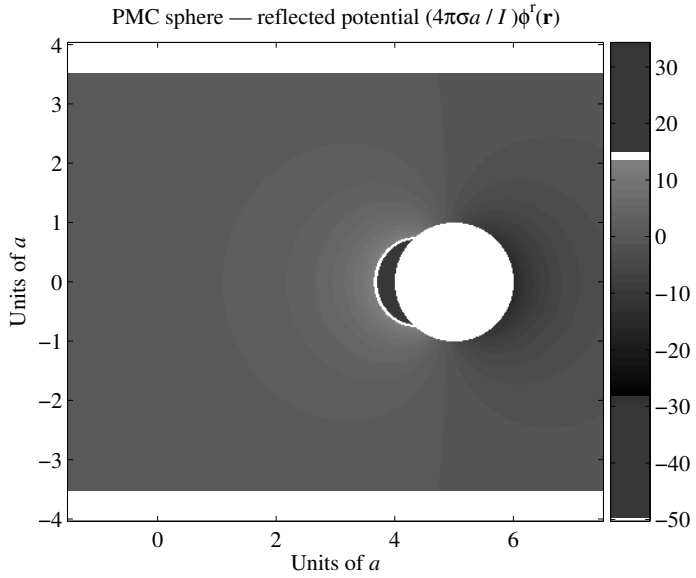
LÄHTEET

Eloranta, E., 2003. Geofysiikan kenttäteoria. *Säteilyturvakeskus, tutkimusraportti* **STUK-A198**, Helsinki, 424 s.

Hänninen, J.J., 2004. Solving electromagnetic boundary problems with equivalence methods. *Helsinki University of Technology (TKK), Electromagnetics Laboratory Report Series,* **434** (väitöskirja), 23 s. ja 7 julkaisua.



Kuva 4: PMC-pallon totaalivirrantiheyden kenttäviivat.



Kuva 5: PMC-pallon normitettu sekundaaripotentiaali.

Lindell, I.V. and Hänninen, J.J., 2000. Static image principle for the sphere in isotropic or bi-isotropic space. *Radio Science*, **35(3)**, 653-660.

Sneddon, I.N., 1957. Elements of Partial Differential Equations. McGraw-Hill Book Company, Inc., 327 s.

Väisälä, K., 1968. Geometria. WSOY, Porvoo-Helsinki, 10. painos, 168 s.

Sumatran luonnonkatastrofin geofysiikkaa

P. Heikkinen[1], L. J. Pesonen[2], A. Korja[1], H. Virtanen[3] ja A. Beckmann[2]

[1] Seismologian laitos, Helsingin yliopisto, PL 68, 00014 Helsingin yliopisto
[2] Geofysiikan osasto, Helsingin yliopisto, PL 64, 00014 Helsingin yliopisto
[3] Geodeettinen laitos, Geodeetinrinne 2, 02430 Masala

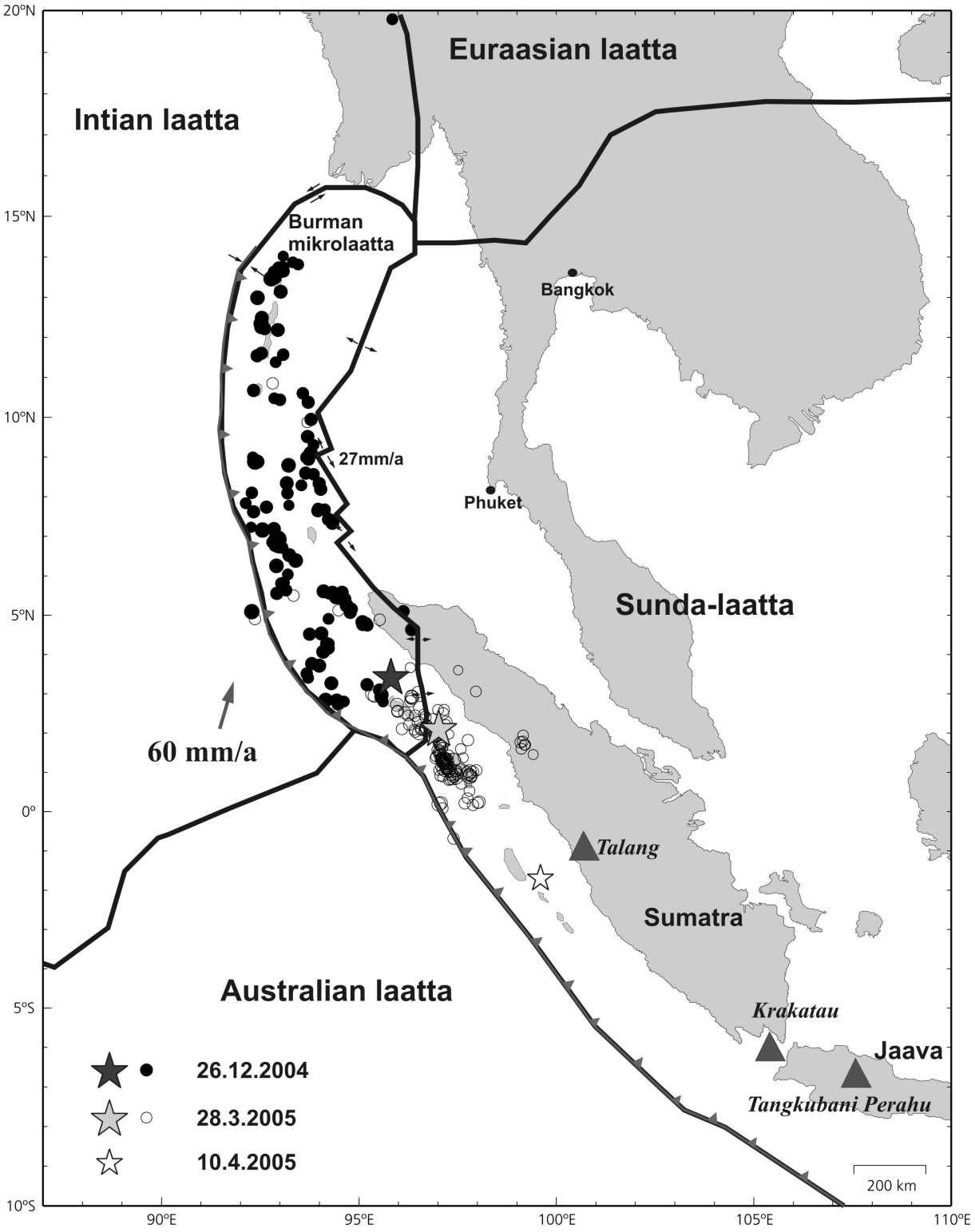
Abstract
On the morning of December 26, 2004 a huge earthquake (M=9.0) occurred in the Indian Ocean south from the northern tip of Sumatra. This seaquake launched a tsunami wave which devastated the coasts of the Indian Ocean destroying entire villages and killing more than 280 000 persons. A few months later, on March 28, 2005, another strong earthquake (M=8.7) occurred offshore Nias and Simeuluen islands, 160 km southeast of the first quake. This time more than 1000 persons were lost and only a minor tsunami was generated. In this article we discuss the geological and geophysical background of these natural catastrophes.

1. SUMATRAN MAANJÄRISTYKSET

Joulukuun 26. Intian valtameressä Sumatran saaren pohjoiskärjen eteläpuolella tapahtui valtava merenalainen maanjäristys, jonka magnitudi oli 9.0 Richterin asteikolla. Järistyksen episentrin koordinaatit ovat 3.316^{o}N ja 95.854^{o}E. (Kuva 1). Järistyksen fokus oli noin 10 kilometrin syvyydellä meren pinnasta laskettuna (meren syvyys noin 4 km). Maa tärisi laajalla alueella Aasiassa. Järistys rekisteröitiin ympäri maapalloa olevilla seismisillä asemilla, myös Suomessa (Kuva 2). Uusi järistys, magnitudiltaan 8.7, havaittiin 28.3. Sumatran saaren länsipuolella. Indonesiassa on viimeaikoina ollut viitteitä myös tulivuoritoiminnasta, josta esimerkkinä Talangin (Sumatran eteläosassa) ja Tangkubani Perahun (Jaavalla) tulivuorten aktiivisuus huhtikuun alussa.

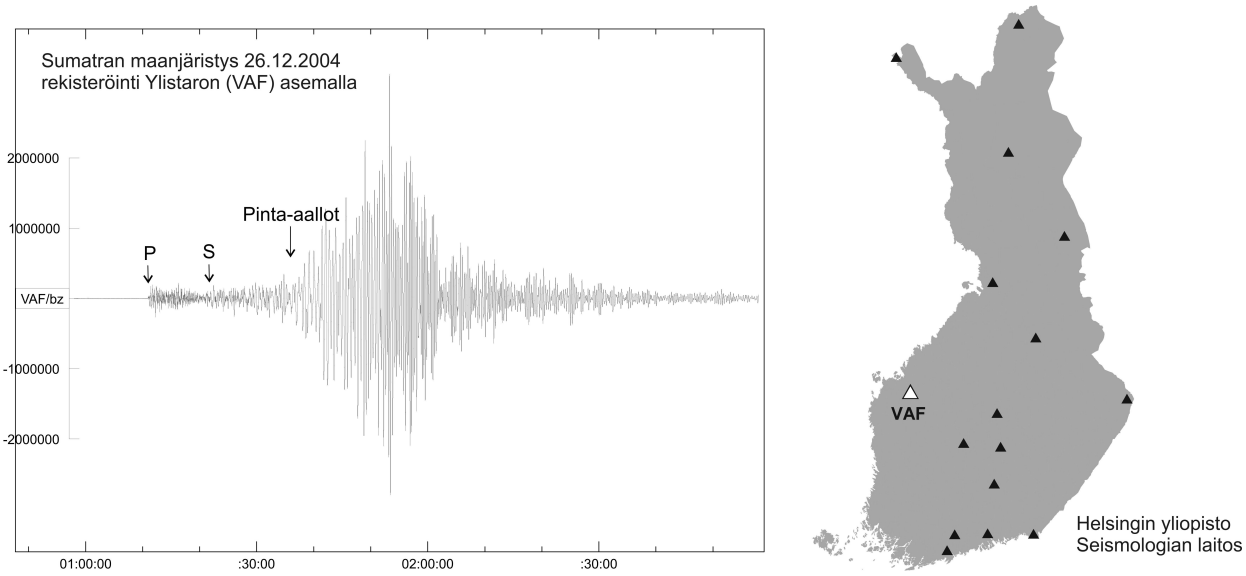
2. LIIKKUVAT LAATAT JA JÄNNITYKSEN LAUKEAMINEN

Intian laatta, joka sijaitsee Intian valtameren ja Bengalin lahden alla, on osa Indo-Australian laattaa. Laatta työntyy 6 cm/v Euraasian laatan alle. Laattojen väliin jäävät Burman ja Sundan mikrolaatat. Burman laatta käsittää Nicobarien ja Andaman saaret sekä Sumatran pohjoisosan. Koska Intian laatta ei liiku kohtisuoraan Sundan subduktiovyöhykettä vasten, syntyy Euraasian mantereen ja Jaavan syvänteen väliin sivuttaissiirroksia, joiden tuloksena Burman laatta on muodostunut Euraasian laatan reunalle. Siirrosten muodostuminen on aiheuttanut nuoren keskiselänteen syntymisen Andamanien merelle sekä Sumatran saaren jakautumisen repeytymis-vyöhykettä pitkin, joka saaren pohjoiskärjessä muuttuu sivuttaissiirrokseksi. (Kuva 1).

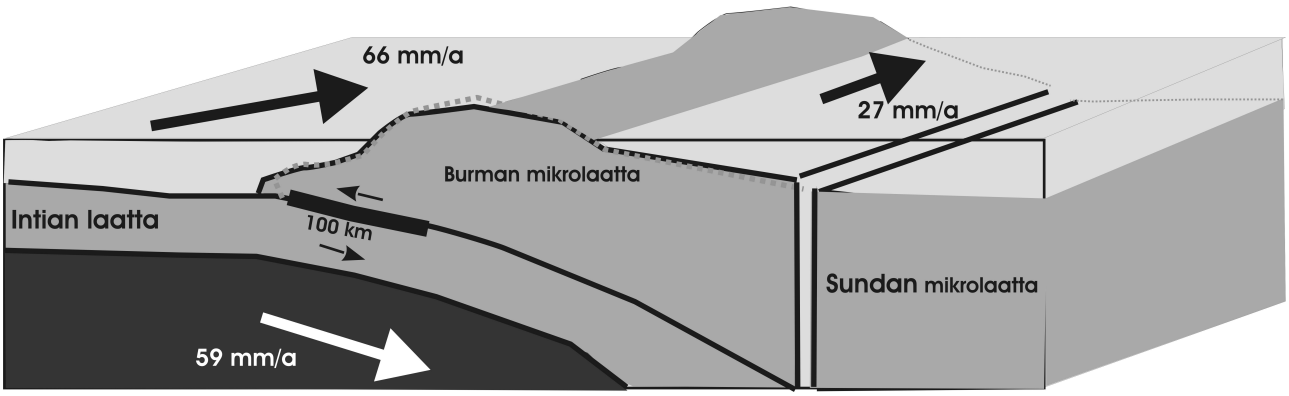


Kuva 1. Intian valtameren, Burman ja Sundan laattojen rajat sekä Sumatran maanjäristysten episentrit (tähdet) ja jälkijäristykset (ympyrät). Subduktiovyöhyke on merkitty pienillä kolmioilla. Nuolet osoittavat laattojen liikesuuntia. Aktiiviset tulivuoret on merkitty suurilla kolmioilla.

Varsinainen repeäminen alkoi 10 km:n syvyydellä loivasti (15^{o}) itään kallistuvalla siirrospinnalla, jota pitkin Intian laatta painuu Burman laatan alle (kuva 3). Laatat ovat ilmeisesti olleet lukkiutuneena toisiinsa jopa satoja vuosia, aiheuttaen jännityksen kertymisen maankuoreen. Osa laattojen välisestä jännityksestä laukesi Burman laatan liikkuessa siirrostasoa pitkin länteen suurimmillaan yli 20 metriä. Tämän liikkeen pystysuora komponentti, joka oli jopa 4 metriä, nosti yläpuolisen vesimassan liikkeelle synnyttäen tsunamin. Järistysvyöhykkeen pituus pohjois-eteläsuunnassa on n. 1200 km ja leveys yli 100 km. Järistystä seuranneiden kuukausien aikana on tapahtunut useita satoja jälkijäristystä. Jälkijäristysvyöhyke, joka samalla osoittaa repeämän laajuuden, ulottuu Sumatran pohjoisosasta Andamanien saaristoon pohjoisessa (Kuva 1).



Kuva 2. Suomen seismografiasemat havaitsivat 26.12.2004 klo. 03:10:46 Suomen aikaa maanjäristyksen, jonka keskus sijaitsi Intian valtameressä, Sumatran läheisyydessä. Havainnot saapuivat Suomeen n. 12 minuutin kuluttua järistystapahtumasta. Kuvassa on Ylistaron (VAF) aseman seismogrammi, jossa näkyvät P-, S- ja pinta-aallot.

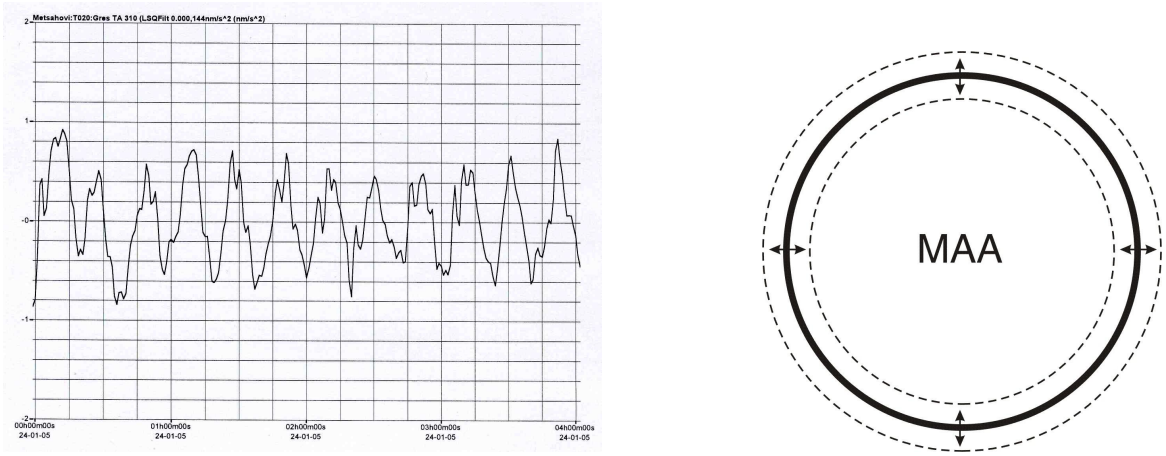


Kuva 3. Lohkodiagrammi Burman laatan liikkeestä.

Maaliskuun 28. päivä tapahtui uusi voimakas maanjäristys (M=8.7), joulukuun 26. päivän järistyksestä n. 160 km kaakkoon ja tällä kertaa Sundan laatan puolella. Järistys aiheutui myös ylityöntösiirroksesta. Järistys aiheutti. suurta tuhoa Niasin ja Simuelun saarilla ja noin 1000 ihmishengen menetyksen. Järistykseen liittyi pienehkö tsunami, joka rekisteröitiin merenpinnan kohoamisena Intian valtameren vuorovesiasemilla.

3. AIHEUTTIKO JÄRISTYS GEOFYSIKAALISIA MUUTOKSIA MAAPALLOSSA?

Tiedotusvälineissä on pohdittu, mitä vaikutuksia Sumatran järistyksellä on ollut Maan pyörimisnopeuteen tai pyörimisakselin suuntaan. Teoreettiset vertailulaskut mm. vuoksiaaltojen aiheuttamiin muutoksiin pyörimisakselissa osoittavat, että maksimissaankin muutos pyörimisnopeudessa olisi vain noin 3 mikrosekuntia. Jo oman Kuumme aiheuttama vuoksivaikutus hidastaa maan pyörimisnopeutta noin 15 mikrosekuntia/v, joka peittää alleen maanjäristyksen aiheuttaman mahdollisen hidastumisen. Toisaalta on spekuloitu olisiko maanjäristys voinut lisätä pyörimisakselin huojahtelua muutamalla sentillä. Tämäkin mahdollisuus peittyy akselin luonnollisen ns. Chandler-huojahtelun sisään, joka on maksimissaan jopa 15 m/v mitattuna pyörimisakselin keskimääräisestä sijainnista. Sen sijaan järistys synnytti havaittavia, suurimmillaan jopa kuukausia kestäviä ominaisvärähtelyjä maapallossa. Geodeettisen laitoksen suprajohtavan gravimetrin rekisteröinnissä on esimerkki Sumatran pääjäristyksen laukaisemasta ominaisvärähtelystä (Kuva 4).



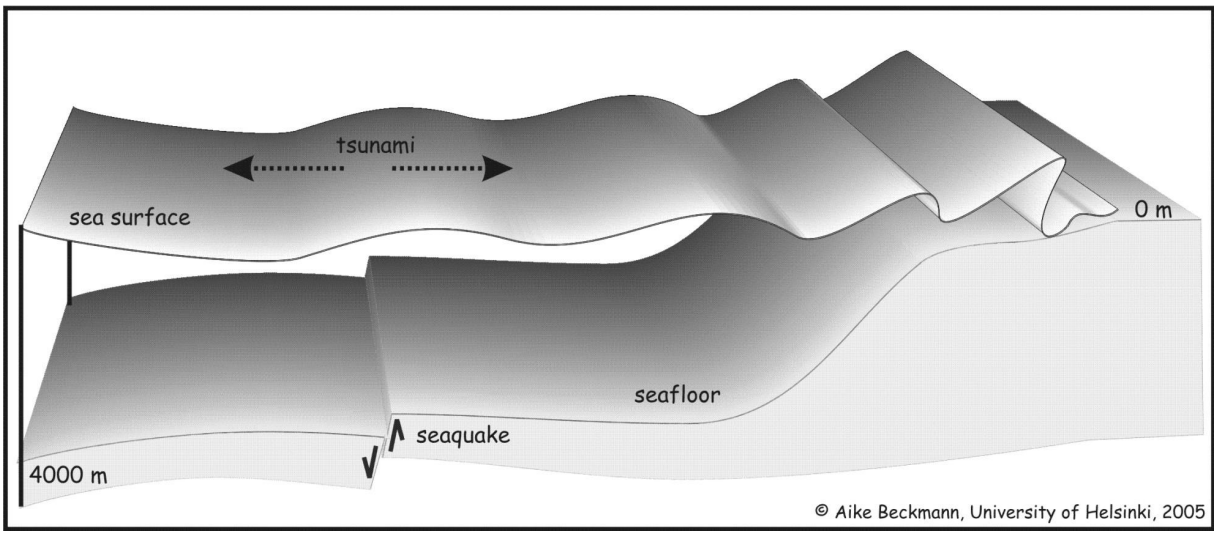
Kuva 4. Geodeettisen laitoksen noin kuukausi järistyksen jälkeen (24.1.2005) rekisteröimä ${}_oS_o$-moodi Maan vapaista värähtelyistä, jossa Maa värähtelee n. 20 min. periodilla ja n. 0.02 mm radiaalisella amplitudilla (kuvan mittakaava vahvasti liioiteltu).

4. TSUNAMIT ELI HYÖKYAALLOT

Tsunameja eli hyökyaaltoja syntyy erityisesti vedenalaisten maanjäristysten yhteydessä maankuoren voimakkaan liikahduksen sysätessä vesimassat liikkeeseen. Tsunamiaaltoja voivat myös aiheuttaa tulivuorenpurkaukset, maanvyöryt ja meteoriittien törmäykset valtamereen. Kuvassa 4 on poikkileikkaus tsunamin synnystä avoimella valtamerellä. Syntyvän tsunamin aallonpituudet vaihtelevat kymmenistä kilometreistä lähes tuhanteen kilometriin. Tsunamin

etenemisnopeus *v* riippuu painovoiman *g* lisäksi meren syvyydestä *d*, $v=(gd)^{1/2}$. Tästä seuraa, että aalto hidastuu lähestyessään madaltuvaa rantaa. Hidastumiseen vaikuttaa meren syvyys sekä merenpohjan topografia, joka vaimentaa tsunamiaaltojen liikettä varsinkin vesikerroksen pohjanpuoleisessa kerroksessa. Myös veden ja merenpohjan välinen kitka hidastaa ja vaimentaa aaltojen etenemistä vesimassan alaosassa. Sumatran maanjäristys siirsi äkillisesti

Burman laattaa yläpuolista vesimassaa pystysuorassa suunnassa noin neljä metriä ylöspäin synnyttäen tsunamiaallot. Nämä alkoivat edetä nopeina (800 km/h), koko vesikerrosta koskevina, pitkän aallonpituuden omaavina aaltoina joka puolelle Intian valtamerta. Suurin energia siirtyi aaltoihin, jotka olivat kohtisuorassa pohjois-eteläsuuntaista maanjäristys-vyöhykettä vastaan. Lähestyessään rannikkoa näiden, aluksi vain puolen metrin korkuisten "maininkien" aallonkorkeus kasvoi voimakkaasti ja aallonpituus sekä nopeus pienenivät. Rannikolle saapuessaan ne muuttuivat valtaviksi hyökyaalloiksi aiheuttaen suurta tuhoa. Sumatran tsunamit havaittiin koko Intian valtameren alueella kuten esimerkiksi Cocos-saarilla, Seychelleillä, Mauritiuksella, Kenian, Tansanian, Omanin ja Somalian rannikoilla, samoin kuin Australiassa. Ne havaittiin myös Tyynellä Valtamerellä aina Meksikoon ja Chileen asti (tosin siellä jo vaimentuneena).



Kuva 5. Kaaviokuva tsunami-aallon synnystä ja etenemisestä valtamerellä. Aallonpituus ja etenemisnopeus pienevät, kun lähestytään rantaa, mutta aallon korkeus kasvaa puolesta metristä aina kymmeniin metreihin.

LÄHTEET

Korja, A., Pesonen, L. J. ja Beckmann, A., 2005. Indonesian luonnonkatastrofi – tietoa maanjäristyksistä ja hyökyaalloista. *Geologi* **57**, 37-46.

KIITOSMAININNAT

Lausumme parhaat kiitokset Kati Karkkulaiselle, Kai Rasmukselle, Johanna Salmiselle, Markku Poutaselle sekä Tuomo Hämäläiselle heidän avustaan.

Menetelmä ionosfäärivirtojen määrittämiseksi satelliitin mittaamasta magneettikentästä

L. Juusola, O. Amm, ja A. Viljanen

Ilmatieteen laitos

Abstract

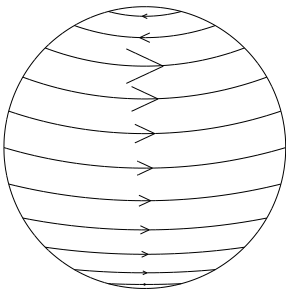
We present a method for determining the ionospheric and field-aligned currents in spherical geometry from magnetic field measurements made by a low-orbit satellite. The divergence-free ionospheric current density is determined using one-dimensional spherical elementary current systems (SECS). The 1D SECSs are divergence-free and independent of longitude and by superposition can reproduce any ionospheric current distribution with the same properties. The divergence-free current density is then determined by placing several of these 1D SECSs at different latitudes and choosing their amplitudes in such a way that their combined magnetic field as closely as possible fits the one measured by the satellite. The curl-free ionospheric current density with associated field-aligned currents in dipole geometry is determined simply employing the Ampere's law. The method has been tested using both modelled situations and real data from the CHAMP satellite, and found to work excellently in 1D cases.

1. JOHDANTO

Maan ilmakehän osittain ionisoitunutta yläosaa noin 70–1500 km korkeudella Maan pinnalta kutsutaan ionosfääriksi. Poikittaissuuntaiset (maanpinnan suuntaiset) ionosfäärin sähkövirrat ovat keskittyneet 90–130 km korkeuteen, joten niitä voidaan kuvata virtajakaumana äärettömän ohuen pallokuoren pinnalla noin 100 km vakiokorkeudella. Pallokuoren virrantiheys saadaan todellisten poikittaisvirtojen korkeusintegraalina ja sen lähteisiin liittyy Maan magneettikentän suuntaisia virtoja, jotka kulkevat ionosfäärin ja magnetosfäärin välillä.

Aurinkotuuli, Maan magnetosfäärin, ionosfääri ja ylempi ilmakehän muodostavat voimakkaasti kytkeytyneen systeemin. Ionosfäärin sähkövirrat aiheuttavat muun muassa avaruussääilmiöitä ja kuvastavat koko tämän valtavan systeemin tilaa. Geomagneettisen aktiivisuuden ilmeisin vaikutus on voimistuneen ionosfäärin virtasysteemin siirtyminen kohti päiväntasaajaa revontuliovaalin mukana. Ionosfäärin sähkövirtojen määrittäminen onkin eräs ionosfääri-magnetosfääri-tutkimuksen mielenkiinnon kohteita.

Ionosfäärivirtojen määrittäminen perustuu useimmiten niiden aiheuttaman häiriömagneettikentän mittaukseen. Mittauksia voidaan tehdä joko maanpinnalta tai satelliitista ionosfäärin yläpuolelta. Maanpinnalta mitatusta magneettikentästä ei kuitenkaan voida määrittää kaikkia ionosfäärivirtoja, koska osa virtasysteemeistä ei aiheuta ionosfäärin alapuolella havaittavaa magneettikenttää (Fukushima, 1976). Ionosfäärin yläpuolelta mitatusta magneettikentästä on sen



Kuva 1: Lähteettömän 1D alkeisvirtasysteemin virrantiheys.

sijaan mahdollista määrittää todelliset ionosfäärivirrat. Satelliiteilla on lisäksi maanpintaverkkoihin nähden se etu, että ne kattavat tasapuolisesti sekä meri- että maa-alueet ja sekä pohjoisen että eteläisen pallonpuoliskon.

Tässä artikkelissa esitellään menetelmä, jolla ionosfäärin sähkövirrat voidaan määrittää satelliitin mittamasta häiriömagneettikentästä.

2. MENETELMÄ VIRRANTIHEYDEN MÄÄRITTÄMISEKSI

Kun käytettävissä on vain yhden satelliitin mittaamaa magneettikenttädataa, joudutaan virtoja määritettäessä olettamaan, että virtajakauma on yksiulotteinen, eli pituuspiiristä riippumaton. Vaikka käytännössä koko ionosfäärin virtajakauman ei voidakkaan olettaa tällaista ehtoa täyttävän, riittää, että ehto toteutuu paikallisesti (Untiedt ja Baumjohann, 1993). Näin usein onkin, erityisesti elektrojettien hallitsemissa tilanteissa.

Kuten mikä tahansa derivoituva vektorikenttä, voidaan ionosfäärin poikittaissuuntainen virrantiheys jakaa lähteettömään (df) ja pyörteettömään (cf) osaan. Kentänsuuntaiset virrat liittyvät tällöin pyörteettömän komponentin lähteisiin.

Ionosfäärin virrantiheyden lähteetön komponentti voidaan määrittää *yksiulotteisten alkeisvirtasysteemien* avulla (Vanhamäki *et al.*, 2003; Amm ja Viljanen, 1999; Amm, 1997). Yhden alkeisvirtasysteemin virrantiheys (ks. kuva 1) on

$$\mathbf{J}_{df,1D}(\theta,\theta_0) = \frac{I_{0,df}}{2R_I}\hat{\mathbf{e}}_\phi \begin{cases} -\tan\left(\frac{\theta}{2}\right) & ,\theta < \theta_0 \\ \cot\left(\frac{\theta}{2}\right) & ,\theta > \theta_0 \end{cases}, \tag{1}$$

missä (r,θ,ϕ) viittaavat normaaleihin pallokoordinaatteihin koordinaatistossa, jossa origo on Maan keskipisteessä ja $\theta = 0$ vastaa esim. geomagneettista napaa. θ_0 on alkeisvirtasysteemin sijainti, $I_{0,df}$ sen voimakkuus ja R_I ionosfäärin säde. Alkeisvirtasysteemin magneettikentällä on vain kaksi komponenttia,

$$B_r = \begin{cases} \frac{\mu_0 I_{0,df}}{2r}\sum_{l=1}^{\infty}\left(\frac{r}{R_I}\right)^l P_l(\cos\theta_0)P_l(\cos\theta) & ,r < R_I \\ \frac{\mu_0 I_{0,df}}{2r}\sum_{l=1}^{\infty}\left(\frac{R_I}{r}\right)^{l+1} P_l(\cos\theta_0)P_l(\cos\theta) & ,r > R_I \end{cases} \tag{2}$$

$$B_\theta = \begin{cases} \frac{\mu_0 I_{0,df}}{2r} \sum_{l=1}^{\infty} \left(\frac{r}{R_I}\right)^l \frac{1}{l} P_l(\cos\theta_0) P_l^1(\cos\theta) & , r < R_I \\ -\frac{\mu_0 I_{0,df}}{2r} \sum_{l=1}^{\infty} \left(\frac{R_I}{r}\right)^{l+1} \frac{1}{l+1} P_l(\cos\theta_0) P_l^1(\cos\theta) & , r > R_I \end{cases} . \quad (3)$$

Mikä tahansa ionosfäärin yksiulotteinen lähteetön virtajakauma voidaan kirjoittaa näiden alkeisvirtasysteemien superpositiona. Virrantiheys määritetään asettelemalla useita alkeisvirtasysteemejä ionosfääriin eri leveyspiireille θ_0 ja määräämällä niiden voimakkuudet $I_{0,df}(\theta_0)$ siten, että alkeisvirtasysteemien yhteenlaskettu magneettikenttä mahdollisimman tarkasti vastaa mitattua. Käytännössä tämä tapahtuu matriisilaskuna

$$\mathbf{I}_{0,df}(\theta_0) = \overline{\overline{M}}_{df}^{-1}(r, \theta, \theta_0) \cdot \mathbf{B}_{r,\theta}(r, \theta), \quad (4)$$

missä vektori $\mathbf{I}_{0,df}$ sisältää määritettävät voimakkuudet, matriisi $\overline{\overline{M}}$ geometrian, joka riippuu mittauspisteiden sijainnista (r,θ) ja alkeisvirtasysteemien sijoittelusta (θ_0) ja vektori $\mathbf{B}_{r,\theta}$ mitatut magneettikentän r- ja θ-komponentit. Todellisessa tilanteessa, joka ei ole koskaan täysin yksiulotteinen, voidaan menetelmän toimivuutta parantaa sovittamalla r- ja θ-komponenttien sijasta ainoastaan magneettikentän r-komponentti, johon kentänsuuntaiset virrat eivät juurikaan vaikuta. Tällöin voidaan tilanteen yksiulotteisuus, ja siten saadun virrantiheysjakauman paikkansapitävyys, päätellä siitä, miten hyvin menetelmän antama B_θ vastaa mitattua.

Symmetrian vuoksi virrantiheyden pyörteettömän komponentin ja siihen liittyvien kentänsuuntaisten virtojen magnettikentällä on 1D-tapauksessa vain ϕ-komponentti, joten nämä kaksi virrantiheyden komponenttia voidaan laskea Amperen lailla. Kuvassa 2 on esitetty tähän tarkoitukseen soveltuva suppilomainen pinta, jonka reunana toimii häiriömagneettikentän ympyrän muotoinen kenttäviiva. Amperen lain mukaan B_ϕ:n integraali pitkin tätä kenttäviiva on yhtä suuri kuin pinnan läpi kulkeva kokonaisvirta kerrottuna tyhjiön permeabiliteetilla:

$$2\pi r \sin\theta B_\phi(r, \theta) = -\mu_0 2\pi R_I \sin\theta_0 J_\theta(R_I, \theta_0). \quad (5)$$

Virrantiheyden pyörteettömälle komponentille saadaan siten lauseke

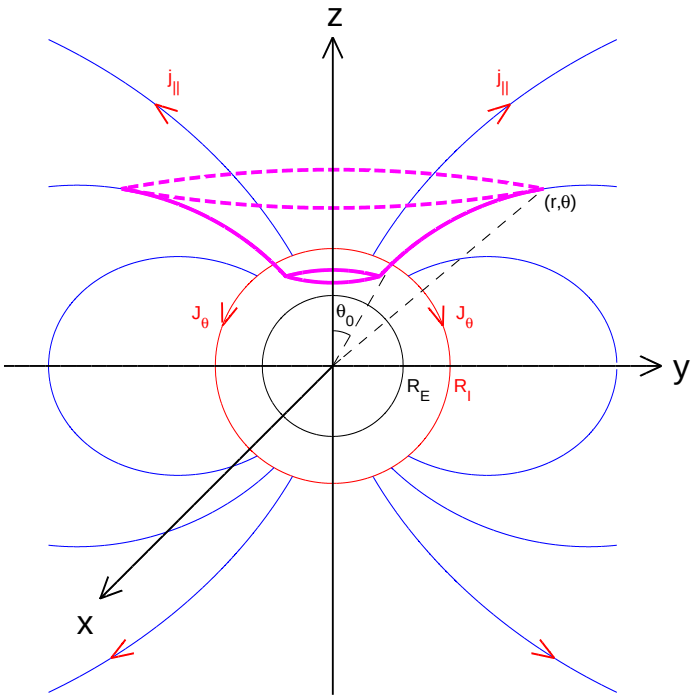
$$J_\theta(R_I, \theta_0) = -\left(\frac{r}{R_I}\right)^{3/2} \frac{B_\phi(r, \theta)}{\mu_0}, \quad \text{missä} \quad \theta_0 = \sin^{-1}\left(\sqrt{\frac{R_I}{r}} \sin\theta\right). \quad (6)$$

Kentänsuuntaiset virrat saadaan poikittaissuuntaisen virrantiheyden lähteinä

$$j_{||}(R_I, \theta_0) = -\frac{1}{r \sin\theta} \frac{\partial}{\partial\theta}(\sin\theta J_\theta). \quad (7)$$

3. SOVELLUTUSESIMERKKI

Menetelmää sovellettiin saksalaisen CHAMP-satelliitin (Ritter *et al.* 2004) mittaamaan magneettikenttädataan 6.11.2001 05:03:57 - 05:08:39 UT. Kuvassa 3 on esitetty satelliitin ylilennon aikana mittaama häiriömagneettikenttä sekä menetelmän avulla laskettu virrantiheys ja magneettikentän. J_ϕ:tä laskettaessa sovitettiin ainoastaan B_r, mutta siitä huolimatta menetelmän antama ja mitattu B_θ vastaavat toisiaan melko hyvin. Tästä voidaan päätellä, että tilanne säilyi ylilennon aikana menetelmän toimivuuden kannalta riittävän yksiulotteisena.



Kuva 2: Suppilomainen pinta virrantiheyden pyörteettömän komponentin $J_\theta(R_I, \theta_0)$ laskemiseksi satelliitin mittaamasta magneettikentästä ($B_\phi(r, \theta)$) Amperen lakia soveltaen. Häiriömagneettikentän ympyrän muotoinen kenttäviiva toimii pinnan reunana. Itse pinta seuraa dipolikentän kenttäviivaa, kulkee ionosfäärin läpi ja sulkeutuu jossain sen alapuolella.

Virrantiheyden ϕ-komponentin voidaan tulkita esittävän leveyspiirille 65^o keskittyvää läntistä elektojettiä, jonka pohjoispuolella näkyy jonkin verran napakalotin paluuvirtausta. Elektrojetin pohjoisreunalla kentänsuuntaiset virrat ovat keskimäärin suuntautuneet alaspäin ja eteläreunalla ylöspäin. Näitä virtoja yhdistävä J_θ kulkee elektrojetin alueella pohjoisesta etelään. Lisäksi pieni osa virtaa elektrojetin pohjoispuolella pohjoiseen ja oletettavasti sulkeutuu napakalotin toisella puolella kentänsuuntaisiin virtoihin. Ylilennon aikana magneettinen paikallisaika (MLT) vaihteli välillä 7:23 ja 9:13, mikä sopii erittäin hyvin yhteen havaitun virtajakauman kanssa.

4. JOHTOPÄÄTÖKSET

Tässä artikkelissa on esitelty menetelmä, joka soveltuu ionosfäärivirtojen määrittämiseen yhden satelliitin mittaamasta häiriömagneettikenttädatasta. Menetelmä olettaa pallogeometrian ja kentänsuuntaiset virrat, jotka seuraavat Maan dipolikenttää. Satelliitin mahdolliset korkeusvaihtelut ylilennon aikana on menetelmässä huomioitu. Virrantiheyden ϕ-komponentin määritykseen tarvitaan ainoastaan magneettikentän r- ja θ-komponentteja, ja virrantiheyden θ-komponentin ja kentänsuuntaisten virtojen määritykseen magneettikentän ϕ-komponenttia.

Kaikkein rajoittavin vaatimus menetelmän toimivuudelle on oletus virtajakauman yksiulotteisuudesta, mikä käytännössä tarkoittaa, että menetelmä soveltuu lähinnä elektrojettien hallitsemiin tilanteisiin. Virtajakauman yksiulotteisuus voidaan selvittää sovittamalla virrantiheyden ϕ-komponenttia määritettäessä ainoastaan magneettikentän r-komponentti, ja vertaamalla sit-

ten menetelmän antaman ja mitatun magneettikentän θ-komponentin vastaavuutta. Mitä paremmin ne vastaavat toisiaan, sitä yksiulotteisempi tilanne on. Toinen rajoite on oletus stationaarisesta virtajakaumasta ylilennon aikana. Tämä kuitenkin toteutuu yleensä kohtalaisen hyvin, jos tilanne muuten pysyy yksiulotteinen.

Menetelmän toimivuutta on testattu sekä mallinnetuilla virtajakaumilla että todellisella CHAMP-satelliitin mittamalla datalla, josta yksi esimerkki on esitetty tässä artikkelissa. Yksiulotteisissa tilanteissa menetelmän on todettu toimivan erittäin hyvin, mutta pystyvän myös kaksiulotteisissa tilanteissa antamaan ainakin virtajakauman muodon satelliitin alapuolella kohtalaisen hyvin.

LÄHTEET

Amm, O., 1997. Ionospheric elementary current systems in spherical coordinates and their application, *J. Geomagn. Geoelectr.*, **49**, 947-955.

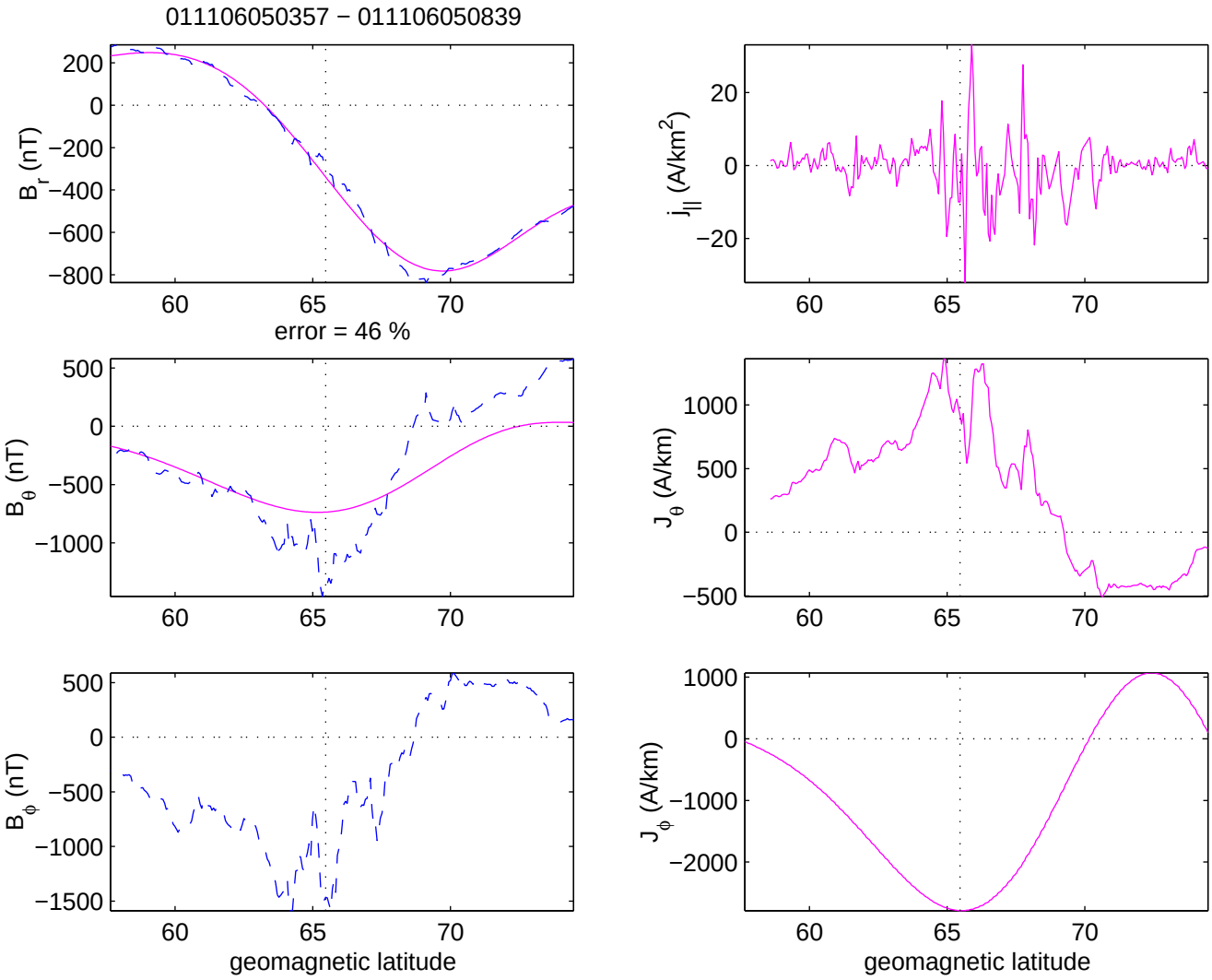
Amm, O., A. Viljanen, 1999. Ionospheric disturbance magnetic field continuation from the ground to ionosphere using spherical elementary current systems, *Earth Planets Space*, **51**, 431-440.

Fukushima, N., 1976. Generalized theorem for no ground magnetic effect of vertical currents connected with Pedersen currents in the uniform-conductivity ionosphere, *Rep. Ionos. Space. Res. Japan*, **30**, 35-40.

Ritter, P., H. Lühr, A. Viljanen, O. Amm, A. Pulkkinen, I. Sillanpää, 2004. Ionospheric currents estimated simultaneously from CHAMP satellite and IMAGE ground based magnetic field measurements: a statistical study at auroral latitudes, *Ann. Geophys.*, **22**, 417-430.

Untiedt, J., W. Baumjohann, 1993. Studies of polar current systems using the IMS Scandinavian magnetometer array, *Space Sci. Rev.*, **63**, 245-390.

Vanhamäki, H., O. Amm, A. Viljanen, 2003. 1-Dimensional upward continuation of the ground magnetic field disturbance using spherical elementary current systems, *Earth Planets Space*, **55**, 613-625.



Kuva 3: *Vasemmalla:* CHAMPin mittaama häiriömagneettikenttä 6.11.2001 05:03:57 - 05:08:39 UT (katkoviiva) sekä sovitettu alkeisvirtasysteemien kenttä (yhtenäinen viiva). *Oikealla:* Amperen lain avulla B_ϕ:stä lasketut $j_{||}$ ja J_θ sekä B_r:stä 1D alkeisvirtasysteemien avulla laskettu J_ϕ. Ylilennon aikana MLT vaihteli välillä 7:23 – 9:13.

Arctic Oscillation and its impact on Finland's climate

Simo Järvenoja
Finnish Meteorological Institute

Abstract

Arctic Oscillation (AO) represents large-scale atmospheric circulation variability in the Northern Hemisphere. It is seen as strengthening or weakening of the mid-latitude westerlies over the North Atlantic and Europe, depending on the phase of the AO, and it defines to a great extent the weather and temperature conditions in Finland, especially in winter.

1. INTRODUCTION

Arctic Oscillation (AO) is the most important mode of the atmospheric circulation variability in the Northern Hemisphere (NH). It is a topic studied thoroughly in recent years by e.g., Thompson and Wallace (1988, 2000) and Thompson et al. (2000), and has a close connection to the North Atlantic Oscillation (NAO), as discussed in Wallace (2000). The AO has a major impact on weather and temperature conditions in Europe and also in Finland.

In this paper, Arctic Oscillation is briefly discussed. First, a method of determining the AO is explained, and some basic properties of the AO are presented. Next, the different phases of the AO and the impact of the AO on temperature conditions e.g., in Finland, are discussed. Finally, some preliminary results from the predictability of the AO are presented.

2. EOF ANALYSIS AND ARCTIC OSCILLATION

The data used in the present study consists of daily 1000 hPa height analyses for the Northern Hemisphere, north of 20°N, from the NCEP/NCAR Reanalysis Project (Kalnay et al., 1996). The data cover the period 1951-2000, in total 18625 cases.

Empirical orthogonal function (EOF) analysis (e.g., Rinne et al., 1981) is applied to these daily analyses. The annual cycle is not removed in the computation of the covariance matrix as is usually done. This means that the anomalies used for covariances are computed using one general mean field, the mean of the 18625 analyses. Thus any 1000 hPa geopotential height field

can be represented by

$$z(i,t) = zm(i) + \sum_{\nu=1}^{N} C_\nu(t) f_\nu(i), \quad (1)$$

where *z(i,t)* is the geopotential height, with *i* and *t* referring to space (grid point) and time, respectively. Term *zm(i)* represents the long-term mean at each grid point. The sum term consists of the space-dependent part f_ν (the spatial EOF pattern) and the time-dependent coefficient C_ν, for component ν. Value *N* represents the point of truncation, the number of components taken to the EOF series.

Figure 1 shows the spatial patterns of the two leading EOFs. EOF-1 (lhs of Fig.1), explaining 22.9 % of the total variance of the 1000 hPa geopotential height, depicts the land/sea contrast with negative values over continents and positive values over oceans. The time-dependent coefficient (C_1) of EOF-1 shows a clear quasi-sinusoidal annual cycle with positive values in summer and negative values in winter.

EOF-2 (rhs of Fig. 1) accounts for 7.7 % of the total variance (10.3 % of the variance not including the annual cycle) and is associated with the Arctic Oscillation (AO). EOF-2 tends to strengthen or weaken the zonal flow in mid-latitudes, in particular in the North Atlantic sector, depending on the sign (+ or -) of the coefficient C_2, also called the AO index.

Figure 2 depicts the daily average of C_2, together with $\pm$ one standard deviation, for 1951-2000. C_2 shows an annual cycle with positive values dominating from July until January, when C_2 starts to decrease and becomes negative. C_2 reaches the minimum around the beginning of May, after which it quickly rises to the maximum around mid-summer. This means that, on average, the positive AO phase dominates from the mid-summer to early winter, while the negative AO phase dominates in late winter and spring. However, the year-to-year differences are large in the behavior of C_2, as the relatively large standard deviation suggests (Fig. 2).

3. PHASES OF THE AO

The sign of (+ or -) of the C_2 coefficient (AO index) affects the flow pattern over the North Atlantic and Europe significantly. This can be demonstrated with Fig. 3, showing the average mean-sea-level pressure for a negative AO phase (left) and for a positive AO phase (right). During the negative AO phase (January 1985) the Icelandic low is shifted towards west of its normal position and the westerly flow over the North Atlantic/European sector is weakened and directed to Spain and the Mediterranean. During the positive AO phase (February 1990), on the other hand, the Icelandic low is deeper than normally and the westerly flow over the North Atlantic is strengthened and directed towards western and northern Europe. These two different flow types result in much different weather and temperature conditions: the monthly mean temperatures in Helsinki and Sodankylä were -13.9°C and -23.2°C, respectively, in January 1985, but +1.6°C and -3.1°C in February 1990.

The AO index has experienced a clear positive trend during the last 50 years, i.e., the positive AO phase has become more frequent recently. This is demonstrated in Fig. 4, which shows the daily mean values of C_2 for two periods, 1951-1970 and 1981-2000. Figure 4 reveals that

the value of C_2 has increased, i.e., the polar vortex has become more intense during the cold season, whereas little change is seen in summer and fall. This means that the strengthened westerly flow has been more dominant during the late 1900's compared to the 1950's and 1960's, which in turn has resulted in milder winters recently. Climate model studies (e.g., Shindell et al., 1999; Fyfe et al., 1999) suggest that the positive AO phase may become more frequent with enhancement of the atmospheric greenhouse effect.

Even though the positive phase of the AO has become more frequent in late 1900's, it does not mean that the negative phase has completely disappeared. This is demonstrated in Fig. 5, which shows the 5-day mean of the AO index together with the 5-day mean temperature at Vantaa for the period November 2004 to March 2005. The AO index was mainly positive from November to mid-February, when it suddenly became negative and stayed so until the end of March. Mild, above normal temperatures were measured until mid-February. Thereafter the cold winter weather dominated, with March being the coldest winter month. There was a clear positive correlation between the AO index and the Vantaa temperature. Correlation was as high as 0.75 on pentad basis and 0.65 on daily basis. The 50-year-long time series show that the correlation (on monthly basis) is 0.6 for winter months, but only 0.2 for summer months. Thus it can be concluded that the AO has a significant impact on the wintertime temperature conditions in northern Europe, whereas there is only little AO signature in the summertime temperature.

4. PREDICTABILITY OF THE AO

As the AO is a major mode in the NH circulation, it is of great interest to see how the NWP (Numerical Weather Prediction) models can predict the behaviour of the AO. A preliminary study of predictability of the AO in ECMWF (European Centre for Medium Range Weather Forecasts) operational forecasts has been carried out. The predictability is two-fold. Even a large, abrupt drop or rise in the AO index, i.e., a clear change in the circulation type, is sometimes perfectly predicted. But, there are also cases with a large uncertainty in prediction of the AO, which is seen in different behaviour of the AO index in forecasts of consecutive days. The EOF analysis reveals that the leading EOF pattern of the forecast error is "AO-like"in forecast ranges longer than four days, which might suggest that there are difficulties in prediction of the AO.

5. SUMMARY

The Arctic Oscillation has been briefly discussed. Apart from the annual cycle, the AO is the most important mode in the NH circulation. It has a large impact on weather and temperature conditions over the North Atlantic and Europe. The AO impact is prominent during the cold season, whereas there is only little AO signature in summer months. The positive phase of the AO results in mild and wet winters with westerly winds dominating. The negative phase, on the other hand, brings cold continental winter weather. The positive AO phase has become more frequent during the last 20 years compared to the 1950's and 1960's. This could be atmospheric response to greenhouse-gas forcing.

REFERENCES

Fyfe, J.C., Boer, G.J. and Flato, G.M., 1999: The Arctic and Antarctic Oscillations and their projected changes under global warming. *Geophys. Res.Lett.*, **26**, No. 11, 1601-1604.

Kalnay, E. M. and Coauthors, 1996: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437-471.

Rinne, J., Karhila, V. and Järvenoja, S., 1981: The EOFs of the 500 mb height in the extratropics of the Northern Hemisphere. Report No. 17. Department of Meteorology, University of Helsinki. 16 pp. + Appendix 88 pp.

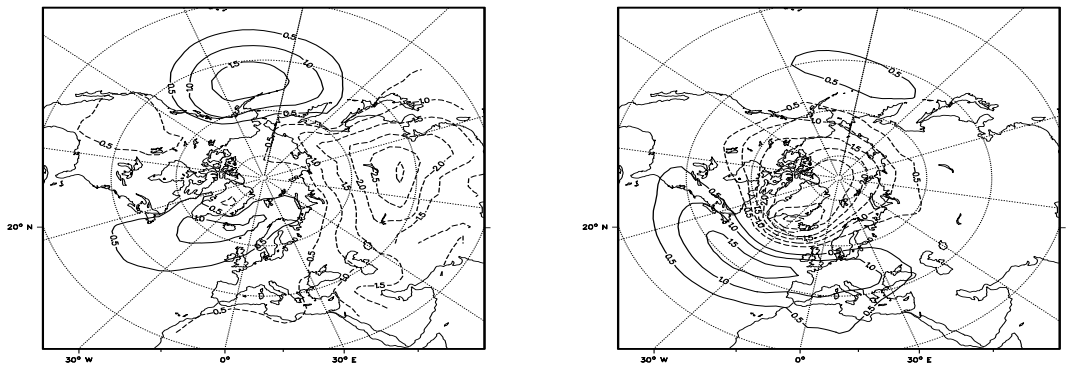
Shindell, D.T, Miller, R.L., Schmidt, G.A. and Pandolfo, L., 1999: Simulation of recent northern winter climate trends by greenhouse-gas forcing. *Nature*, **399**, 452-455.

Thompson, D.J.W. and Wallace, J.M., 1998: The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1297-1300.

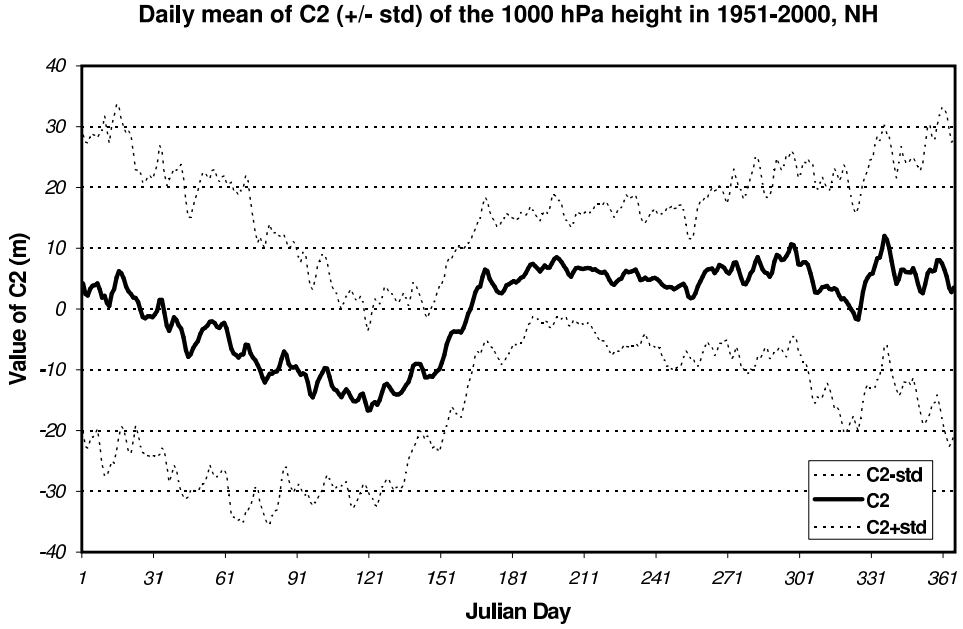
Thompson, D.J.W. and Wallace, J.M., 2000: Annular modes in the extratropical circulation, Part I: Month-to month variability. *J. Climate*, **13**, 1000-1016.

Thompson, D.J.W., Wallace, J.M. and Hegerl, G.C., 2000: Annular modes in the extratropical circulation, Part II: Trends. *J. Climate*, **13**, 1018-1036.

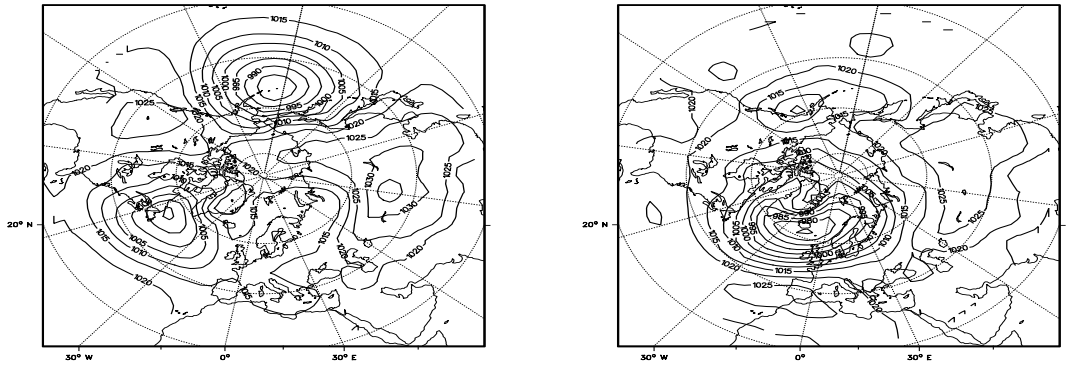
Wallace, J.M., 2000: North Atlantic Oscillation/annular mode: Two paradigms - one phenomenon. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **126**, 791-805.



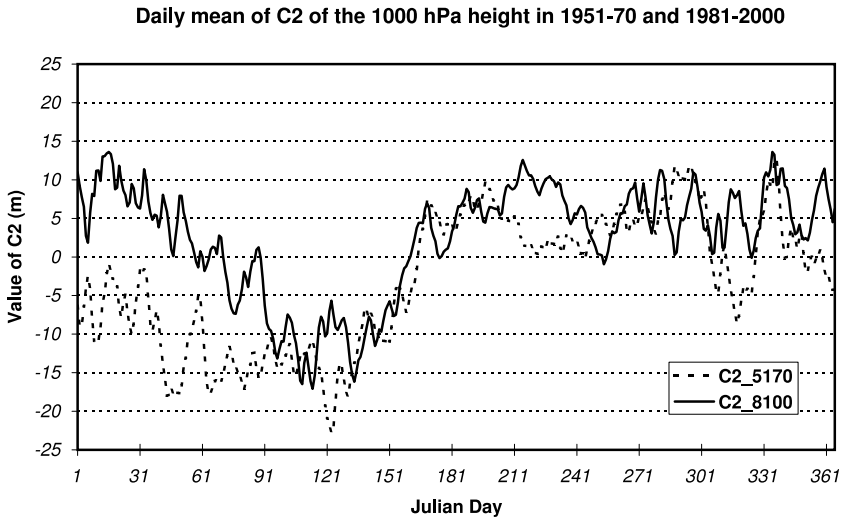
Kuva 1: Two leading EOFs based on daily 1000 hPa geopotential height for 1951-2000: EOF-1 (left) and EOF-2 (right). Positive values are indicated with full lines and negative with dashed lines, the zero isoline is omitted. Contour interval: 0.5.



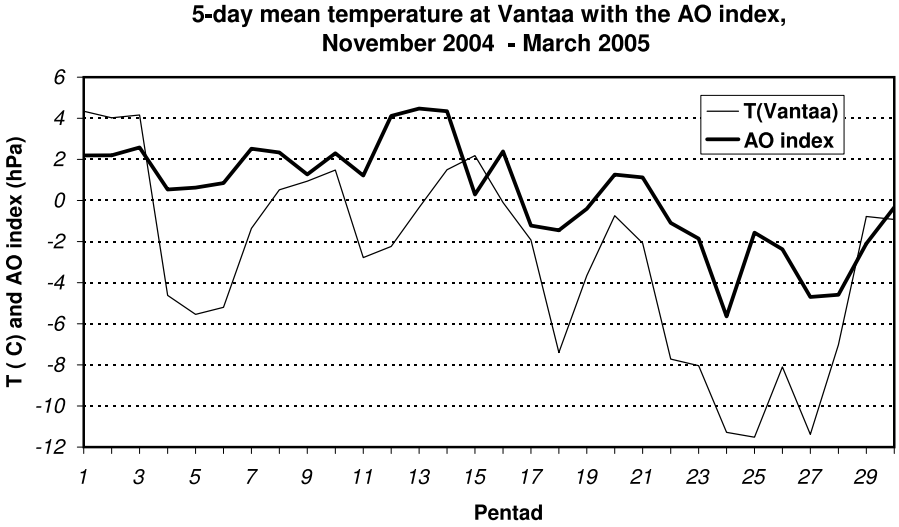
Kuva 2: Daily mean value (full) of the time-dependent coefficient (C_2 or the AO index) associated with EOF-2, together with mean $\pm$ one standard deviation (dotted), in 1951-2000. Unit: m.



Kuva 3: Average monthly mean-sea-level pressure for January 1985 (left) and for February 1990 (right). Contour interval: 5 hPa.



Kuva 4: Daily mean value of the time-dependent coefficient (C_2 or the AO index) associated with EOF-2 for periods 1951-1970 (dashed) and 1981-2000 (full). Unit: m.



Kuva 5: 5-day mean temperature at Vantaa (thin line) and the 5-day mean of the AO index (thick line) for the period 1 November 2004 - 30 March 2005.

Heijastusmittaukset lumen kaukokartoituksessa

S. Kaasalainen[1], **J. Peltoniemi**[1] **ja J. Suomalainen**[1]

[1] Geodeettinen Laitos, Sanna.Kaasalainen@fgi.fi

Abstract

We present optical field measurements of the effects of snowmelt on the measured directional scattering patterns of some snow surfaces. The results are an example of exploiting the reflectance characteristics in remote sensing of snow. We have constructed two instruments for optical measurements in order to develop remote sensing methods for forest, snow, and other land surfaces with the aid of their spectral and directional scattering properties.

1. JOHDANTO

Ilmasta ja avaruudesta käsin tehtävällä kaukokartoituksella seurataan nykyisin mm. jäätiköiden sulamista ja tutkitaan merijään paksuutta. Lumen sulamisen seuraaminen tuottaa tärkeää tietoa mm. vesivoiman käytön ja tulvien ennustamiseen. Lumi- ja jääpintojen kaukokartoitusmenetelmien kehittymistä on hidastanut puutteellinen tieto lumen heijastusominaisuuksista eri suunnissa, mikä osittain johtuu siitä, että mittausaineistoa on tähän mennessä kertynyt vähän.

Heijastuneen säteilyn voimakkuus riippuu oleellisesti sekä valonlähteen että havaitsijan suunnasta. Näillä ns. suuntaisheijastusominaisuuksilla taas tiedetään olevan selkeä yhteys heijastavan pintamateriaalin rakenteeseen ja fysikaalisiin ominaisuuksiin, lumipintojen tapauksessa esim. kiteiden kokoon ja muotoon, pakkaustiheyteen, vesiarvoon jne.. Kun lisäksi suuntaisominaisuudet vaihtelevat valon eri aallonpituuksilla, voidaan lumipintojen ominaisuuksista saada lisätietoa niistä heijastuneen valon suunta- ja aallonpituusjakaumien (spektrit) avulla. Tällaisten menetelmien kehittäminen on vielä alkuvaiheessa, mutta alustavissa tuloksissa voidaan havaita selviä merkkejä esim. lumen sulamisesta ja kiteiden rakenteesta. Tässä artikkelissa on esimerkki sulamisen näkymisestä suuntaismittauksissa.

2. MENETELMIÄ LUMEN KENTTÄMITTAUKSIIN

Geodeettisessa laitoksessa on kehitetty kaksi erillistä mittalaitetta suuntais- ja spektroskopiamittauksia varten. Suuremmalla, ns. goniospektrometrillä voidaan mitata heijastusta koko pallonpuoliskon kattavalla kulma-alueella; mittausta voidaan siis tehdä sekä valonlähteen suunnassa (ns. takasuunta) tai siitä poispäin (etusuunta). Valonlähteenä voidaan käyttää suuritehoista halogeenilamppua tai mitata auringonvalossa. Detektorina käytettävä spektrometri (ASD FieldSpec Pro) mittaa heijastusta aallonpituusalueella 350-2400 nm. Tuloksia on sovellettu mm. valonsironnan tutkimukseen ja ilma- ja luotainkuvien korjaamisessa tarvittavaan suuntaisheijas-

tuskorjaukseen (Peltoniemi et al., 2005). Heijastuksen suuntajakaumaa kutsutaan suuntaisheijastusfunktioksi (engl. *Bidirectional Reflectance Distribution Function*, BRDF).

Täsmälleen valonlähteen suunnassa tapahtuvaa heijastusta (ns. takaisinsironta) varten tarvitaan erillinen mittalaite, ettei ilmaisin varjostaisi valonlähdettä. Valonlähteen suunnassa tapahtuvaa heijastusta tutkitaan optiikassa erityistapauksena siksi, että tässä suunnassa tapahtuvat heijastus- ja polarisaatioilmiöt ovat erityisen voimakkaita ja ne voidaan myös yhdistää pintamateriaalin rakenteeseen. Lisäksi on paljon kaukokartoitussovelluksia (kuten LIDAR ja jotkut pienillä heijastuskulmilla toimivat luotaimet), joiden signaali on takaisinheijastunutta. Tällaista mittausta varten kehitetyssä ns. pienkulmagoniometrissä käytetään laservaloa, että saavutettaisiin tarvittava kulmaresoluutio hyvin kapealla kulma-alueella näkyville heijastuspiikeille. Tähän mennessä lasermittauksia on tehty kahdella eri allonpituudella: 633 (punainen) ja 1064 nm (lähi-infrapuna-alue). Takasuuntaa voidaan mitata puoliläpäisevän peilin avulla, ja heijastuneen lasersäteen intensiteettiä monitoroidaan CCD-kameralla (Kaasalainen et al., 2005).

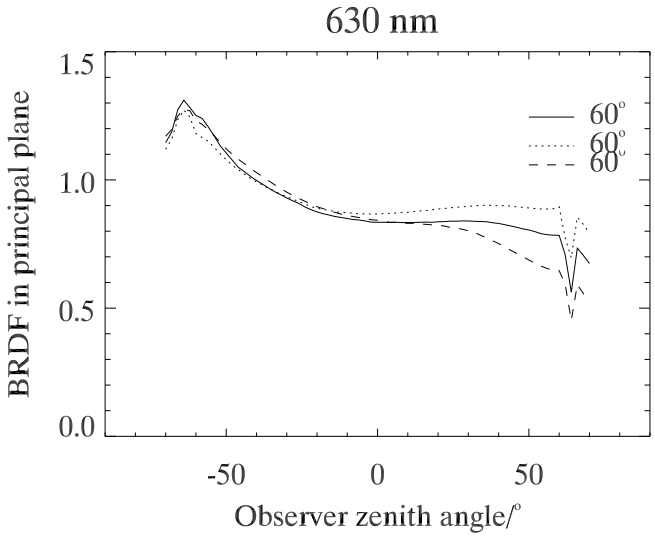
Molemmista mittalaitteista on olemassa kenttäversiot, joita on sovellettu lumipintojen (ja metsän aluskasvillisuuden ym.) mittaukseen kenttäolosuhteissa. Lumen mittaaminen on erityisen haasteellista, sillä optiset laitteet pitää saada toimimaan pakkasessa ja korkeammissa suhteellisissa ilmankosteuslukemissa, kuin laboratoriossa.

3. TULOKSET JA JOHTOPÄÄTÖKSET

Kuvan 1 luminäyte on mitattu goniospektrometrillä Kirkkonummella tammikuussa 2005. Näyte on otettu n. 10 cm paksuisesta lumikerroksesta sisälle sulamaan ja mitattu sulamisen eri vaiheissa (myös uudelleen jäädytyksen jälkeen). Sulaminen näkyy kirkkaana piikkinä spekulaari- eli peiliheijastussuunnassa (tulos on esitetty 630 nm:n aallonpituudella). Vertailu aikaisempiin pakkasessa tehtyihin (pakkaslumen) mittauksiin osoittaa, että heijastuspiikki näkyy vain sulavalle tai aikaisemmin sulaneelle lumelle: pakkaskiteille samanlaista kirkastumista ei esiinny. Piikki on aikaisemmissa tutkimuksissa mitattu uudelleen jäätyneelle lumelle jopa 2 päivää sulamisen jälkeen (Peltoniemi et al., 2005). Molemmilla laitteilla mitatut intensiteetit on esitetty suhteessa Spectralon -heijastusstandardin intensiteettiin.

Takaisinheijastussuunnassa mitatut lumen kirkkauskuviot vaihtelevat myös voimakkaasti kidetyypin ja muiden olosuhteiden (kuten lämpötila ja kosteus) funktiona. Yleistä on, että pakkaslumelle hajonta on suurempaa, kun taas sulavalle kirkastuminen joko voimistuu tai tulee paremmin esiin hajonnan vähentyessä. Lumen takaisinheijastusta on kuitenkin tutkittu hyvin vähän (joten kaikki tulokset ovat uusia ja harvinaisia). Siksi tulokset ovat alustavia eikä vielä tiedetä kaikkia takaisinheijastukseen vaikuttavia tekijöitä. Esimerkki tuloksista näkyy kuvassa 2. Mittaukset on tehty Sodankylässä maaliskuussa 2005. Näytteet ovat sekalunta n. 80 cm paksuisen hangen pinnasta, toinen näyte mitattiin n. 2-5 pakkasasteessa, kun taas toinen mittaus tehtiin +2-+3°C:ssä, jolloin näyte suli hieman mittauksen aikana. Tuloksissa näkyy voimakkaampi suhteellinen kirkastuminen takasuuntaa (0°) kohti.

Molemmista tuloksista näkyy, että lumen sulaminen vaikuttaa selvästi kirkkausfunktioihin. Lisätutkimuksia tarvitaan esim. sen selvittämiseen, mitkä muut lumipinnan muutokset aiheuttavat voimakkaita muutoksia kirkkausjakaumiin, sekä miten tuloksia voitaisiin hyödyntää tehok-



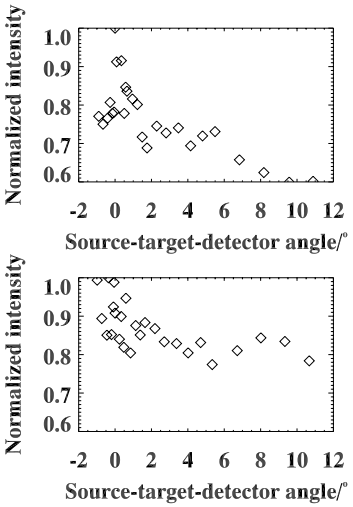
Kuva 1: Lumen sulaminen näkyy suuntaisheijastusfunktiossa (BRDF) piikkinä peiliheijastussuunnassa, joka on valonlähteen vastakkainen suunta, tässä -60°, kun valonlähde on 60° kulmassa zeniitistä (0°). Heijastusfunktio on esitetty ns. päätasossa (*principal plane*), jossa valonlähde, mitattava kohde ja ilmaisin ovat samassa tasossa. Tulokset ovat näytteelle, joka on mitattu heti sulamisen alkaessa (katkoviiva), 1 tunti sisälle tuomisen jälkeen (kiinteä viiva) ja uudelleen jäädytyksen jälkeen (pisteviiva). Valonlähteen suunta näkyy ilmaisimen aiheuttamana varjostuksena (intensiteetti on pudonnut) 60° kulmalla.

kaammin lumipintojen kaukokartoituksessa. Näin olisi mahdollisuus kehittää menetelmä lumen sulamisen ja muiden lumipinnan muutoksien havaitsemiseksi kaukokartoituslaitteilla. Tätä varten tarvitaan laaja mittausaineisto, jonka kartuttamiseen tehdään jatkuvasti lisätyötä. Työn alla on myös mittalaitteiden kehittäminen nopeammiksi ja tehokkaammiksi. Goniospektrometrin uudella versiolla voidaan mittauksiin ottaa mukaan polarisaatioefektit, mikä lisää tuloksista saatavan informaation määrää. Pienkulmalaitteen sovellusalueena ovat lisäksi mm. laserkeilauksen intensiteettitiedon hyödyntäminen.

LÄHTEET

Peltoniemi J., S. Kaasalainen, J. Näränen, L. Matikainen ja J. Piironen, 2005. The measurement of the directional and spectral signatures of light reflectance by snow. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, hyväksytty julkaistavaksi.

Kaasalainen S., J. Peltoniemi, J. Näränen, J. Suomalainen, M. Kaasalainen ja F. Stenman, 2005. Small-angle goniometry for backscattering measurements in broadband spectrum. *Appl. Opt.*, **44**, 1485-1490.



Kuva 2: Kahden eri luminäytteen takaisinheijastuspiikki mitattuna pienkulmagoniometrillä käyttäen 633 nm:n laseria. (Intensiteetit on skaalattu niin, että maksimi on 1:ssä.) Ylemmässä kuvassa sulavaa lunta (hangen pinnasta), alemmassa kuvassa sama näyte mitattu pakkasessa. Sulavan lumen kirkastuminen on voimakkaampaa. Heijastuksen suunta on esitetty valonlähteen, näytteen ja ilmaisimen välisenä kulmana (ns. vaihekulma).

Ilma maassa ja suotoveden yhtälöt

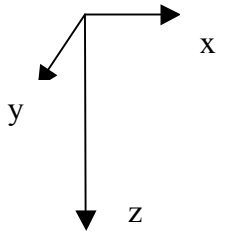
S.S.H. Kasi
Geofysiikan osasto, Helsingin yliopisto

Abstract
***Soil air and equations of percolating water**. Observations and air flow measurements have shown that it is necessary to use the infiltration and percolation calculation methods for both the water and air of the unsaturated soils. The piston flow method seems to be of importance. An introduction to the water-air models of Morel-Seytoux is presented.*

1. JOHDANTO

Pohjaveden yläpuolella maassa on ilmaa. Kasi (2001, 2003, 2004) on tehnyt havaintoja harjuissa ja mäillä isokivisessä huokoisessa maastossa tapahtuvista ilman virtauksista. Näillä harjuilla tai mäissä talvisaikaan ihan keskellä talvea ilman lämpötilasta riippumatta maasta nousee lämmintä ilmaa joka sulattaa lumen ja kesällä päinvastoin samoin kohdin ilmaa virtaa sisälle maahan. Mäkien ja harjujen juuressa virtauksen on havaittu kesällä tapahtuvan ulos harjusta (Okko 1957, Kasi, 2001, 2004). Pohjavesi näin paikoin on useiden kymmenien metrien syvyydessä. Ilman ulosvirtaus on selvä myös harjuilla olevissa supissa (Kasi 2004), joissa harjusta tullut ilma jäähdyttää koko supan. Voimakas sadetapahtuma kesällä 2004 selvästikin lisäsi ulosvirtauksen voimakkuutta (Kasi 2004). Ainakin talvella 2005 Lammin Mustasupan pohjalla oli havaittavissa luntasulattava ilmavirtaus. Sisällä harjuissa ja mäissä on tällöin ylipainetta ulkoilman paineeseen nähden ja syntyy ulosvirtaus. Ylipaineen merkittävä syy on pohjavettä kohti vajoavat sulamis- ja sadevedet.
Kun maaperä on suhteellisen tasainen ja kerroksellinen, on oletettavissa, että maanilman on vaikeampi syrjäytyä vajoavan suotoveden tieltä. Vajovesi aiheuttaa alempiin ilma- ja vesikerroksiin paineen, joka voi siirtyä kapillaarivyöhykkeeseen ja saada aikaan pohjaveden pinnan nousun (Grip ja Rodhe, 1988, Morel-Seytoux, 1973). Saattaa olla, että sateen jälkeen syvässä pohjavedessä ei ole mitään nousun merkkejä (Grip ja Rodhe, 1988). Grip ja Rodhe erottavat kolme eri nopeutta: vesihiukkasten nopeuden v_h, Darcyn nopeuden q ja paineen siirtymisnopeuden v_p. He antavat tyypillisinä arvoina: q = 1 mm/h, v_h = 4 mm/h ja v_p = 100 mm/h. Suuretta q (vesimäärä pinta-alayksikön läpi) voisi kutsua yksinkertaisesti virraksi (Vesivuo ei vaikuta yhtä hyvältä kuin vesivirta tässä yhteydessä).
Sulamis- ja sadevesi imeytyy maahan ja kyllästää sen. Useinkin on erotettavissa suotoveden eturintama. Toisaalta vesi löytää kanavia, jotka täyttyvät ensiksi sormimaisesti. Rintama-virtausta on seurattu veden ^{18}O-isotooppipitoisuuksien avulla (Grip ja Rodhe, 1988). Sama voisi hyvinkin tapahtua mittaamalla maan vesinäytteiden ilmapitoisuutta (Kasi, 1990), ilmeisesti parhaiten, argonpitoisuutta.
Maaveden suotautumisen ja vajoamisen hyvä tietokonemallinnus on vaikeaa. Viime aikoihin asti maan ilman vaikutus on pääasiassa sivuutettu.

2. MAAN ILMANJOHTAVUUS



Kokoonpuristumattoman fluidin (neste tai kaasu, tiheys ρ) virtavektorille $\boldsymbol{q}$ syvyys z -suuntaisen painovoiman (kiihtyvyys g) vaikuttaessa pätee (Morel-Seytoux, 1973) Darcy'n laki:

$$\boldsymbol{q} = -\frac{K}{\rho g}\nabla p + K\,\mathbf{e}_z, \qquad (1)$$

jossa ∇p on fluidin painegradientti ja $\mathbf{e}_z$ vertikaalisuunnan (alas) yksikkövektori. $\boldsymbol{q}$ on energiakorkeuden

$$h = \frac{p}{\rho g} - z \qquad (2)$$

negatiivinen gradientti (kaava 1) kerrottuna maan johtavuuskertoimella

$$K = \frac{k\rho g}{\mu}. \qquad (3)$$

Tiheys ρ ja viskositeetti μ tässä veden tai kaasun johtavuuden suureessa ovat fluidin suureita, kun taas k on maa-aineen suure: läpäisevyys.
Kun kyseessä on kaasu kuten ilma, kokoonpuristumattomuus-oletusta ei useinkaan ole syytä tehdä, siis $\rho = \rho(p)$ ja kaava (2) voidaan korvata Hubbertin (1940) potentiaalilla

$$H = \int_{p_0}^{p} \frac{dp}{\rho g} - z\,. \qquad (4)$$

Morel-Seytoux (1973) osoittaa että kaava (1) pätee myös tällöin.
Green ja Ampt (1911) ovat mitanneet hiedan, hiuen ja saven ilman- ja vedenjohtavuudet, kun näytteet olivat aluksi kuivia. Koska k on maa-ainesta karakterisoiva suure, pitäisi heidän tuloksistaan laskettavien k-arvojen ($k = K\mu/\rho g$) suhteen olla 1. He saivat

Maalaji	hieta	hiue	savi
k_i/k_v	2	3-6	14

jossa alaindeksi i tarkoittaa ilmaa ja *v* vettä. He mainitsevat, että puhtaalle hiekalle arvo on 1, koska silloin veden kolloidiset sidokset (siis kostusvaikutukset) ovat vähäiset, ja että suhde voi savelle olla arvoa 14 suurempi.

3. VAKIO ILMANPAINE

Jos ilmanpaine maassa ei missään vaiheessa pääse yhtään kasvamaan, niin voidaan olettaa, ettei ilma vaikuta veden virtaukseen, ja käyttää pelkästään vesilaskua. Silloin maan vesi-suureet voidaan ratkaista sijoittamalla Darcyn virta (1) vesimassan tasapainoyhtälöön

$$-\nabla \cdot \boldsymbol{q} = n\frac{\partial S}{\partial t}. \qquad (5)$$

n on huokoisuus ja *S* veden osuus huokostilasta. Saadaan Richards'in kaava.
Richards (1931) kirjoittaa laboratoriomittaustensa koeolosuhteista: "Air in the column was at atmospheric pressure". Kokeissa näytteiden ylä ja alapuolella oli niiden kokoa hieman laajemmat tiilikappaleet. Suorakulmaisten näytteiden pituudet olivat 4,0…4,5 cm. Green ja Ampt (1911) mittasivat 35...38 cm pitkin savi- ja hiue- sekä 70 cm pitkin hieta-, mutta kapein (1,9 ja 1,35 cm^2, vastaavasti), näyttein lasisylintereissä, jolloin myös ilmanjohtavuuden määritys onnistui.

4. SUOTO- ja VAJOVEDEN YHTÄLÖT

Googlesta haulla: "Green-Ampt" tuli 846 osumaa. Kirjallisuudessa alkaa olla maaveden mallinnusta ns. mäntä- eli Green-Ampt menetelmällä. Green ja Ampt (1911) pitivät pysty-

suoran näytetangon (lasiputkessa) päällä vakiokorkeaa *a* vesikerrosta. Tällöin saadaan imeynnäksi (heillä infiltraatioksi *dl/dt*)

$$q = K_p(1 + \frac{a + h_k}{z}), \qquad (6)$$

jossa *z* nyt on vesirintaman syvyys kuivassa maa-ainetangossa. K_p on vesikylläisen maan vedenjohtavuus eli vajoveden (painovoimaveden) virta, ja h_k on kapillaarikorkeus. Kaavasta (6) päästään pintavalunnan rajaehtoon

$$q = K_p(1 + \frac{h_k}{z}) \qquad (7)$$

asettamalla $a = 0$ (Ksiazynski, 1994). Ksiazynski käsittelee myös usean peräkkäisen sadanta-tapauksen vaikutuksesta syntyvän suodon.

On laskettava sekä ilman että veden liike. Kuten edellä on mainittu kaava (1) pätee, kun kyseessä on pelkästään ilman liike. Kun huokoisessa aineessa tapahtuu kahden fluidin liike, on useissa julkaisuissa esitetty tarpeelliseksi ratkaista kahden kaksitermisen Darcyn yhtälön ryhmä (Kasi, 1995)

$$\boldsymbol{q}_l = -K_{ll}\nabla h_l - K_{lm}\nabla h_m, \text{ jossa } l, m = 1, 2 \text{ ja } m \neq l. \qquad (8)$$

Tähän struktuuriin päästään sijoittamalla kaavasta (2) ratkaistu *p* kaavaan (1). K_{ll} kertoimilla on edelleen johtavuusmerkitys. Kun fluidina on vesi ja ilma (Kasi, 1995) en ole vielä päässyt varmuuteen, että kaava (8) on silloin tarpeellinen.

Veden ja ilman tapauksessa kirjoittakaamme massojen säilymislait (5) yhdessä paikka-dimensiossa (*z*) Morel-Seytoux'in (1973) esittämällä tavalla:

vedelle

$$n\,\partial S_v/\partial t + \partial\, q_v/\partial z = 0 \qquad (9)$$

ja ilmalle

$$n\,\partial(\rho_i S_i)/\partial t + \partial(\rho_i q_i)/\partial z = 0. \qquad (10)$$

S_v ja S_i ovat veden ja ilman osuudet huokoisuudesta *n* ja *q*:t vastaavat virrat, nyt siis oletettuina *z*-suuntaisiksi. Ilman tiheyttä emme oleta vakioksi, vaan

$$\rho_i = \frac{p_i M_i}{RT}, \qquad (11)$$

jossa kuitenkin Morel-Seytoux (1973) olettaa lämpötilan vakioksi. Pääasiassa hän käsittelee tapauksia, jossa maaperä on homogeeninen, ja käyttää Darcyn yhtälöä sekä ilmalle että vedelle. Hän käyttää fluidin *l* läpäisevyyden suhteellisia läpäisevyyksiä r_l ($l = i, v$) jolloin

$$K_l = kr_l \rho\, g/\mu_l. \qquad (12)$$

Morel-Seytoux (1973) käsittelee imeyntää ja suotoa useilla menetelmillä. Hän myöskin nojaa ainakin kahteen havaintoon siitä, että kosteusrintama suodossa kuivaan homogeeniseen maahan säilyttää tietyn muodon (on pelkästään translatoorisessa liikkeessä). Hän valitsee uuden syvyysmuuttujan: $Z = z - \zeta(t)$, jonka $\zeta(t)$ on kosteusrintaman piste. Hän muotoilee yhtälöitä käyttäen tätä muuttujaa, jolla on ajasta riippuva origo.

Imeynnän ja suotorintaman ratkaisu on kehitetty myös suoraan käsittelemällä Darcyn yhtälöä (1, $\boldsymbol{q} = q\mathbf{e}_z$) vedelle ja ilmalle ja yhtälöitä (9,10,11,12) differenssimenetelmällä (Phuc ja Morel-Seytoux, 1972). Seuraavan sivun kuvan tapauksessa heillä on 10 tunnin sade, jonka intensiteetti on $2K_p$. Homogeenisessa maassa on aluksi tasainen $S_v = 0{,}2$ kosteus. 4 m 95 cm syvyydellä on vettäläpäisemätön vaakapinta. Hetkellä 1550 s pinnalla alkaa kasvaa lätäkkö. Huokostilassa pysyy ilmaa 10 %. Muu ilma virtaa ylös. Kuten kenttähavainnoissa (esim. Grip ja Rodhe, 1988) niin laskussa pohjalla alkaa ensimmäisinä tunteina kertyä vettä. Ilmalla taas on ylös suuntautuva vastavirta.

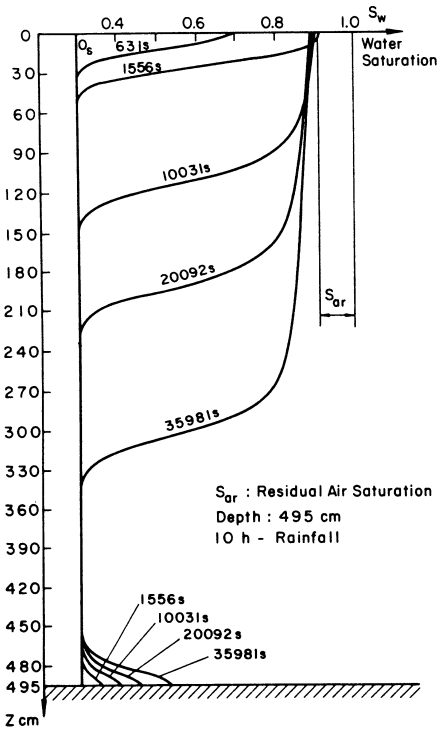


FIG. 32. Infiltration process in the case of an impervious lower boundary (Phuc and Morel-Seytoux, 1972).

Kuva. Lasku kuivahkon (S_v = 20 %) maan kostumisesta 10 h sateessa (Morel-Seytoux, 1973).

LÄHTEET

Green, H. ja G.A. Ampt 1911. Studies on soil physics. Part I. The flow of air and water through soils. *J. Agric. Sci.* **4**, 1-24.

Grip, H. ja A. Rodhe 1988. *Vattnets väg från regn till bäck*. Hallgren & Fallgren. Uppsala.

Hubbert, M.K.1940. The theory of ground-water movement. *J. Geol.* **48**, 785-944.

Kasi, S. 1990. Oanvända spårämnen för studier om mark- och grundvatten. *Vannet i Norden* **23**(2), 46-53, ja sen julkaisematon lisäys, joka oli jaettavana Kalmarin NHK:ssa 1990.

Kasi, S. 1995. Uutta veden ja sen saasteiden kulkemiseen maaperässä. *XVII Geofysiikan Päivät*, 37-39.

Kasi, S. 2001. Harjujen tuuletus johtuu ilman liukoisuudesta veteen. *XX Geofysiikan Päivät*, 57-60.

Kasi, S. 2003. Maan ilma ja vajovesi . *XXI Geofysiikan Päivät*, 53-55.

Kasi, S. 2004. Raportti tutkimuksesta: Mustasupanharjun kesätuuletuksen mittaus. Maa- ja Vesitekniikan tuki.

Ksiazynski, K.W. 1994. The piston model of transient infiltration in unsaturated soil. *Groundwater Quality Management* (toim. K. Kovar ja J. Soveri). IAHS-**220,** 141-148.

Morel-Seytoux, H.J. 1973. Two-phase flows in porous media. *Advances in Hydroscience* **9**, 119-202.

Okko V. 1957. On the thermal behaviour of some Finnish eskers. *Fennia* **81**(5), 1-38.

Phuc, Le Van ja Morel-Seytoux, H.J. 1972. Effect of soil air movement and compressibility on infiltration rates. *Soil Sci. Soc. Amer., Proc.* **36**, 237-241.

Richards, L.A. 1931. Capillary conduction of liquids through porous media. *Physics* **1**, 318-333.

Auroras Now! – Space weather monitoring service for tourists

K. Kauristie[1], A. Mälkki[1], A. Ketola[1], T. Raita[2] and A. Blanco[1]

[1] Finnish Meteorological Institute, kirsti.kauristie@fmi.fi
[2] University of Oulu, Sodankylä Geophysical Observatorio

Abstract

Auroras Now! is a service that helps spotting auroras in the Fennoscandian area. The service has been developed within the Space Weather Applications Pilot Project of European Space Agency (ESA). Auroras now! includes a private part for two hotels in the Finnish Lapland and a set of public web-pages. Both parts monitor continuously the disturbance level of the geomagnetic field as the statistical probability to observe auroras is known to increase as the magnetic disturbances become stronger. During dark hours Auroras Now shows near real-time all-sky camera images from the Sodankylä Geophysical Observatory. In the hotel service the auroral images are shown with their map projections and information about on-going magnetic activity and forthcoming cloudiness situation are distributed in easily adoptable formats. In the presentation we describe the scientific infrastructures behind Auroras Now! and tell about our experiences after running the service for two auroral seasons.

1. BACKGROUND

Auroral activity is associated with variations in the geomagnetic field. During strong geomagnetic storms the amplitude of the variations can be even 4-5 % (2000 nT) of the strength of the main field in the Fennoscandian area (roughly 50000 nT). Typical time scales of the disturbances vary from days (duration of a storm) to a few seconds (magnetic pulsations). The magnetic variations have a direct connection with the visible auroras: The same electron precipitation which causes the auroral emissions carries electric currents and enhance the conductivity in the ionosphere. The ionospheric current system generates magnetic variations which are measurable with ground-based magnetometers.

Auroral activity and the related geomagnetic variations are manifestations of space weather processes. Space weather is defined to refer to the conditions in the near-Earth space that are driven by solar activity and can influence the performance of space-born and ground-based activity (for a recent review, see Pirjola et al., 2005 and references therein).

Ground-based magnetometers are basic instruments for monitoring space weather phenomena since their maintenance and operation is relatively straightforward. Different magnetic indices provide an easy way to quantify the strength of the space weather events. Kp is one of the most widely used index is this area. This global index is determined once per three hours from the variations of the horizontal magnetic field as recorded at 13 sub-auroral stations. Local K indices can be determined similarly from the data of individual measurement stations. The values of K vary from 0 to 9 according to a latitude-specific logarithmic scale.

While Kp describes nicely the overall strength and evolution of a space weather storm, especially geomagnetic induction studies have shown that often the most dramatic consequences of the activity are related with periods of fast temporal variations. Observations of the magnetic field time derivative with high time resolution have thus appeared to be useful when monitoring space weather conditions.

Since the last sunspot maximum year 2000 Finnish Meteorological Institute (FMI) has operated in routine manner a public web-based alarm system (Nurmijärvi system) for spotting low-latitude auroras in Southern Finland. The system fetches regularly magnetic field data from the Nurmijärvi geophysical observatory (NUR in Figure 1, magnetic latitude ~57 degrees) at the end of each UT-hour. From the data of 1-min resolution the time derivative of the horizontal magnetic field is computed and if its maximum is found to exceed a certain threshold value an alarm is issued.

The reliability of the Nurmijärvi alarm system has been tested by comparing statistically the magnetic alarm records with the data of a nearby auroral camera station. The analysis revealed that in 77% of the alarm cases which took before or during clear nights the alarm was associated with significant auroral activity. On the other hand, 79% of the auroral nights (auroras in the clear sky for more than two hours) were associated with simultaneous or preceeding alarms. The comparisons of the alarm records with the simultaneous Nurmijärvi K-values showed that 73% of the alarms were followed by a K-index higher or equal to 5 and 74% of the K indices equal 5 or more were preceded by an auroral alarm.

The auroral activity in the Fennoscandian sector is systematically recorded with the all-sky cameras (ASCs) of the MIRACLE instrument network (http://www.ava.fmi.fi/MIRACLE, Figure 1). These cameras acquire several images per minute and their fields of views are circles with the radius of about 300 km. The spatial resolution of the images varies between less than km distances per pixel to a few km per pixel.

2. PUBLIC AURORAS NOW PAGES

The public Auroras Now! web-pages are visible in http://aurora.fmi.fi. The pages contain hourly updating description of the geomagnetic activity, near real-time auroral images (during dark hours only), weekly space weather reports, automatically generated auroral animations, and general information about space weather and auroras. Software developed previously for scientific data acquisition and analysis were used always when possible in the development of the web-pages. The Nurmijärvi alarm system and the software generating auroral animations are examples of recycled material. The auroral animator utilizes modern machine vision methods (Syrjäsuo et al., 2001) that have been recently developed at FMI for mining the massive all-sky camera data base. The routine can be run every morning for omiting dark images and this way providing relevant input data for a set of auroral animations. The system operator makes the final choice of the best animations to be shown in the publicity.

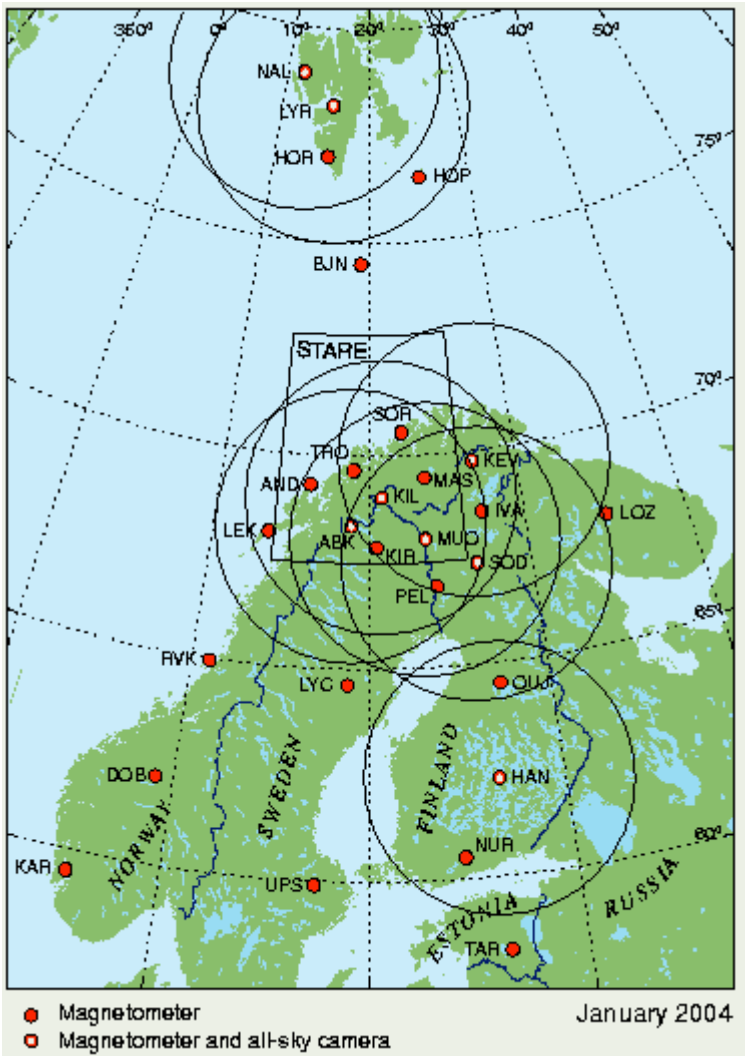


Figure 1: Measurement station of the MIRACLE instrument network. The circles show the field-of-views of the all-sky cameras. The field-of-view of the STARE radar is shown with the black bordered rectangle.

The main effort demanding new programming work was upgrading the Nurmijärvi alarm system to accomplish the geomagnetic conditions in Northern Finland, i.e. below the auroral zone. The alarm system for Northern Finland is based on the magnetic field time derivative recordings of the Sodankylä geophysical observatory (SOD in Figure 1, magnetic latitude ~ 64). The previously recorded long series of K-values of Nurmijärvi and Sodankylä were used to adjust the threshold of the Sodankylä alarm to be statistically comparable with the threshold of Nurmijärvi. The distributions of the K-values after the alarm are supposed to be similar at both observatories. The analysis revealed that typically the next two K values after the alarm are equal or larger than 4 and thus correspond to higher auroral occurrence probability. Thus in the best case the alarm system can yield forecasts with the time span of 6 hours. The hourly maximum values of the magnetic field time derivatives at Nurmijärvi and Sodankylä are shown in the web-pages as bar plots where the height of the bars tell the time derivative in units 0.01 nT/s.

3. HOTEL SERVICE

The bar-plots of the public Auroras Now pages are not directly applicable in the hotel service where the customers need to get a view of the activity conditions just by one glance. Thus an interface converting the time derivative indices to a more simple four level characterization of the activity was developed. The four magnetic disturbance levels used in the hotel service are 0=quiet, 1=slightly enhanced activity, 2= clearly enhanced activity and 3= continuous strong activity. When determining the disturbance levels activity events are analysed instead of individual time derivative values. During an event the hourly time derivative maxima stay mainly above the alarm threshold value (one hour drops to lower values are allowed). The hourly updated disturbance level value is determined according to the duration and the peak time derivative value of the on-going event. The disturbance level values are shown in the hotel service with a thermometer-type display (examples in Figure 2).



Figure 2. Images used in the hotel service to visualize the magnetic disturbance level. These examples correspond to the disturbance levels 2 and 3.

The hotel service shows also map projections of the auroral images that are updated once per minute during dark hours. A customized plot is created for every hotel showing the hotel location and some other widely known landmarks. The mapping procedure has been copied from a larger scientific software package that has been developed at FMI for facilitating the analysis of MIRACLE observations together with satellite data. Naturally the outlooks of the mapped images had to be re-designed to get attractive outlooks: the auroral intensities are shown with a palette of green tones and on a black background to imitate the impression of real auroras in the night sky.

Cloudiness predictions for the coming night are an important surplus value of the hotel service when compared with the public Auroras Now service. The predictions have been realized together with the FMI regional weather service in Northern Finland. The service provides separate forecasts for pre- and post-midnight hours and for six different regions in Lapland.

4. EVALUATION OF THE SERVICE PERFORMANCE

The online performance of the auroral alarm system for Northern Finland is evaluated weekly by comparing the hourly disturbance level indices with the keograms of the ASC that

operated in the close vicinity of the Sodankylä observatory. A keogram is a summary plot that shows as a function of time the latitude distribution of the auroral luminosity along the middle meridional line of the ASC image. The time resolution of the evaluation is limited to two values, one for the premidnight and one for the postmidnight hours.

Evaluation results of the first season revealed that Auroras Now can be assumed to be usable during ~70 % of the time. Cloudy sky is the most common reason for the lack of near-real time auroral images and problems in the data transmission cause breaks in the near-real time magnetic data flow. The latter problem is not very harmful since it typically appears around the UT-midnight when the service is not used widely and the error gets automatically corrected during the next updates. During the first season the system yielded wrong alarms (i.e. disturbance level >0 although no auroras or clear auroras but disturbance levels stayed 0) only in ~15% of the cases, otherwise the magnetic disturbance level values were consistent with the on-going or forth coming auroral activity.

3. CONCLUSIONS

The pilot project has shown that the MIRACLE instrumentation and software which originally has been designed for scientific work can easily meet also the demands of auroral tourism. However, it is important to realize that only measurement stations with cheap and fast enough data transmission lines are usable in a service with frequently updated modules. Feedback from Auroras Now! customers has been mainly positive and encouraging. Estimating the financial benefit for hotels is difficult but the strategic benefit is obvious. Auroras Now! was found to be a useful marketing asset when advertising the exotic Finnish Lapland.

REFERENCES

Pirjola, R., K. Kauristie, H. Lappalainen, A. Viljanen, and A. Pulkkinen, 2005. Space weather risk, *Space Weather*, **3**, S02A02, doi:10.1029/2004SW000112.

Syrjäsuo, M. T., K. Kauristie, and T.I. Pulkkinen, 2001. A search engine for auroral forms, *Adv. Space Res.*, **28**, 1611-1616.

Kokonaishuokoisuuden estimointi huokoisuussarjojen avulla: Esimerkkejä meteoriittitörmäysten kohdekivilajeista

Liisa Kivekäs
Geologian tutkimuskeskus
PL 96, 02151 ESPOO

Abstract

Water immersion method reaches only interconnected pores and fractures. Measured effective porosities are therefore underestimates. Total porosities can be calculated from measured densities and porosities in the case of a homogeneous material with different porosities. There is a linear relationship between densities and porosities. The slope between dry bulk density and porosity is equal to grain density, and the slope between wet bulk density and porosity is equal to grain density minus water density.

Target rocks of meteorite impacts serve as good examples for total porosity calculations. The slopes obtained by linear fits to measured values of densities and effective porosities are steeper than the theoretical slopes related to total porosities. Estimates of the latter are calculated by making the slope of dry bulk density equal to the grain density, which is the intercept at p=0.

1. JOHDANTO

Huokoisuusmittauksissa käytetään useimmiten imeytysmenetelmiä, joilla pystytään määrittämään kiviaineksen ns. tehollinen huokoisuus. Tällöin kuitenkin tulevat esiin vain ne raot ja huokoset, jotka ovat yhteydessä toisiinsa ja täyttyvät imeytettävällä nesteellä. Koska imeytysmenetelmä ei tavoita kaikkia huokosia, tulokseksi saadaan kokonaishuokoisuutta pienempiä arvoja.

Geologian tutkimuskeskuksessa (GTK) huokoisuuden määrityksiin käytetään yksinkertaista imeytysmenetelmää, joka soveltuu hyvin muiden petrofysiikan ominaisuuksien mittausten jatkoksi. Ominaisvastus- ja P-aallon määrityksiin näytteitä pidetään vähintään pari vuorokautta vedessä, joten huokoisuudelle imeytysajaksi tulee 3 – 5 vuorokautta. Näytteen pinta kuivataan ja se punnitaan sekä ilmassa että vedessä: saadaan näytteen tilavuus ja märkätiheys. Näytteiden koosta, dimensioista ja ominaisuuksista riippuen (Rasilainen et al., 1996) niitä kuivataan 2 – 3 vuorokautta uunissa. Näytteet punnitaan välittömästi uunista oton jälkeen, ettei huoneilman kosteus pääsisi imeytymään niihin. Punnitustulosten erotuksista saadaan näytteisiin imeytyneen veden määrä. Mittausohjelma laskee tehollisen huokoisuuden sekä kuiva-, märkä- ja raetiheyden. GTK:ssa on mitattu kivinäytteiden huokoisuuksia jo vuodesta 1985 lähtien. Kymmenisen vuotta kuivauslämpötilana pidettiin 90 ^{o}C, kun varottiin lämmön mahdollisesti aiheuttamia muutoksia kivien ominaisuuksiin. Nykyisin näytteiden kuivatukseen käytetään suositusten mukaista 105 – 110 ^{o}C:n lämpötilaa.

Kappaleen tiheys pienenee lineaarisesti huokoisuuden kasvaessa. Kun suorien yhtälöt (Kivekäs, 1993) kirjoitetaan perusmuotoon, havaitaan raetiheyden olevan kulmakertoimena kuivatiheyden ja huokoisuuden välillä. Märkätiheydelle kulmakerroin on raetiheys vähennettynä veden tiheydellä. Meteoriittitörmäyksissä homogeeniseen kohdekivilajiin syntyy eri asteista huokoisuutta. Mittaustuloksiin voidaan soveltaa teoreettisia tietoja. Mitatut teholliset huokoisuudet ovat kokonaishuokoisuutta pienempiä, joten mittausaineistoon sovitettujen suorien kulmakertoimet ovat suurempia kuin teoreettiset arvot. Kun kuivatiheystuloksiin sovitetun suoran kulmakerroin korjataan raetiheyden suuruiseksi, saadaan näytteiden huokoisuuksille uudet kokonaishuokoisuutta estimoivat arvot.

2. TÖRMÄYSKRAATTERIT KARIKKOSELKÄ, SÄÄKSJÄRVI JA PAASSELKÄ

GTK:n petrofysiikan laboratoriossa on tutkittu meteoriittitörmäysten aiheuttamia muutoksia kohdekivilajien fysikaalisiin ominaisuuksiin. Törmäyksessä kohdekivilajit sulavat ja sekoittuvat toisiinsa. Syntyy aivan uusia kivilajeja: impaktilaavaa, sueviittia ja breksioita. Hetken kestänyt shokkiaalto ehtii muuttaa mineraalien rakenteita etäämpänäkin ja aiheuttaa kraatterin pohjalle sekä reunoille kivien rikkoutumista ja rakoilua.

Törmäyskraatterit tulevat esiin painovoimakartoilla selkeinä ympyränmuotoisina negatiivisina anomalioina (Elo et al., 1992; Pesonen et al., 1999). Karikkoselkä on halkaisijaltaan noin 2.5 km, Sääksjärvi 5 km ja Paasselkä 10 km. Karikkoselällä kohdekivilajina on melko homogeeninen porfyyrinen graniitti, Sääksjärvellä gneissejä ja granodioriitteja sekä Paasselällä kiilleliuskeita ja kiillegneissejä. Karikkoselän ja Sääksjärven näytteiden tiheydet ovat selvästi vastaavia ympäristön kivilajeja alhaisemmat (Taulukko 1).

Taulukko 1. Huokoisuus- ja tiheysarvoja törmäyskraattereista sekä niiden ympäristöstä noin 30 km:n säteeltä. Kairasydännäytteet Karikkoselältä (KS), Sääksjärveltä (SJ) ja Paasselältä (PS) on mitattu Petrofysiikan laboratoriossa: P_E = tehollinen huokoisuus, D_{bd} = kuivatiheys, D_{bw} = märkätiheys ja D_g = raetiheys. Viimeisen sarakkeen tiheyskeskiarvot ja keskihajonnat vastaaville ympäristön kivilajeille on saatu GTK:n Petrofysiikan tietokannasta.

Kivilaji	**N**		**P_E**	**D_{bd}**	**D_{bw}**	**D_g**	**N**	**D_b**
Kairareikä (näytesyvyys)	kpl		%	kg/m^3	kg/m^3	kg/m^3	kpl	kg/m^3
Porfyyrinen graniitti	**20**	**Keskiarvo**	**7.9**	**2439**	**2518**	**2648**	**128**	**2635**
KS2 (130-159m)		keskihajonta	2.2	67	46	18		39
Kiillegneissi	**7**	**Keskiarvo**	**7.4**	**2528**	**2602**	**2731**	**129**	**2739**
SJ2 (227-241m)		keskihajonta	3.8	113	77	30		53
Kiilleliuske	**20**	**Keskiarvo**	**2.3**	**2663**	**2686**	**2725**	**892**	**2688**
PS1 (73-242m)		keskihajonta	2.3	66	44	13		60
Kiillegneissi	**22**	**Keskiarvo**	**3.6**	**2681**	**2717**	**2780**	**689**	**2702**
PS1 (136-213m)		keskihajonta	2.4	72	49	16		49

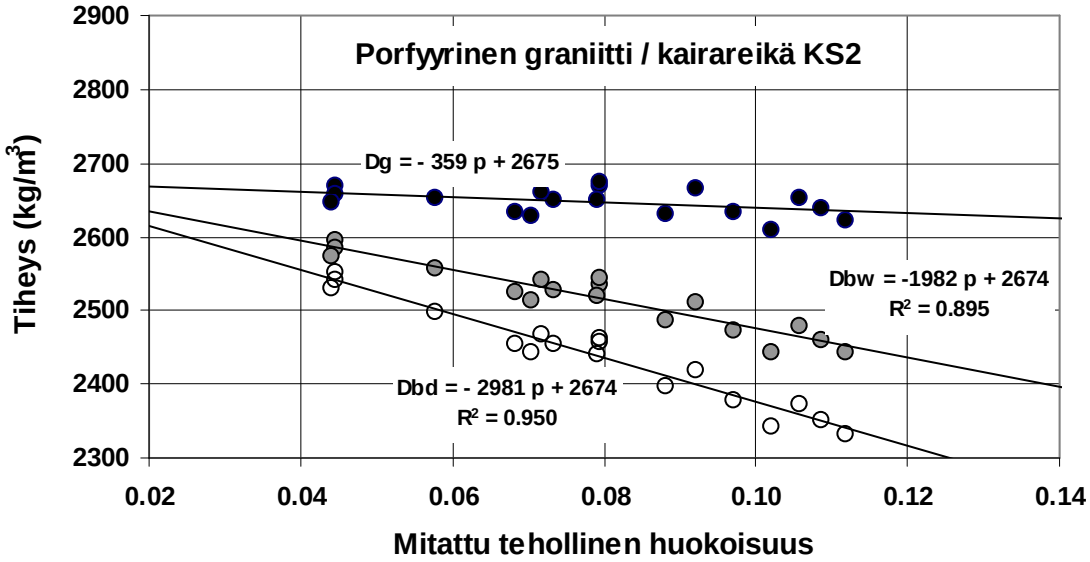
3. KOKONAISHUOKOISUUDEN ESTIMOINTI

Meteoriittitörmäyksen homogeeniseen kohdekivilajiin synnyttämä laaja huokoisuusvaihtelu tarjoaa oivan mahdollisuuden kuvata kivilajien tiheyksien ja huokoisuuksien riippuvuutta toisistaan. Kun mittausarvot piirretään tiheys/huokoisuus –koordinaatistoon ja suoritetaan lineaarinen sovitus, suorien kulmakertoimiksi saadaan selvästi teoreettisia arvoja suuremmat kertoimet (Kuvat 1 ja 3).

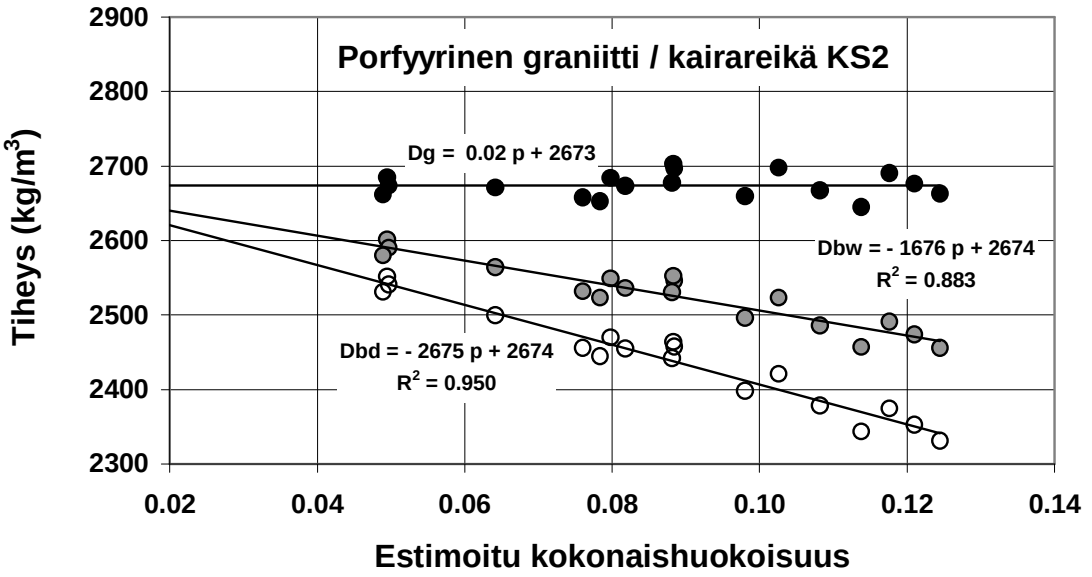
Mitatut teholliset huokoisuusarvot, joissa osa huokostilavuudesta on jäänyt täyttymättä, voidaan korjata vastaamaan kokonaishuokoisuutta pakottamalla kuivatiheyden $D_{bd} = - D_g * p + D_g$ kulmakertoimeksi D_g arvo pisteestä p = 0. Saadaan uudet huokoisuusarvot, jotka estimoivat kokonaishuokoisuutta. Korjataan myös D_{bw} ja D_g aineistot näillä uusilla kokonaishuokoisuuden estimaateilla (Taulukko 2). Korjattuun aineistoon sovitetut suorat (Kuvat 2 ja 4) vastaavat nyt hyvin teoreettisia yhtälöitä. Yksittäiselle näytteellekin voidaan laskea karkea kokonaishuokoisuusarvio tehollisen huokoisuuden ja tiheysarvojen avulla.

Taulukko 2. Karikkoselän kairareiän KS2 porfyyrisistä graniittinäytteistä mitatut tiheydet ja tehollisen huokoisuuden arvot: p eff = tehollinen huokoisuus (murto-osana), D_{bd} = kuivatiheys, D_{bw} = märkätiheys ja D_g = raetiheys. Kolmessa viimeisimmässä sarakkeessa ovat laskennallisesti saadut arvot: p tot = estimoitu kokonaishuokoisuus ja sitä vastaavat märkä- ja raetiheydet.

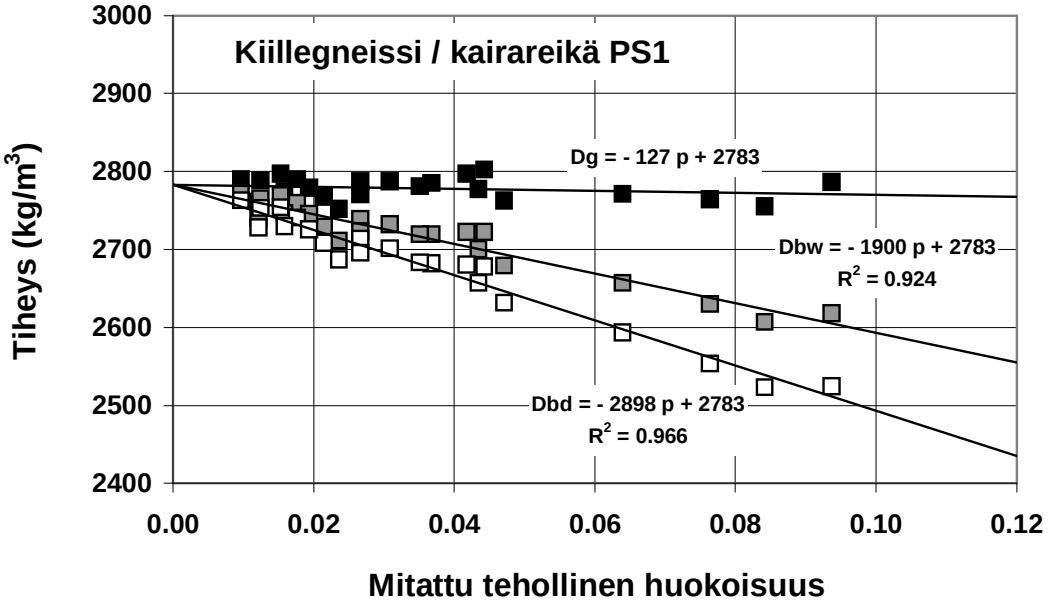
Näyte/KS2 syvyys (m)	**p eff** mitattu	**Dbd** (kg/m3)	**Dbw** (kg/m3)	**Dg** (kg/m3)	**p tot** estimaatti	**Dbw_{cal}** (kg/m3)	**Dg_{cal}** (kg/m3)
130.80	0.112	2331	2443	2624	0.124	2456	2662
133.15	0.092	2421	2513	2666	0.103	2524	2697
133.85	0.079	2458	2537	2670	0.088	2546	2697
135.45	0.073	2455	2528	2649	0.082	2536	2673
136.30	0.102	2343	2445	2610	0.114	2457	2644
138.45	0.079	2464	2543	2676	0.088	2552	2703
139.40	0.058	2499	2557	2652	0.064	2564	2671
140.20	0.106	2374	2479	2654	0.118	2491	2690
144.95	0.097	2378	2475	2634	0.108	2486	2667
145.90	0.079	2442	2521	2651	0.088	2530	2677
147.95	0.088	2398	2486	2630	0.098	2496	2659
149.35	0.109	2352	2461	2639	0.121	2473	2676
150.35	0.044	2552	2596	2670	0.049	2601	2684
151.90	0.072	2470	2541	2660	0.080	2549	2684
152.80	0.070	2445	2515	2629	0.078	2523	2652
153.15	0.068	2456	2524	2635	0.076	2532	2657
155.60	0.045	2541	2585	2659	0.050	2590	2673
158.75	0.044	2531	2575	2647	0.049	2580	2661
Keskiarvo	**0.079**	**2439**	**2518**	**2648**	**0.088**	**2527**	**2674**
Keskihajonta	0.022	67	46	18	0.024	43	16



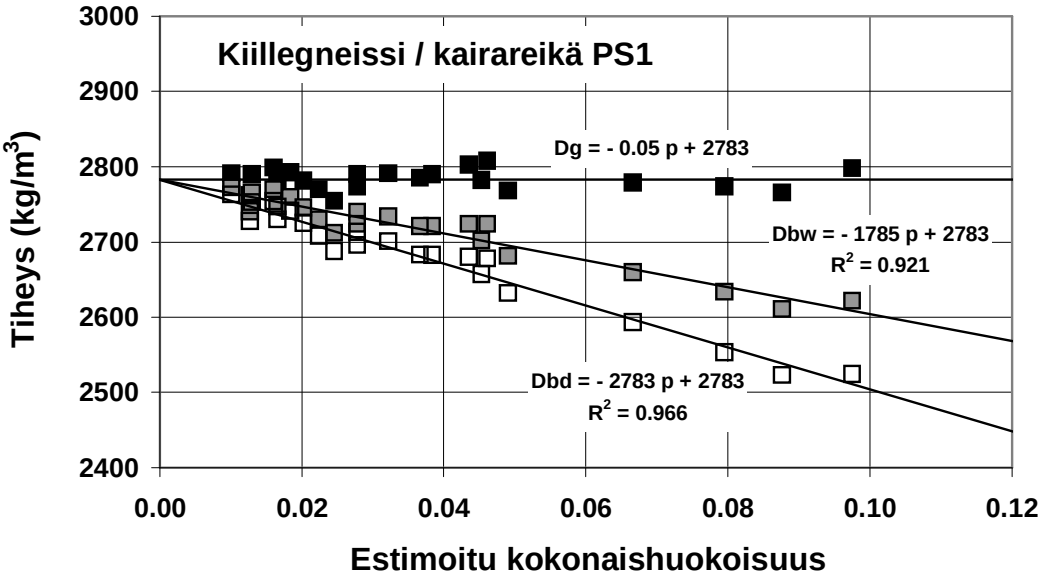
Kuva 1. Karikkoselän kairareiän KS2 porfyyrisistä graniittinäytteistä mitattuja tiheyksiä tehollisen huokoisuuden funktiona. Lineaarisella sovituksella saadut yhtälöt ovat näkyvissä: R=korrelaatiokerroin, Dbd=kuivatiheys, Dbw=märkätiheys ja Dg=raetiheys. Huokoisuus (p) on ilmaistu murto-osina.



Kuva 2. Karikkoselän kairareiän KS2 porfyyristen graniittinäytteiden tiheyksiä estimoidun kokonaishuokoisuuden funktiona. Mitattuja tehollisia huokoisuuksia on korjattu kertoimella 2981/2674. Lineaarisella sovituksella saatujen yhtälöiden kulmakertoimet vastaavat nyt teoreettisia arvoja: kuivatiheys Dbd=-Dg*p+Dg , märkätiheys Dbw=-(Dg-Dw)*p+Dg ja raetiheys D_g=2673. Dw=veden tiheys=998. Huokoisuus (p) on ilmaistu murto-osina.



Kuva 3. Paasselän kairareiän PS1 kiillegneissinäytteistä mitattuja tiheyksiä tehollisen huokoisuuden funktiona. Lineaarisella sovituksella saadut yhtälöt ovat näkyvissä: R=korrelaatiokerroin, D_{bd} = kuivatiheys, D_{bw} = märkätiheys ja D_g = raetiheys. Huokoisuus (p) on ilmaistu murto-osina.



Kuva 4. Paasselän kairareiän PS1 kiillegneissinäytteiden tiheyksiä estimoidun kokonaishuokoisuuden funktiona. Mitattuja tehollisia huokoisuuksia on korjattu kertoimella 2898/2783. Lineaarisella sovituksella saatujen yhtälöiden kulmakertoimet vastaavat nyt teoreettisia arvoja: kuivatiheys Dbd=-Dg*p+Dg , märkätiheys Dbw=-(Dg-Dw)*p+Dg ja raetiheys D_g=2783. Dw=veden tiheys=998. Huokoisuus (p) on ilmaistu murto-osina.

4. YHTEENVETO

Usein esitetään kysymyksiä kokonaishuokoisuudesta ja siitä miten hyvin imeytysmenetelmä tavoittaa kaikki raot ja huokoset. Karikkoselän porfyyrisissa graniiteissa arviolta noin 10% huokostilavuudesta jäi täyttymättä, kun taas Paasselän kiillegneississä vain 4%. GTK:n geofysiikan laboratoriossa saatujen kokemusten perusteella tehollinen huokoisuus on moniin sovellutuksiin oleellisesti merkittävämpi suure kuin kokonaishuokoisuus. Esimerkiksi sähkönjohtavuuden ja rakoihin sekä huokosiin imeytyneen veden määrän välillä on eksponentiaalinen riippuvuus.

Huokoisuus määritetään laboratoriossamme yleensä välittömästi ominaisvastuksen ja P-aallon nopeuden mittaamisen jälkeen. Näin ollen mittausaineiston eri ominaisuuksien korreloinnit tapahtuvat parhaalla mahdollisella tavalla; kyllästysasteet vastaavat toisiaan.

Kiviteollisuudellekin tehollinen huokoisuus on monissa tapauksissa kokonaishuokoisuutta tärkeämpi suure. Rakennusten ulkopinnoilla sekä lattioilla rakennuskivet joutuvat koviin olosuhteisiin ja kosteusvaihteluiden alaisiksi. Näiden kivimateriaalien tutkimuksissa myös imeytymiskäyrien määritys on hyödyllistä.

LÄHTEET

Elo, S., L. Kivekäs, H. Kujala, S.I. Lahti, P. Pihlaja, 1992. Recent studies of the Lake Sääksjärvi meteorite impact crater, southwestern Finland. In: Pesonen, L. J. & Henkel, H. (eds.) Terrestrial impact craters and craterform structures with a special focus on Fennoscandia : papers from a symposium held in Espoo and Lappajärvi, Finland, May 29-31, 1990. Tectonophysics **216** (1-2), 163-167.

Kivekäs, L. 1993. Density and porosity measurements at the petrophysical laboratory of the Geological Survey of Finland. In: Autio, S. (ed.) Geological Survey of Finland, Current Research 1991-1992. Geological Survey of Finland. Special Paper **18**, 119-127.

Pesonen, L.J., S. Elo, M. Lehtinen, T. Jokinen, R. Puranen L. Kivekäs, 1999. Lake Karikkoselkä impact structure, central Finland : New geophysical and petrographic results. In: Dressler, B.O. & Sharpton, V. L. (eds.) Large meteorite impacts and planetary evolution II. Geological Society of America. Special Paper **339**, 131-147.

Rasilainen, K., K-H. Hellmuth, L. Kivekäs, A. Melamed, T. Ruskeeniemi, M. Siitari-Kauppi, J. Timonen and M. Valkiainen 1996. An interlaboratory comparison of methods for measuring rock matrix porosity. VTT Tiedotteita **1776**. 16 p. + 26 app. page.

Maankuoren nykyliikkeet ja painovoiman muutokset Kuningatar Maudin maalla Etelämantereella

H. Koivula, J. Mäkinen ja J. Ahola

Geodeettinen laitos, hannu.koivula@fgi.fi

Abstract

Finnish Geodetic Institute has participated in the Finnish Antarctic Research Program (FINNARP) since 1989. Currently we are collecting continuous GPS time series and repeated absolute gravity measurements in Dronning Maud Land. We have performed absolute gravity measurements at the Finnish base (73°03' S, 13°24' W) in 1994, 2001, and 2004. In 2004 we also measured at the South African base Sanae IV and at the Russian base Novolazarevskaya. In the beginning of 2003 we installed a permanent GPS station at Aboa.

Using long GPS time series, contemporary crustal motion (both horizontal and vertical) can be detected. They can be caused by present-day variation in ice mass or past glaciations. Absolute gravity is sensitive to both elevation change and to variation in density. The relation between gravity change and elevation change at bedrock is different for past and present–day variation in ice mass. Thus combining gravity change and vertical motion one could in principle separate their contributions.

We show first results from both repeated absolute gravity and GPS at Aboa. We intend to continue our measurement program in Dronning Maud Land, and include data from satellite altimetry and gravity missions.

1. JOHDANTO

Geodeettinen laitos (GL) on osallistunut Suomen Etelämannertutkimusohjelmaan (FINNARP) vuodesta 1989. Tutkimuksia on tehty pääasiassa Aboalla, joka on Suomen tutkimusasema Etelämantereella. Aboa (73°03' S, 13°24' W), sijaitsee läntisellä Kuningatar Maudin maalla Vestfjellan vuoristossa n. 130 km sisämaahan Weddellin mereltä, laattajään reunalta (Kuva 1). Asema on rakennettu 3 x 6 km^2 kokoiselle Basen-nunatakille, joka nousee n. 300 m ympäröivää, kilometrin paksuista jäätikköä korkeammalle.

Etelämantereen jäätiköitymishistoriaa ei tunneta hyvin ja ehdotetut mallit poikkeavat osin suuresti toisistaan (ks. esim. James ja Ivins, 1998; Nakada et al., 2000). Kuten Fennoskandiassa ja Laurentiassa voidaan myös Etelämantereella saada jäätiköitymishistoriasta tietoa tutkimalla sen aiheuttamia maankuoren nykyliikkeitä ja painovoiman ajallista vaihtelua. Etelämanner on edelleen jäämassojen peittämä, joten siellä myös nykyisten jäämassojen vaihtelu deformoi maankuorta.

Maankuoren nykyliikkeitä voidaan havaita pysyvien GPS-asemien avulla. Jatkuvasti rekisteröivien GPS-vastaanottimien pitkistä aikasarjoista voidaan ratkaista suhteellisia liikevektoreita millimetritarkkuudella. Toinen menetelmä tutkia maankuoren liikkeitä ovat toistetut absoluuttiset painovoimanmittaukset. Niihin vaikuttavat korkeuden ja tiheyden muutokset. Nykyisten ja muinaisten jäämäärien muutoksien aiheuttama kiinteän maan tiheyden muutos on erilainen, ja siksi painovoiman muutoksen suhde korkeuden muutokseen riippuu aiheuttavasta mekanismista. Vanhoihin jäämassoihin maa reagoi viskoelastisesti. Maannousuun liittyy vaipan massavirtaus ja suhde on noin -0,15…-0,20 μGal/mm (Wahr et al., 1995; Ekman ja Mäkinen, 1996). Nykyisen jääkuorman muutoksiin maa reagoi elastisesti ilman aikaviivettä. Suhde on noin -0,22 μGal/mm jos jääkuorman vetovoimaa ei oteta lainkaan huomioon, ja -0,27 μGal/mm jos jääkuorman oletetaan olevan kaikkialla havaintopisteen korkeudella, jolloin sen vetovoimalla on vertikaalikomponentti vain maan kaarevuuden vuoksi (Farrell, 1972). Käytännössä havaintopisteet ovat nunatakeilla jäätikön yläpuolella, jolloin paikallisilla lumi- ja jäämassan vaihteluilla on suuri vetovoimavaikutus. Tämän johdosta niiden mallintaminen havaintopisteen ympärillä on tärkeää.

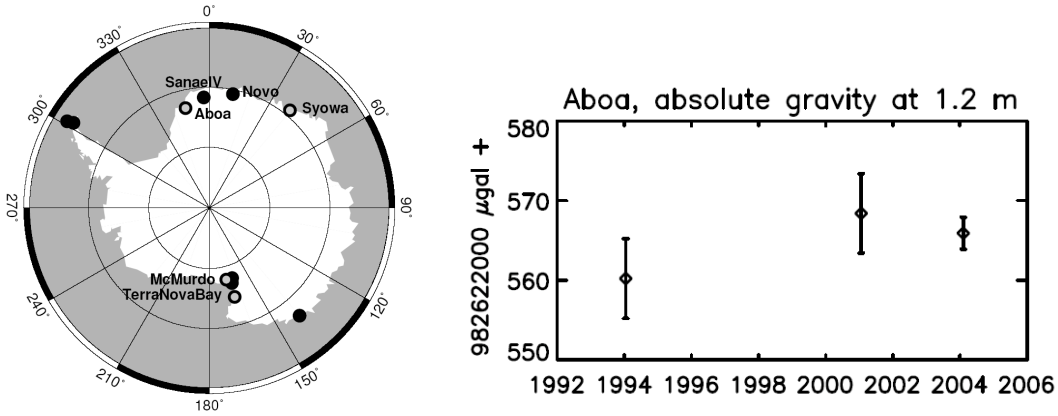
Geodeettinen laitos on aloittanut Kuningatar Maudin maalla tutkimusohjelman, jossa toistetaan absoluuttisia painovoimanhavaintoja usealla tutkimusasemalla (Mäkinen et al., 2004). Ohjelman osana Aboalle rakennettiin vuonna 2003 pysyvä GPS-asema, jonka aikasarjat antavat tulevaisuudessa tietoa maankuoren liikkeistä (Koivula ja Mäkinen, 2003). Lisäksi käytämme julkisia IGS:n (International GNSS Service) havaintoja. Tavoitteena on yhdistää painovoima- ja GPS-havainnot ja saada uutta tietoa maankuoren liikkeistä ja massan vaihteluista.

2. GEODEETTISET HAVAINNOT

2.1 Absoluuttiset painovoimanmittaukset

Absoluuttisia painovoimanmittauksia on tehty Etelämantereella vuodesta 1990, tähän mennessä vain noin 10 asemalla (Kuva 1). GL teki ensimmäiset mittaukset v. 1994 Aboalle rakennetussa painovoimalaboratoriossa. Mittaukset toistettiin vuonna 2001. Niissä käytettiin JILAg-5 gravimetria. Vuonna 2004 havainnot tehtiin Aboan lisäksi myös eteläafrikkalaisella Sanae IV –asemalla ja venäläisellä Novolazarevskayalla, nyt uudella FG5-221 gravimetrilla. (Mäkinen et al., 2004). Työt tehtiin FINNARP1993, FINNARP2000 ja FINNARP2003 retkikunnissa.

Vuosittain vaihtuvat lumi- ja jääolot havaintopaikan ympäristössä vaikuttavat havaittuun painovoimaan. Näiden mallintamiseksi GL aloitti vuonna 2004 käytännön, jossa Aboan painovoimalaboratorion lähiympäristöön mitattiin noin 2000 pistettä käsittävä maastomalli. Lisäksi painovoimapisteeltä rinnettä alas mitattiin liikkuvalla reaaliaikaisella GPS:llä 21 profiilia, joiden pituus vaihteli 100 m ja 2 km välillä. Profiileilla jään/lumen pinnan koordinaatit määritettiin metrin välein noin 10 cm tarkkuudella. Alueelta kairattiin parikymmentä metrin syvyistä näytettä lumen ja jään tiheyden määrittämiseksi. Mittaukset tullaan jatkossa toistamaan aina absoluuttisten painovoimamittausten yhteydessä. (Koivula ja Ahola, 2004).



Kuva 1. Etelämantereella tehdyt absoluuttiset painovoimamittaukset. Toistettuja mittauksia on tehty vain Aboalla, Syowalla, McMurdossa ja Terra Nova Bayssä. Geodeettinen laitos on suorittanut absoluuttisia painovoimamittauksia Aboan lisäksi myös eteläafrikkalaisella Sanae IV:llä ja venäläisellä Novolazarevskayalla (Novo). Oikeanpuoleisessa kuvassa on esitetty Aboalla tehtyjen absoluuttisten painovoimamittausten tulokset. (Mäkinen et al., 2004)

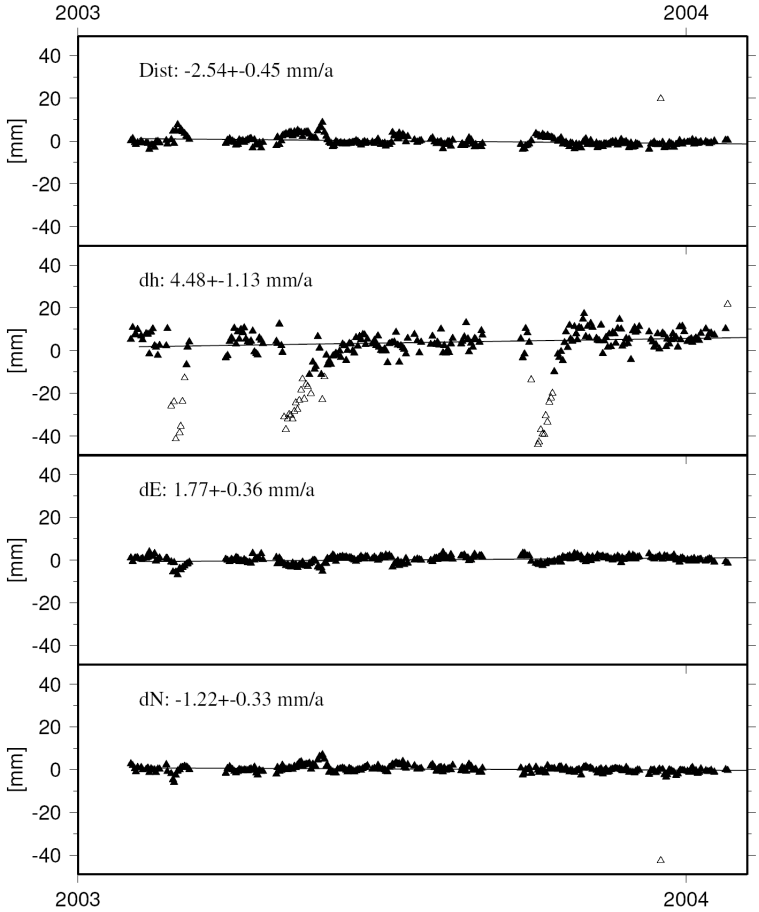
Toistettuja absoluuttisia painovoimahavaintoja on Etelämantereella tehty vain neljällä asemalla (Kuva 1). Nämä ovat Aboa, Japanin asema Syowa ja toisella puolella mannerta sijaitsevat Yhdysvaltain McMurdo ja Italian Terra Nova Bay. Aboan toistettujen painovoimahavaintojen tulokset on esitetty kuvassa 1. Pienimmän neliösumman sovitus johtaen painot virhearvioista antaa painovoiman muutokseksi 0,5 ± 0,5 μGal/a.

2.2 Aboan pysyvä GPS-asema

GL asensi FINNARP2002 retkikunnan yhteydessä Aboalle pysyvän GPS-aseman. Antenni on varustettu vaimennusrenkailla ja lumikuvulla. Se asennettiin peruskallioon ankkuroituun matalaan teräsristikkomastoon. Geodeettinen GPS-vastaanotin on vähän virtaa (1,8-2,4W) kuluttava malli. Se tallentaa havainnot muistikortille. Asema saatiin valmiiksi vuoden 2003 alkupuolella. Vastaanottimeen ei saada yhteyttä vuoden aikana ja vasta seuraava retkikunta noutaa muistikortin ja raportoi vastaanottimen toiminnasta talven aikana. (Koivula ja Mäkinen, 2003).

Aseman ensimmäisenä toimintavuonna saatiin aukoton havaintosarja 30 s välein. Havainnot on laskettu Etelä-Afrikan Sanae IV asemalla olevan VESL-nimisen GPS-aseman suhteen, jossa GL on aloittanut myös absoluuttiset painovoimamittaukset (kuva 1). Vektorin pituus on 390 km. Laskennassa on käytetty Bernese 4.2 -ohjelmistoa ja IGS:n tarkkoja ratoja.

Tulokset on esitetty kuvassa 2. Etenkin asemien välisessä korkeuserossa on jaksoja, joiden aikaiset havainnot ovat selkeästi muista poikkeavia. Ilmiö on tuttu Suomen pysyvän GPS-verkon laskennasta ja on täällä yhdistetty antennin päälle talven aikana kertyneeseen lumeen. Kuvasta 2 nähdään että VESL-ABOA -vektorin komponenttien vuotuiset muutokset vuoden GPS-datan perusteella ovat –1,22 ± 0,33 mm/a pohjoissuunnassa, +1,77 ± 0,36 mm/a itäsuunnassa ja +4,48 ± 1,13 mm/a korkeudessa. Jet Propulsion Laboratory'n verkkosivuilla (JPL, 2004) arvioidaan VESL-aseman korkeuden muutokseksi –1,59 ± 0,23 mm/a. Jos tämä otetaan lähtökohdaksi, saamme Aboan ensimmäisen vuoden GPS-aikasarjasta maankohoamiseksi n. 2,9 mm/a. Kokemuksesta tiedämme kuitenkin, että millimetritarkkuudella luotettaviin korkeudenmäärityksiin tarvitaan vähintään 3-4 vuoden aikasarja. (Koivula ja Ahola, 2004).



Kuva 2. Ensimmäisen vuoden GPS-aikasarja VESL ja ABOA asemien välillä. Yksi kolmio kuvaa yhden vuorokauden koordinaattiratkaisun poikkeamaa vuoden keskiarvosta. Avoimet kolmiot ovat suoran sovituksen yhteydessä hylättyjä havaintoja. Dist on asemien välinen etäisyys, dh on korkeusero, dE on itä-länsisuuntainen ja dN pohjois-eteläsuuntainen komponentti. Katkot aikasarjoissa johtuvat siitä, että VESL-aseman dataa ei ollut kyseisiltä päiviltä käytettävissä. (Koivula ja Ahola, 2004)

3. POHDINTAA JA YHTEENVETO

Aboalla 1994-2004 havaittu painovoiman muutos vastaa –2…-3 mm/a korkeuden muutosta, joten edes merkki ei ole sama kuin GPS-tulos +3 mm/a. On kuitenkin huomattava, että painovoimahavaintoihin ei ole vielä korjattu paikallisten lumi- ja jääolojen vaikutusta, ja GPS-aikasarja kattaa painovoimamittausten aikavälistä vain viimeisen vuoden.

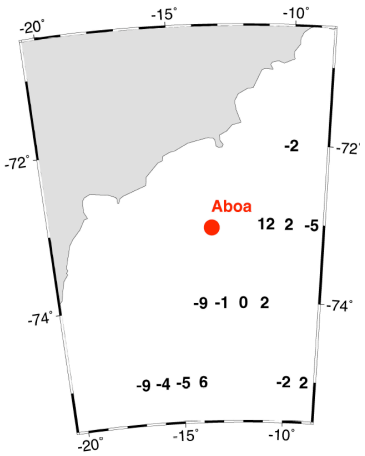
Olemme kuitenkin alustavasti verranneet tuloksia erilaisista malleista saatuihin arvoihin. James ja Ivins (1998) ovat laskeneet korkeudenmuutoksen Aboalla neljästä eri jäähistorian mallista. Ennusteiden vaihteluväli on –0,1…+6,6 mm/a. Nakada et al. (2000) esittävät kuudesta eri mallista lasketut ennustekartat, joista Aboan arvoksi voidaan arvioida 0…+6 mm/a. James ja Ivins (1998) ovat ennustaneet korkeudenmuutoksen myös neljästä nykyisestä jäämallista, vaihteluväli –2,0..+2,6 mm/a. Malleja ei tässä yhteydessä ole mahdollista tarkemmin kuvata. Jotkut niistä ovat jo muun havaintoaineiston perusteella vanhentuneita, ja uusia on kehitteillä. Mallien sopivuutta Kuningatar Maudin maalle voidaan GPS:n osalta arvioida tarkemmin ja luotettavammin vasta kun aikasarjat ovat riittävän pitkiä. Todennäköisesti tämä tarkoittaa 2-3 vuoden pituutta lisää aikasarjaan. Tällöin myös

absoluuttisia painovoimahavaintoja on toistettu usealla asemalla ja niiden kattavuus on parempi.

Wingham et al. (1998) ovat arvioineet Etelämantereen jäänpinnan korkeudenmuutoksia vuodesta 1992 vuoteen 1996 ERS-1 ja ERS-2 kaukokartoitussatelliittien tutka-altimetrin avulla. Aboan alueella tulokset vaihtelevat (kuva 3). Niitä tultaneen lähiaikoina päivittämään ENVISAT-satelliitin aineistolla.

Vuonna 2005 laukaistava CryoSat (Drinkwater, 2003) perustuu uudentyyppiseen tutka-altimetriin, jolla saadaan tuloksia myös rannikon läheisiltä kaltevilta jäätiköiltä. Parhaillaan tällaista aineistoa kokoaa myös vuonna 2003 laukaistu ICESAT/GLAS (Zwally et al., 2002), jossa on laseraltimetri. Vuonna 2002 laukaistulla GRACE-painovoimasatelliitilla voidaan havaita jäämäärien muutoksen ja vaipan massavirtausten yhteisvaikutusta painovoimakenttään. Kaikki menetelmät (GRACE, ICESAT, CryoSat, GPS, toistettu absoluuttipainovoima) havaitsevat jollain tavalla nykyistä ja/tai muinaista jäämassojen muutosta. Niissä jokaisessa on kuitenkin omat puutteensa ja virhelähteensä. Käyttämällä kaikkia havaintoja yhdessä voimme luoda tehokkaita virhekontrolleja sekä estimoida ja eliminoida mallinnusvirheitä.

GL tulee jatkamaan Aboan pysyvän GPS-aseman ylläpitoa ja toistamaan absoluuttisia painovoimanmittauksia. GPS-havaintoja kootaan ja lasketaan mahdollisuuksien mukaan koko Kuningatar Maudin maalta. CryoSatin havaintoja on todennäköisesti käytettävissämme vuodesta 2006 alkaen.



Kuva 3. Jäätikön korkeudenmuutos (cm/a) Aboan lähistöllä vuosina 1992–1996 ERS-1 ja ERS-2 altimetrian perusteella (Wingham et al., 1998). Luvut kuvaavat 1×1-asteruutujen keskiarvoja. Kaikista ruuduista ei ole saatu käyttökelpoisia havaintoja.

LÄHTEET

Ahola J., H. Koivula, A. Sinisalo, D. Zwartz, and J. Mäkinen, 2004. GPS work in Western Dronning Maud Land for geodynamics, glaciology, and absolute gravity. Presented in XXVII SCAR, 25-31 July, 2004, Bremen, Germany.

Drinkwater M., 2003. CryoSat Science Report (ed). European Space Agency, Report ESA SP-1272. ESTEC, Noordwijk, The Netherlands, 56 p.

Ekman, M. and J. Mäkinen, 1996. Recent postglacial rebound, gravity change and mantle flow in Fennoscandia. *Geophys. J. Int.* **126**, 229–234.

Farrell WE, 1972. Deformation of the Earth by surface loads. *Rev. Geophysics Space Physics* **10**: 761–797.

James, T.E. and E.R. Ivins, 1998. Predictions of Antarctic crustal motion driven by present-day icesheet evolution and by isostatic memory of the Last Glacial Maximum. *J. Geophys. Res.,* **103** (B3), pp. 4993–5017.

JPL, 2004. http://sideshow.jpl.nasa.gov/mbh/series.html (26.8.2004).

Koivula H. ja J. Ahola, 2004. Geodeettisen laitoksen GPS-mittauksista Etelämantereella vuosina 2003-2004. *Maanmittaus* **79**:1-2, 2004.

Koivula, H. and J. Mäkinen, 2003. Geodetic Activities at Finnish Antarctic Research Station Aboa. Paper presented at the Fifth International Antarctic Geodesy Symposium AGS'03, Lviv, Ukraina, September 15-17, 2003 2003, 4 p.

Mäkinen J., J. Ahola, M. Bilker, J. Hyyppä, H. Hyyppä, M. Karjalainen, H. Koivula, M. Poutanen, 2005. Estimating glacial isostatic adjustment and present-day ice mass balance in Dronning Maud Land. Poster presented at the First CryoSat User Workshop, ESA-ESRIN , Frascati, March 8–10, 2005.

Mäkinen J., Koivula H., and Ahola J. ,2004. Absolute gravity measurements in Dronning Maud Land. Poster presentation in XXVII SCAR, 25-31 July, 2004, Bremen, Germany.

Nakada M, Kimura R, Okuno J, Moriwaki K, Miura H, Maemoku H, 2000. Late Pleistocene and Holocene melting history of the Antarctic ice sheet derived from sea-level variations, *Marine Geology* **167**: 85–103.

Wahr J, Han D, Trupin A, 1995. Predictions of vertical uplift caused by changing polar ice volumes on a viscoelastic earth. *Geophys. Res. Lett.* **22**, 977–980.

Wingham, D.J., A.J. Ridout, R. Scharroo, R.J. Arthern and C.K. Shum, 1998. Antarctic elevation change 1992 to 1996. *Science* **282**, pp. 456–458.

Zwally HJ, Schutz B, Abdalati W, Abshire J, Bentley C, Brenner A, Bufton J, Dezio J, Hancock D, Harding D, Herring T, Minster B, Quinn K, Palmi S, Spinhirne J, Thomas R, 2002. ICESat's laser measurements of polar ice, atmosphere, ocean, and land. *J Geodynamics* **34**: 405–445

Jääpeitteen vaihtelut ja trendit Suomen sisävesissä

Johanna Korhonen

Suomen ympäristökeskus (SYKE), johanna.korhonen@ymparisto.fi

Abstract

The longest ice break-up series, from River Tornionjoki, started in spring 1693. From three lakes - Kallavesi, Näsijärvi and Oulujärvi - there are freezing and break-up records at least since the mid-19th century. The number of time series starting in the late 19th century amounts to at least twenty. There are a few ice thickness series that started already in the 1910s but most of them started as late as in the beginning of the 1960s. A large number of ice observations has been analysed recently. The analysis clearly shows that there is a statistically significant change towards earlier ice break-up in Finland, from the late 19th century to the present time. There is also a significant trend towards later freezing in the longest series and thus also towards shorter ice cover duration. For those series which started in the 20th century, the trends are in most cases not significant. The series of maximum thickness of ice showed both decreasing and increasing trends. The trends were statistically significant for roughly half of the observation sites. Decreasing trends were found in the southern part of the country, increasing trends in the central and northern parts.

1. JOHDANTO

Jääoloilla on suuri merkitys Suomen ilmastossa. Jääpeitteen muodostuminen ja katoaminen muuttavat vesistön energiatasetta, mikä vaikuttaa oleellisesti mm. vesien ekologiaan. Laivaliikenteelle jäät ovat esteenä tai hidasteena, mutta toisaalta kantava jääpeite mahdollistaa kuljetukset jääteitse. Jääpeite tarjoaa myös mahdollisuuden virkistyskäyttöön kuten kalastukseen, hiihtoon, luisteluun ja moottorikelkkailuun.

Jäähavainnot ovatkin varhaisimpia hydrologisia havaintoja Suomessa. Maamme pisin jäänlähtölähtösarja on Tornionjoelta vuodesta 1693 alkaen (Kajander, 1995). Kallavedeltä, Näsijärveltä ja Oulujärveltä jäätymis- ja jäänlähtöhavaintoja on 1800-luvun alkupuoliskolta asti. Yli sadan vuoden havaintosarjoja on noin pariltakymmeneltä paikalta. Jäänpaksuutta on mitattu 1910-luvulta lähtien, mutta useimmat sarjat alkavat vasta 1960-luvulla. Näiden pisimpien suomalaisten jäätymis- ja jäänlähtösarjojen trendejä on analysoitu jo aiemminkin (mm. Magnuson ym., 2000).

2. AINEISTO JA MENETELMÄT

Suomen sisävesien jäätymis-, jäänlähtö- ja jäänpaksuushavainnot analysoitiin lähes 90 jäätymisen ja jäänlähdön ja yli 30 jäänpaksuuden havaintopaikalta. Havainnot analysoitiin kullekin paikalle aina vuoteen 2002 saakka, lisäksi vertailujaksoksi valittiin 1961-2000.

Jääaineistot pohjautuvat Suomen ympäristökeskuksen ja sen edeltäjien havaintosarjoihin, mutta myös esimerkiksi satamatoimistojen havaintoja on käytetty. Analyysin tulokset on julkaistu laajemmin Suomen ympäristö- sarjassa (Korhonen, 2005).

Havaintosarjoille laskettiin erilaisia tilastollisia suureita kuten keskiarvot, minimit ja maksimit. Aikasarjojen trendien tilastollinen merkitsevyys testattiin kaksipuolisella t-testillä. Merkitsevyyden rajaksi valittiin 5 %.

3. TULOKSET

Näköpiirin lopullinen jäätyminen ajoittuu Lapissa keskimäärin paikoin jo lokakuun loppuun, aivan eteläisimmällä rannikolla järvet jäätyvät tyypillisesti vasta joulukuun alussa. Jäätymisessä järven koko aiheuttaa suurta vaihtelua. Syvyydellä on kuitenkin suurempi merkitys kuin pinta-alalla. Syvät ja suuret järvet samalla alueella jäätyvät keskimäärin jopa kuukautta pieniä ja matalia myöhemmin. Maan eteläosan syvimmät suurten järvien selät jäätyvät keskimäärin vasta joulukuun lopulla, Lapissa Inarin suurimmat ulapat jäätyvät lopullisesti keskimäärin vasta marraskuun lopulla. Jäätymisen vuotuinen vaihtelu on maan eteläosassa selvästi suurempaa kuin Lapissa. Jäätymisen ajankohdan vuosittainen vaihtelu on koko maassa suurempaa kuin jäänlähdön. Jäätymiseen tarvittavat pakkassummat vaihtelevat järven koosta riippuen. Suurin merkitys on syvyydellä. Hyvin matalilla järvillä jäätymiseen tarvittava pakkassumma on vain 20 astepäivää, kun taas kaikkien syvimpien selkien jäädyttämiseen tarvitaan 200 astepäivää.

Jäänpaksuuden keskimääräinen maksimi on maan eteläosassa alle 50 cm, maan keskiosassa 50...60 cm, Oulun läänissä 60...70 cm, Lapissa pääosin 70...80 cm. Maksimin sattumisajankohta osuu maan eteläosassa maaliskuun puoliväliin. Lapissa maksimi osuu huhtikuulle siten, että Etelä-Lapissa maksimi sattuu huhtikuun alkupuolelle, mutta Kilpisjärvellä vasta huhtikuun lopulle.

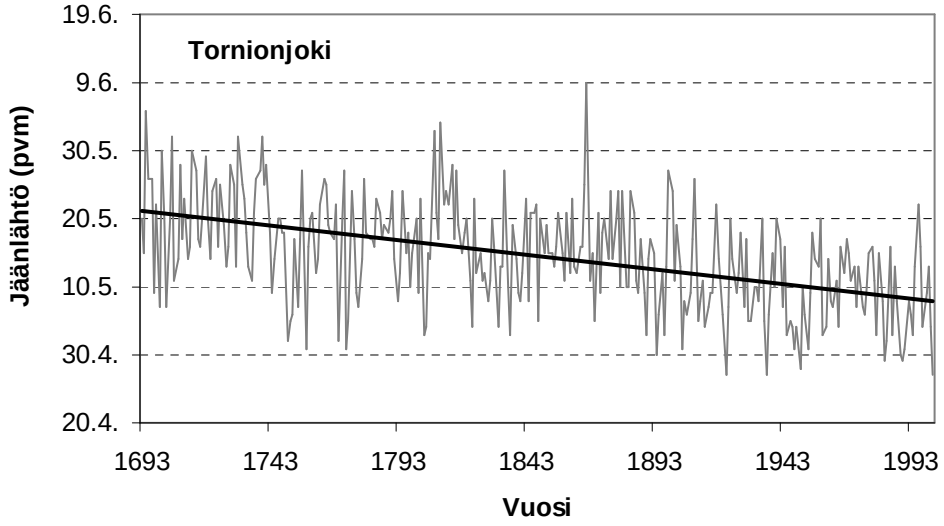
Jään maksimipaksuuden toistuvuudet vaihtelevat jonkin verran havaintopaikan ominaispiirteistä johtuen. Yleisesti ottaen maan eteläosassa jäänpaksuus on joka vuosi vähintään 30 cm, keskiosassa yleensä vähintään 40 cm ja Lapissa vähintään 50 cm. Kerran kymmenessä vuodessa toistuva jään maksimipaksuus on maan etelä- ja keskiosassa pääosin 60…70 cm, Lapissa 80…100 cm. Kerran viidessäkymmenessä vuodessa toistuvat paksuudet vaihtelevat Lapissa noin välillä 90…110 cm. Maan etelä- ja keskiosassa kerran viidessäkymmenessä vuodessa jäät ovat paksuudeltaan 75…85 cm.

Keskimääräinen pysyvän jääpeitteen kausi kestää etelässä ja suurten järvien selillä noin 140 päivää, maan keskiosassa yleisesti 150...180 d, Kainuussa 180...200 d ja Lapissa 200...220 d eli seitsemisen kuukautta.

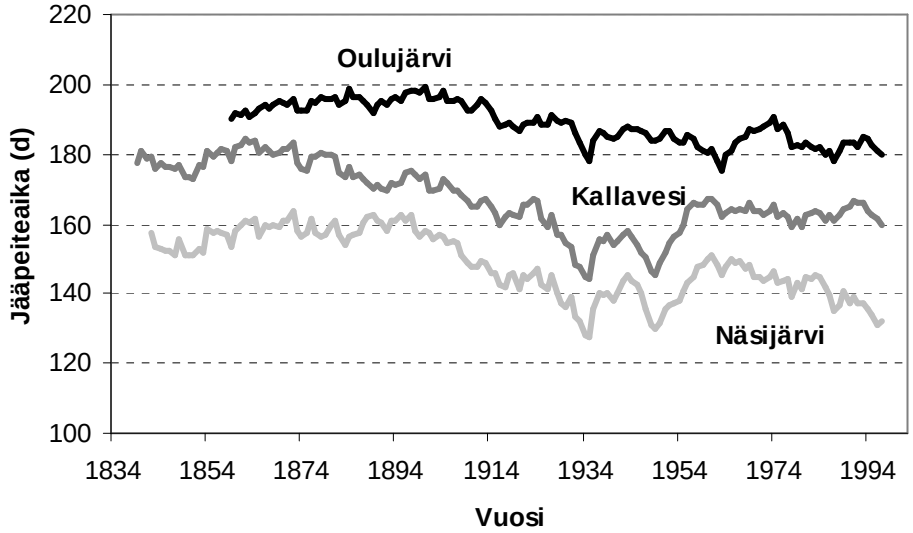
Jäänlähtö ajoittuu keskimäärin eteläisimmässä Suomessa vapun tienoille, keskiosassa jäät ovat lähteneet toukokuun puoliväliin mennessä, Kainuussa kuun puolen välin jälkeen, Etelä- ja Keski-Lapissa toukokuun loppuun mennessä ja Pohjois-Lapissa kesäkuun alussa. Jäänlähdössä ei ole havaittavissa suurta eroa samalla alueella sijaitsevien eri kokoisten järvien välillä. Jäänlähdön ajankohdan vuotuinen vaihtelu yksittäisellä järvellä on lähes puolet pienempää kuin jäätymisen ajankohdan. Jäänlähdön ajankohdan keskihajonnassa ei ole suuria eroja etelän ja pohjoisen välillä, toisin kuin jäätymisissä. Myöskään jäänlähtöön tarvittava

lämpötilasumma ei riipu järven morfometriasta yhtä selvästi kuin jäätymiseen tarvittava pakkassumma. Jäänlähtöön tarvittava keskimääräinen lämpötilasumma on keskisuurilla järvillä 100…160 astepäivää.

Maantieteelliset tekijät vaikuttavat olennaisesti jääoloihin. Suurin merkitys on leveyspiirillä, joka vaikuttaa auringonsäteilyn määrään, ja tätä kautta ilman lämpötiloihin ja jääoloihin. Myös havaintopaikan korkeudella on merkitystä, sillä ilman lämpötila riippuu korkeudesta. Näin ollen sekä keskimääräistä jäätymis- että jäänlähtöajankohtaa pystytään arvioimaan melko hyvin pelkän havaintopaikan leveyspiirin ja korkeuden avulla. Jäätymisessä järven syvyydellä on myös vaikutusta, mutta jäänlähdössä ei niinkään. Jäätymisen ja jäänlähdön ajankohtaa pystytään selittämään melko hyvin ilman lämpötilan avulla. Koska paksun jään sulattamiseen tarvitaan enemmän lämpöenergiaa kuin ohuen, jäänlähtö ajoittuu paksun jään talvina tavallisesti keskimääräistä myöhemmäksi.



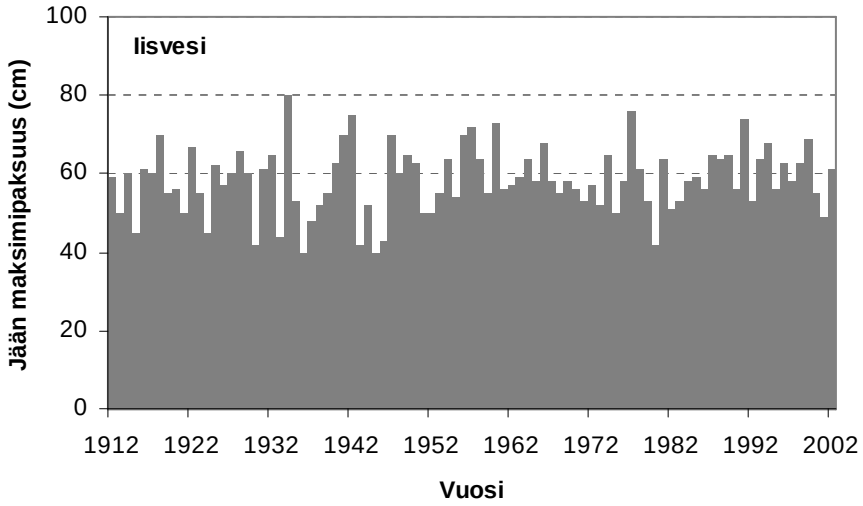
Kuva 1. Tornionjoen jäänlähtösarja.



Kuva 2. Oulujärven, Kallaveden ja Näsijärven jääpeiteaika 11 vuoden liukuvalla keskiarvolla.

Jäänlähtö on aikaistunut, jäätyminen myöhentynyt ja jääpeiteaika lyhentynyt vuosikymmenten aikana useilla havaintopaikoilla. Trendit olivat tilastollisesti merkitseviä lähinnä niillä paikoilla, joilta havaintoja oli vähintään 1800-luvun lopusta. Myöhemmin alkaneissa havaintosarjoissa trendit eivät olleet pääosin merkitseviä, paitsi jäänlähdöissä merkitseviä trendejä löytyi myös lyhyemmille jaksoille. Pisimmillä sarjoilla jäänlähtö on aikaistunut 1800-luvun lopusta pääosin 6…9 päivää sataa vuotta kohden. Jäätyminen on myöhentynyt 1800-luvun lopusta pääosin 0…8 päivää sataa vuotta kohden. Myös jääpeiteajat ovat lyhentyneet tilastollisesti merkitsevästi aivan pisimmissä havaintosarjoissa. Aivan kaikkien pisimpien sarjojen jäätymis- ja jääpeiteaikatrendit eivät olleet tilastollisesti merkitseviä. Jäänlähdössä trendit ovat voimakkaampia, sillä jäänlähdön vuotuinen vaihtelu on selvästi pienempää kuin jäätymisen. Jäätymisen ajankohdan suuri vaihtelu peittää helposti trendin allensa. Pohjois-Lapissa ei löytynyt yhtään tilastollisesti merkitsevää trendiä, mutta sieltä ei olekaan olemassa kovin pitkiä sarjoja.

Jään maksimipaksuuden aikasarjoissa oli havaittavissa sekä kasvavia että pieneneviä trendejä. Noin puolella havaintopaikoissa muutos oli tilastollisesti merkitsevä. Maksimipaksuudet olivat kasvaneet pääosin keski-, itä- ja pohjoisosassa maata ja pienentyneet maan eteläosassa.1960-luvulla alkavilla sarjoilla merkitsevä trendi oli pääosin 2…3 senttiä kymmentä vuotta kohden, 1910-luvulla alkavilla sarjoilla 1…2 senttiä kymmentä vuotta kohden. Maksimipaksuus riippuu kuitenkin sekä ilman lämpötilasta että lumisateista, joten se ei ole paras ilmaston muutoksen indikaattori. Kohvasta ja lumesta havaintosarjat ovat melko lyhyitä, noin parikymmentä vuotta, joten hyvin pitkäaikaisia trendejä ei voitu selvittää. 1980-luvulla lunta oli paljon, joten kohvaakin oli runsaasti. Näin ollen kohvan määrä on pääosin laskenut 1980-luvulta vuoteen 2000 maan etelä- ja keskiosassa. Pohjoisessa kohvan määrä on paikoin noussut samaisella jaksolla.



Kuva 3. Jään maksimipaksuudet Iisvedellä.

4. LOPPUPÄÄTELMÄT

Jäätyminen ajoittuu suurimmassa osassa maata keskimäärin marraskuulle ja jäänlähtö toukokuulle. Jäänlähtö on aikaistunut Suomen järvissä noin viikolla sataa vuotta kohden. Yli sadan vuoden havaintosarjoilla muutos oli tilastollisesti merkitsevä, ja lisäksi osalla lyhyemmistä sarjoista. Myös jäätymiset ovat myöhentyneet ja jääpeiteajat lyhentyneet, mutta

näiden osalta edes kaikkien pisimpien sarjojen trendit eivät olleet tilastollisesti merkitseviä. Jään maksimipaksuuksissa oli havaittavissa sekä kasvavia että pieneneviä trendejä. Kasvua on tapahtunut maan keski- ja pohjoisosassa, ja vähenemistä puolestaan maan eteläosassa.

LÄHTEET

Kajander, J., 1995. Cryophenological records from Tornio. Vesi- ja ympäristöhallitus, Helsinki. *Vesi- ja ympäristöhallituksen monistesarja,* **552**, 189 s.

Korhonen, J., 2005. Suomen vesistöjen jääolot. Suomen ympäristökeskus, Helsinki, *Suomen ympäristö,* **751**, 145 s.

Magnuson, J. J., Robertson, D. M., Benson, B. J., Wynne, R. H., Livingstone, D. M., Arai, T., Assel, R. A., Barry, R. G., Card, V., Kuusisto, E., Granin, N., Prowse, T. D., Stewart, K. M. & Vuglinski, V. S. 2000. Historical trends in lake and river ice cover in the Northern Hemisphere, *Science,* **289(5485**), 1743-1746.

Electrical conductivity of the Scandinavian Caledonides and the underlying Precambrian basement; Jämtland, Sweden

T. Korja[1], M. Smirnov[2] and L. B. Pedersen[2]

[1] Division of Geophysics, Department of Physical Sciences, University of Oulu, Oulu Finland, toivo.korja@oulu.fi
[2] Department of Earth Sciences, University of Uppsala, Uppsala, Sweden

Abstract

We use five component magnetotelluric data from 60 sites along a 175 km long profile across the Caledonian orogen to explore electrical conductivity beneath the Central Scandinavian Caledonides in Jämtland, north-central Sweden. Data were collected in two phases. First phase provided AMT-MT data from 0.001 s to 100/1000 s and the second phase long period data reaching periods up to 10000 s. Combined data, covering period range from 0.001 s to 10000 s, yield information from near-surface to upper mantle. Our study focuses on determining the electrical conductivity of the (near-surface) accretionary wedge of the Caledonian orogen as well as the underlying autochthonous / parautochthonous carbonaceous alum shales. We investigate also the electrical conductivity of the Precambrian crust beneath the Caledonides and the deep margin of the Fennoscandian lithosphere.

1. INTRODUCTION

In this paper, we shall present results of modelling and interpretation of recently acquired high-density audiomagnetotelluric (AMT) and long period magnetotelluric (MT) data along a ca. 175 km long profile traversing the Central Scandinavian Caledonides in the Jämtland region in Central Sweden (Fig. 1). The Scandinavian Caledonides are a part of the Caledonian orogen that extends from Ireland and Scotland northeastwards through the western part of Scandinavia to Svalbards in the Arctic Ocean. The Late Silurian collision of the continents Baltica and Laurentia resulted in the shortening and imbrication of the stretched western margin of Baltica. Simultaneously, the accretionary wedge of Neoproterozoic and Early Palaeozoic rocks was emplaced on the top of the subducted and underthrust Baltica (Rykkelid and Andresen 1994). Remnants of this orogen are preserved today as a relatively thin veneer above the Precambrian basement in an 1800 km long and up to 400 km wide thrust and fold belt, the Scandinavian Caledonides, along the western margin of Scandinavia (Fig. 1).

The underlying Precambrian basement, on the other hand, evolved in a series of orogenies in Palaeo- and Mesoproterozoic time (Gorbatschev and Bogdanova 1993; Nironen 1997). In Neoproterozoic time, the cratonized Baltica was modified by extensional events, which finally lead to the break-up of Baltica, the development of a passive western margin of Baltica and the opening of the Iapetus Ocean c. 608 Ma ago (e.g. Gee, 1982; Gorbatschev and Bogdanova 1993; Andréasson 1994). In Neoproterozoic to Early Palaeozoic time, large parts

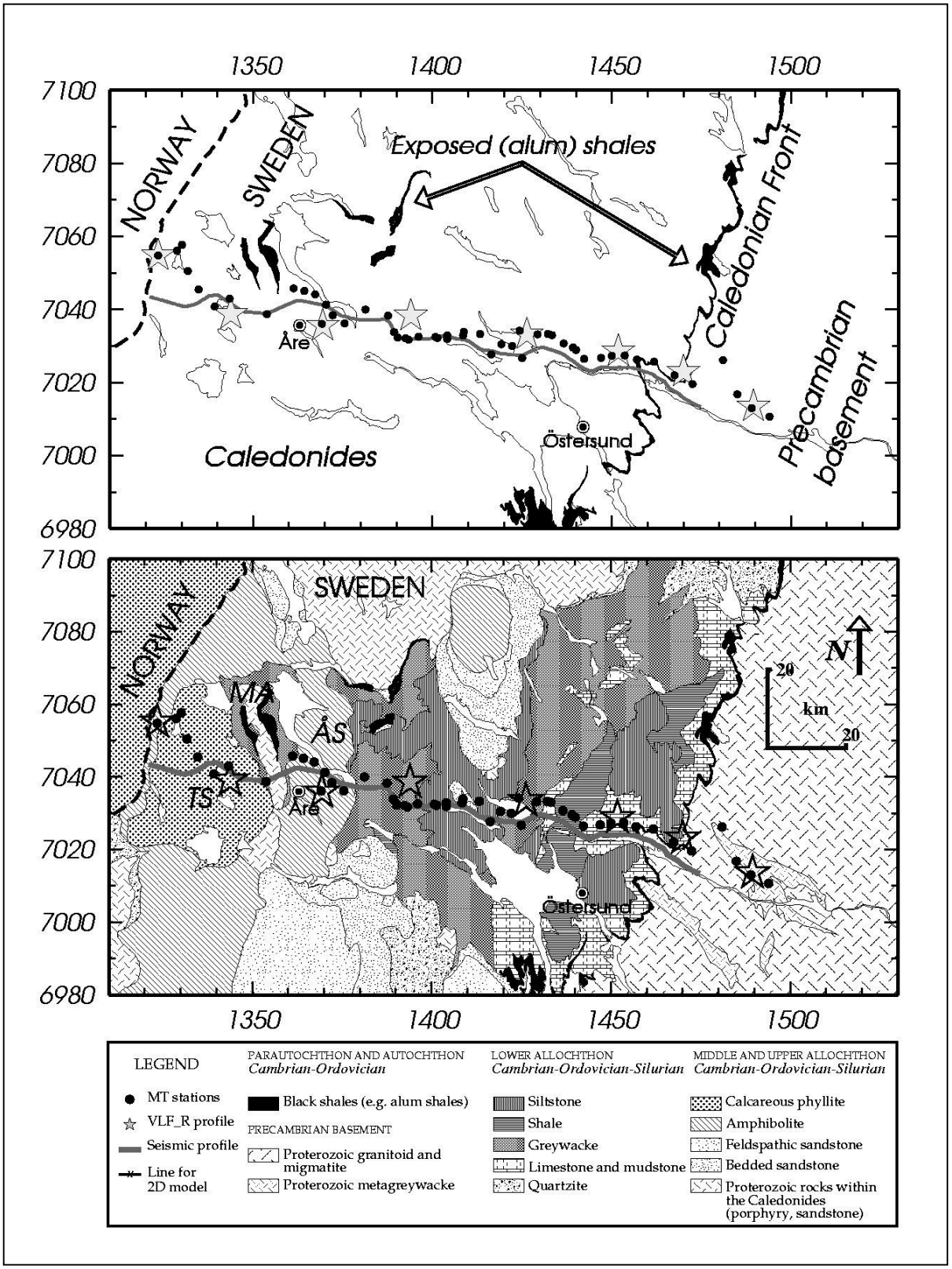


Figure 1. Lithological map of the central Scandinavian Caledonides in Sweden and location of the Jämtland magnetotelluric profile. Map is simplified after Karis and Strömberg (1998). ÅS = Åre Synform; MA = Mullfjället Antiform; TS = Tännfors Synform. Black dots denote AMT-MT sounding sites and stars long period MT sites.

of Baltica were covered by fluvial to marine sediments including black organic carbonaceous shales. The latter, so-called alum shales, comprises one of the most widespread lithostratigraphic units in Scandinavia (Andersson *et al*. 1985). The crust in Central Caledonides thus consists of three rather distinct units viz. the strongly reworked/reactivated Precambrian basement, the Neoproterozoic to Cambrian depositional cover of the basement, and the overlying Caledonian allochthons. Important, in particular for our study, is that alum shales have proved to be electrically highly conducting (Gee 1972) and hence provide a useful marker horizon for electromagnetic methods with which to investigate the basement-cover relationship in the Caledonides.

2. MAGNETOTELLURIC DATA

In the magnetotelluric (MT) method, time variations of the natural electromagnetic field in four horizontal components (E_x, E_y, B_x and B_y) are measured simultaneously. This allows constructing a full complex impedance tensor Z, which provides information on lateral and vertical variations of the subsurface electrical conductivity structure as well as on dimensionality and directionality (geoelectric strike) of the Earth (e.g. Vozoff 1991). The complex impedance tensor consists of four components (transfer functions Z_{ij}, i,j = x,y), which link the input magnetic field B and the output electric field E. Additional information can be obtained if time variations of the vertical magnetic field (B_z) are recorded simultaneously with the horizontal field components. Its two components T_x (or T_{zx} or A) and T_y (or T_{zy} or B), which link horizontal and vertical magnetic field components, defines magnetic transfer function (sometimes called tipper T). Alternative representations of transfer functions can be calculated from the elements of the impedance tensor and tipper. These include e.g. apparent resistivity and phase (scaled amplitude and phase of impedance element, respectively) or real and imaginary induction arrows (vector sum of real and imaginary parts of the tipper elements).

Magnetotelluric measurements cover a 175 km long, E-W directed profile in the Jämtland region in Sweden (Fig. 1). Sounding sites were chosen to coincide with or to be as close as possible to the reflection seismic line in this region (Palm et al., 1991). In the western part of the profile, in particular, magnetotelluric and seismic profiles are quite far because seismic lines usually follow roads with major power lines. The magnetotelluric profile begins on the Precambrian basement 35 km east of the Caledonian front and terminates at the Swedish-Norwegian border. Altogether fifty-seven AMT-MT sites were sounded yielding an average site spacing of about 3 km (Gharibi, 2000). Recording time per site was roughly 12 or 24 hours for every second sites namely short and long period sites, respectively. Recordings allow us to estimate transfer functions at the period range of c. 1/100 s – 100 (1000) s. In addition to AMT-MT soundings, eight long period MT soundings were carried out along the profile (Fig. 1). Magnetotelluric data were collected simultaneously at these eight sites with a recording time of c. two months. Long recoding time allows us to estimate transfer functions up to periods of c. 10000 s or slightly more.

3. ANALYSES AND INVERSION

The magnetotelluric impedance tensor contains all that information on subsurface conductivity, which can be obtained from the horizontal components of Earth's electromagnetic field. Besides information on the resistivity variations of the subsurface, the

impedance tensor contains information on the dimensions and directions of the conductive structures. Analysis of the inner properties of the impedance tensor helps to find these parameters, and in favourable conditions to discriminate between different modelling approaches (undistorted/distorted 1D, 2D or 3D structure) required by the data.

The decomposition technique developed by Groom and Bailey (1989) was applied for impedance tensors in order to investigate distortions caused by near-surface structures and to learn more about the type (dimensionality) of the model that can explain the data. Relatively stable regional strike estimates indicate that the conductivity structure can be reasonably well approximated by a 2D model having a dominant NNE-SSW strike direction. Most of the strike angle estimates are very stable varying between N0°E and N30°E. A regional geoelectric strike direction of N15°E seems to be justified for the whole period range along the entire profile. Selection of N15°E for strike is confirmed by strike estimates from tipper data as described below. It also agrees well with the structural data having a dominant geological strike in a NNE-SSW direction.

Apparent resistivity and impedance phase data were subjected to the 2D inversion of both the transverse electric and transverse magnetic mode data using the approach of Rodi and Mackie (2001) as well as of the determinant data using the approach of Siripunvaraporn and Egbert, (2000).

For situations in which MT data show two-dimensional behaviour, the rotationally invariant impedances provide useful information (Pedersen and Engels, 2005). Determinant average (or effective impedance) is defined by the square root of the determinant of the impedance tensor (Berdichevsky and Dmitriev 1976),

$$Z_d = \sqrt{Z_{xx}Z_{yy} - Z_{xy}Z_{yx}}.$$

The 2D model obtained from the inversion of determinant data is shown in Fig. 2. RMS of the fit is 5.6.

4. RESULTS

Inversions reveal remarkable subsurface resistivity variations ranging from less than 0.1 Ωm to over 100000 Ωm in the accretionary wedge and in underlying Precambrian basement. Main features of the model are: (1) An electrically highly conducting layer beneath the Caledonides that images alum shales, the autochthonous Cambrian carbon-bearing black shales on top of the Precambrian basement. (2) To the east of the Caledonian front, the autochthonous Precambrian basement is highly resistive with resistivities exceeding 100000 Ωm. The resistive unit extends far to the west beneath the Caledonides suggesting the presence of resistive basement granites under the Caledonides. (3) A region of enhanced conductivity is detected at the depth of c.150 km under the Caledonides in the western border of the Fennoscandian Shield yet the conductor is absent beneath the eastern part of the profile in the Fennoscandian Shield, proper.

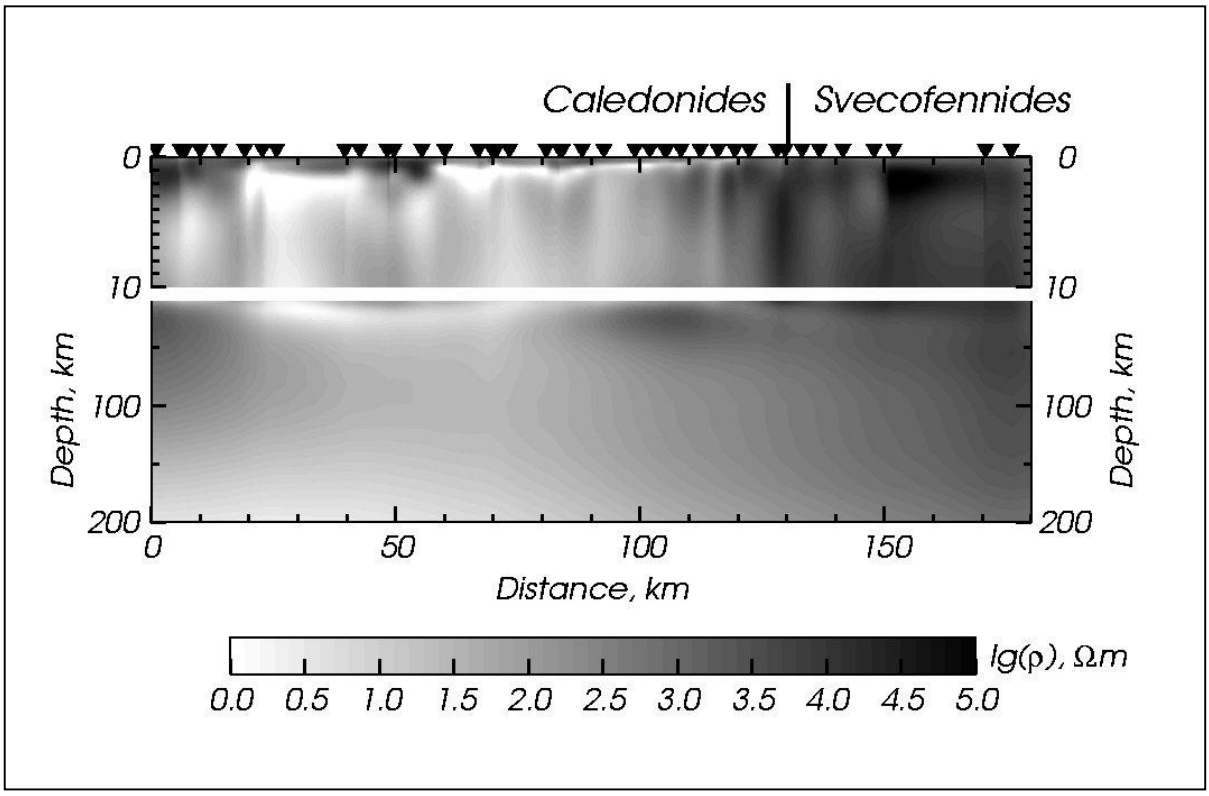


Figure 2. Final model obtained from 2D inversion. No a priori static shift correction was applied. The following strategy was applied: Determinant phase with the error floor of 5% + apparent resistivity with the error floor of 90% + tipper. RMS is 5.6.

LÄHTEET

Andersson, A., B. Dahlman, D.G. Gee, and S. Snäll, 1985. The Scandinavian Alum Shales, *Sveriges Geologiska Undersökning (SGU), Serie Ca*, NR 56, 1-49.

Andréasson, P.G., 1994. The Baltoscandian Margin in Neoproterozoic – early Palaeozoic times. Some constraints on terrane derivation and accretion in the Arctic Scandinavian Caledonides, *Tectonophysics*, 231, 1-32.

Berdichevsky, M.N. and V.I. Dmitriev, 1976. Basic principles of interpretation of magnetotelluric sounding curves, in *Geoelectric and geothermal studies*, ed Ádám, A., KAPG Geophysical Monograph, Akadémiai Kiadó, 165-221.

Gee, D.G., 1972. The regional geological context of the Tåsjö Uranium Project, Caledonian Front, Central Sweden, *Sveriges Geologiska Undersökning (SGU), Serie C*, NR 671, 1-36.

Gee, D.G., 1982. The Scandinavian Caledonides, *Terra Cognita*, 2, 89-96.

Gharibi, M., 2000. Electromagnetic studies of the continental crust in Sweden, Acta Universitatis Upsaliensis, *Comprehensive Summaries of Dissertations from the Faculty of Science and Technology*, 513, 24 pp., Uppsala University Library, Uppsala, Sweden.

Gorbatchev, R. and S. Bogdanova, 1993. Frontiers in the Baltic Shield, *Precambrian Res.*, 64, 3-21.

Groom, R.W. and R.C. Bailey, 1989. Decomposition of magnetotelluric impedance tensor in the presence of local three-dimensional galvanic distortion, *J. Geophys. Res*., 94, 1913-1925.

Karis, L.and A. Strömberg, 1998. Beskrivning till berggrundskartan over Jämtlands län. Del 2: Fjälldelen, *Sveriges Geologiska Undersökning (SGU), Serie Ca*, NR 53:2, 1-363.

Nironen, M., 1997. The Svecofennian Orogen: a tectonic model, *Precambrian Res.*, 86, 21-44.

Palm, H., D. Gee, D. Dyrelius and L. Björklund, 1991. A reflection seismic image of Caledonian structure in central Sweden, *Sveriges Geologiska Undersökning (SGU*), Serie Ca, 75, 1-36.

Pedersen, L. and M. Engels, 2005. Routine 2D inversion of magnetotelluric data using the determinant of the impedance tensor. *Geophysics*, 70, 33-41.

Siripunvaraporn W. and G. Egbert, 2000. An efficient data-subspace inversion method for 2-D magnetotelluric data. *Geophysics*, 65(3), 791-803.

Rodi, W. and R.L. Mackie, 2001. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion, *Geophysics*, 66, 174-187.

Rykkelid, E. and A. Andresen., 1994. Late Caledonian extension in the Ofoten area, northern Norway, *Tectonophysics*, 231, 157-169.

Vozoff, K., 1991. The Magnetotelluric Method, in *Electromagnetic Method in Applied Geophysics, Vol. 2: Application*, ed Nabighian, M.N., Society of Exploration Geophysicist, 641-711

Lithological Moho boundary in Precambrian shields: constraints from P- and S-wave velocity models and gravity modelling

E. Kozlovskaya (1), J. Yliniemi (1), T. Janik (2) M. Grad (3), T.Tiira (4), G. Karatayev (5)

(1) Sodankylä Geophysical Observatory/Oulu Unit, POB 3000, FIN-90014, University of Oulu, Finland (elena.kozlovskaya@oulu.fi),
(2) Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences, Ks. Janusza 64, 01-452 Warsaw, Poland,
(3) Institute of Geophysics, University of Warsaw, Pasteura 7, 02-093, Warsaw, Poland,
(4) Insitute of Seismology, POB 68, FIN-90014, University of Helsinki, Finland,
(5) Institute of Geological Sciences, Zhodinskaya str. 7, Minsk, 220141, Belarus

Controlled source seismic experiments in the Fennoscandian Shield and in the western part of the East European Craton (EEC) demonstrated that the Moho boundary is not always easily detectable by the methods based upon interpretation of P-waves (e.g. reflection profiling and wide-angle reflection and refraction experiments). Generally, the Moho appears to be reflective in the areas where the depth to the Moho is of about 38-45 km, while in the areas of deeper Moho (>50 km) it appears as a weakly reflective boundary or transition zone. In this case the position of the lithological crust-mantle boundary cannot be easily estimated. However, in shield areas the quality of S-waves in wide-angle reflection and refraction data is comparable with that of P-waves due to absence of thick sediments. This opens possibility for developing independent S-wave velocity models of the crust and estimating the Vp/Vs ratio in various crustal layers and geological units. Analysis of S-wave recordings of several wide-angle profiles in the Fennoscandian and Ukrainian Shields showed that in contrast to P-waves, the recordings of S-waves demonstrate clear reflections from the Moho boundary (SmS), both in the areas of thick and thin crust (Fig. 1 and Fig. 2) (Luosto et al., 1990, Yliniemi et al., 1996, FENNIA Working Group, 1998, Thybo et al., 2003). The reflections can be explained by strong contrast of S-wave velocity at the Moho, which agrees with the results obtained by teleseismic receiver function studies based on analysis of P- to SV conversions (Alinaghi et al., 2003). This suggests that the Moho obtained from S-waves indicates the present-day position of the lithological crust-mantle boundary. The depth to this boundary varies in a wide range (e.g. 38-65 km), indicating that the present-day crust-mantle boundary was formed at different time by a variety of tectonic processes.

In addition, the S-wave velocity models can be used to calculate density models of the crust. For this purpose we used a method of gravity data inversion, in which the density model is parameterised by the relationship connecting density to both P- and S-wave velocity models. Such a parameterisation makes it possible to obtain not only the density model, but also the relationship between density and seismic velocities. Using this technique, we obtained and analysed relationships between density and seismic velocities (V_p and V_s) for selected geological units of the Fennoscandian and Ukrainian Shields. Generally, all these relationships are close to linear. However, they are scattered, differ from each other and deviate from the corresponding relationships for anhydrous magmatic rocks with averaged chemical composition selected as reference curves (Sobolev and Babeyko, 1994). Comparison of these relationships to the petrophysical

data (Markwick and Downes, 2000, Markwik et al., 2001) suggests that deviations of density-velocity curved from reference density-Vp and density-Vs curves can be explained by specific mineral composition of rocks, resulting from different age and conditions of crust formation. Therefore, the analysis of density-velocity diagrams can be used to restrict the composition of the crust and, in particular, the composition and metamorphic grade of the lower crust. Thus, if the density-velocity relationships are close to the reference curve in the range of velocities corresponding to the lower crust and the density values are less than 3.0 g/cm^3, it may indicate that the lower crust is composed of rocks of mafic composition and granulite metamorphic grade. The density-Vp relationship shifted to the higher velocities from the reference curves indicates the high plagioclase content and absence of amphibole, which is typical for igneous rocks. On the contrary, the shift from the reference curve to the lower velocity values may indicate the high content of amphibolite facies rocks. The density values in excess of 3.0 g/cm^3 indicate that the lower crust was metamorphosed under high pressure conditions and contains high propotion of garnet-bearing rocks, i.e. mafic garnet granulites and/or eclogites.

REFERENCES

Alinaghi, A., Bock, G., Kind, R., Hanka, W., Wylegalla, K, TOR and SVEKALAPKO Working Groups, 2003. Receiver function analysis of the crust and upper mantle from the North German Basin to the Archaean Baltic Shield. Geoph. J. Int., 155, 641-652.

FENNIA Working Group, 1998. P- and S-velocity structure of the Fennoscandian Schield beneath the FENNIA profile in southern Finland. Instituteof seismology, University of Helsinki Report S-41, 34-41.

Luosto, U., Tiira, T., Korhonen, H., Azbel, I., Burmin, V., Buyanov, A., Kosminskaya, I., Ionkis, V., Sharov, N., 1990. Crust and upper mantle structure along the DSS BALTIC profile in SE Finland. Geoph. J. Int, 101, 89-110.

Markwick, A.J.W., Downes, H. 2000, Lower crustal granulite xenoliths from the Archangelsk kimberlite pipes: petrophysical, geochemical and geophysical results. Lithos, **51**, 135-151.

Markwick, A.J.W., Downes, H., Veretennikov, N. 2001, The lower crust of SE Belarus: petrological, geophysical and geochemical constraints from xenoliths, Tectonophysics, **339**, 215-237.

Sobolev, S.V. and Babeyko, A.Y., 1994, Modeling of mineralogical composition, density and elastic wave velocities in anhydrous magmatic rocks, Surveys in geophysics, **15**, 515-544.

Thybo, H., Janik, T., Omelchenko, V.D., Grad, M., Garetsky, R.G., Belinsky, A.A., Karatayev, G.I., Zlotski, G., Knudsen, M.E., et al., 2003, Upper lithospheric seismic velocity structure across the Pripyat Trough and the Ukrainian Shield along the EUROBRIDGE'97 profile, Tectonophysics, **371**, 41-79.

Yliniemi, J., Jokinen, J., Luukkonen, E., 1996. Deep structure of the Earth's crust along the GGT/SVEKA transect extention to northeast. In: Global Geoscience Transect/SVEKA. Proceedings of the Kuopio seminar, Finland 25-26.11.1993. Espoo. P. 56.

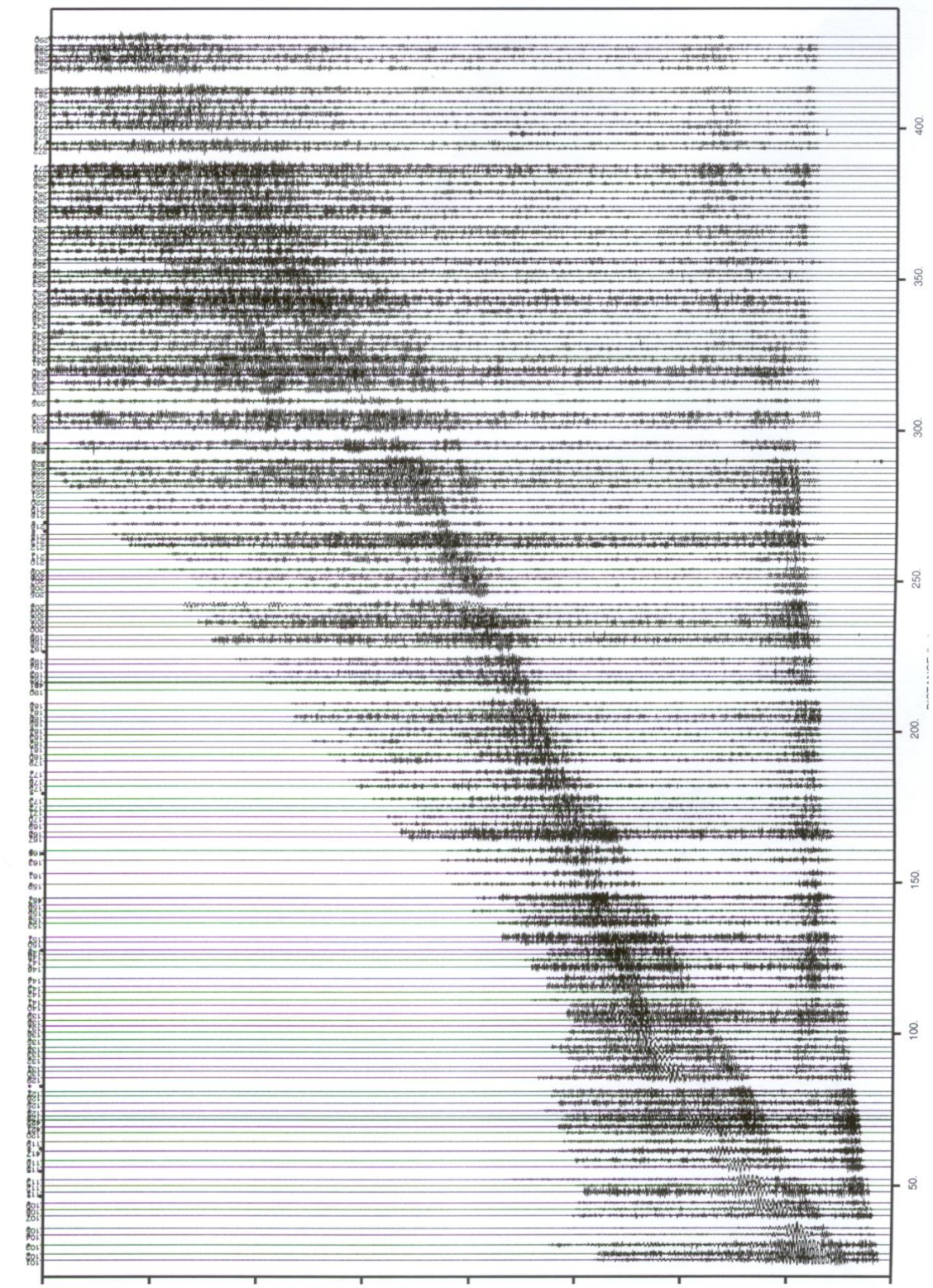


Fig. 1. Record section of SP A of BALTIC profile, demonstrating clear PmP and SmS phases.

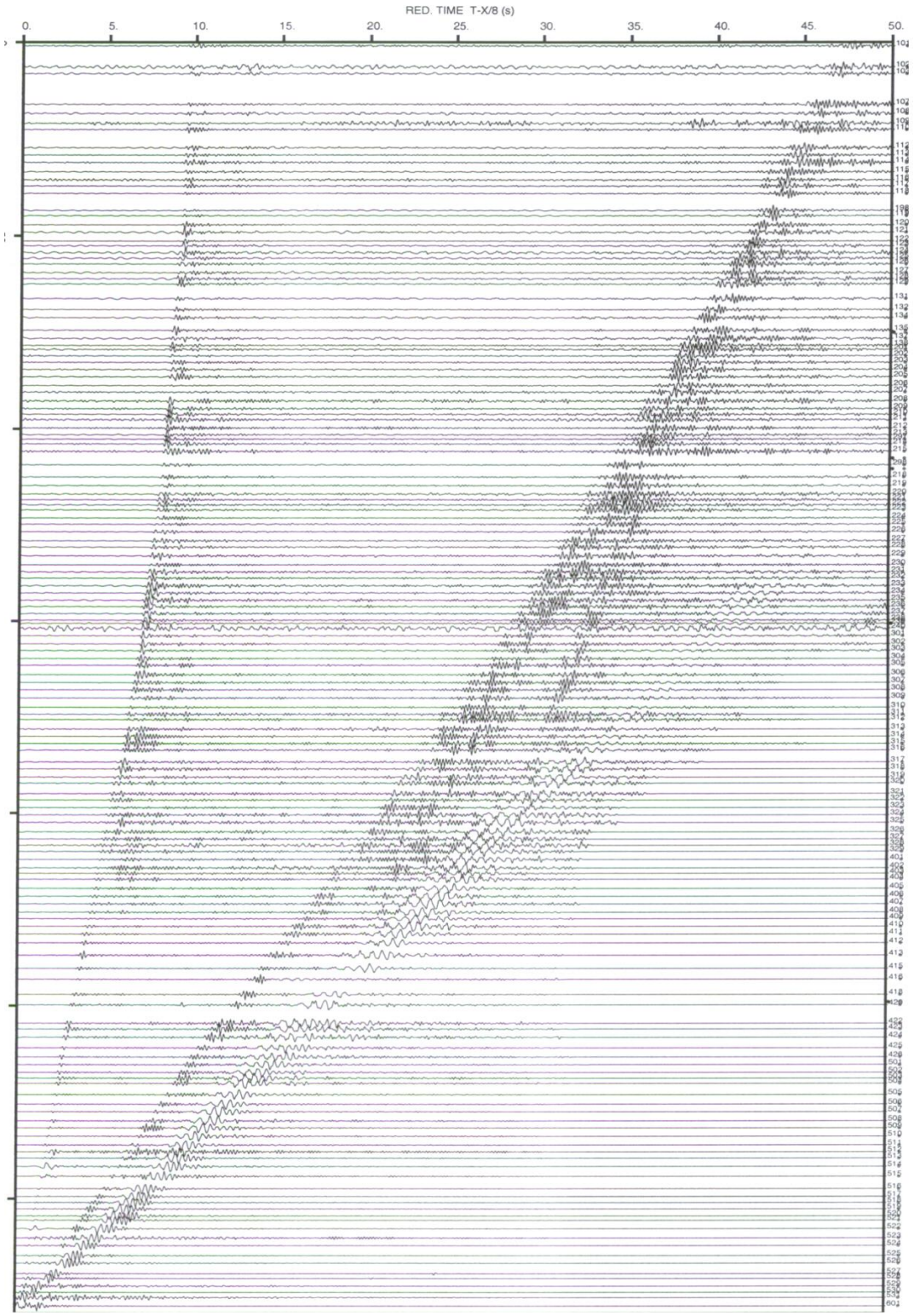


Fig. 2. Record section of SP F of FENNIA profile, demonstrating weak PmP reflection from the Moho boundary, but very clear SmS reflection from the Moho.

Maankuoren koostumuksen kivilajitulkintaa Fennoskandian kilvellä seismisten aineistojen avulla

M. Kuusisto[1], I. Kukkonen[1], P. Heikkinen[2] ja L.J. Pesonen[3]

[1] Geologian tutkimuskeskus, minna.kuusisto@gtk.fi
[2] Seismologian laitos, Helsingin yliopisto
[3] Geofysiikan osasto, Fysikaalisten tieteiden laitos, Helsingin yliopisto

Abstract

We report the results of lithological interpretation of the Earth's crust in the central Fennoscandian Shield based on seismic wide-angle results and literature data on P-wave velocities of different rock types. The velocities adopted from wide-angle velocity models were compared with laboratory measurements of different rock types corrected for crustal P-T conditions in the study area. The wide-angle velocity data indicate that the P-velocity does not only increase step-wise at boundaries of major crustal layers, but there is also gradual increase of velocity within the layers. On the other hand, the laboratory measurements of velocities indicate that no single rock type is able to provide the gradual downward increasing trends. Thus, there must be gradual vertical changes in rock composition. The downward increase of velocities suggests that the composition of the crust becomes gradually more mafic when the depth increases. We have calculated vertical velocity profiles for a range of possible crustal lithological compositions. The Finnish crustal velocity data do not agree with an average global continental model, but require a more mafic composition of the crust.

1. JOHDANTO

Tässä tutkimuksessa esitetään seismisten nopeusaineistojen avulla saatuja tuloksia kuoren koostumuksesta Fennoskandian kilven keskiosissa. Tutkimusalueella on verrattain paksu kuori (noin 52 km) ja suhteellisen paksu korkean nopeuden kerros alakuoressa sekä runsaasti granitoideja yläkuoressa.

Seismiseen nopeuteen kiteisissä kivissä vaikuttavat pääosin kiven mineraloginen koostumus, lämpötila ja paine. Myös huokoisuus, anisotropia ja rikkonaisuus vaikuttavat seismiseen nopeuteen. Laboratoriomittaustuloksia seismisestä nopeudesta eri kivilajeissa erilaisissa paine- ja lämpötilaolosuhteissa on runsaasti saatavilla kirjallisuudessa (esim., Kern, 1978; Holbrook et al., 1992; Christensen and Mooney, 1995; Rudnick and Fountain, 1995). Toisaalta myös korkealaatuisia seismisiä taittumisluotaustuloksia on olemassa runsaasti. Tässä tutkimuksessa verrataan alueella tehtyjen taittumisluotausten antamia nopeustuloksia laboratoriossa mitattuihin kivilajikohtaisiin nopeustuloksiin, jotka on korjattu vastaamaan Suomen kuoren paine- ja lämpötilaolosuhteita. Tulosten perusteella esitetään mahdollisia kuoren koostumusmalleja (kivilajisekoituksia) ja näitä verrataan Christensenin ja Mooneyn (1995) esittämään maan kuoren globaaliin koostumusmalliin.

2. SEISMISET NOPEUSAINEISTOT

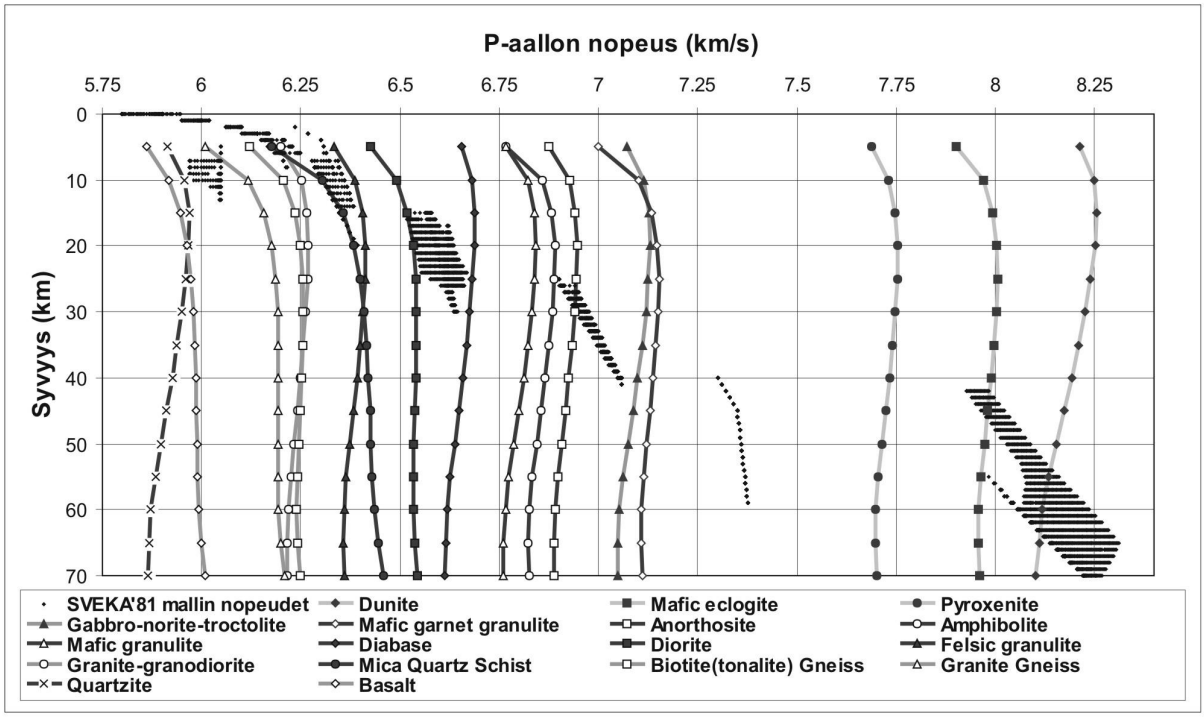
Tutkimusalueella on tehty runsaasti taittumisluotauksia ja tässä työssä on käytetty tuloksia SVEKA'81-, SVEKA'91-, FENNIA- ja BALTIC-linjoilta (mm. Luosto, 1997). P-aallon nopeudet on poimittu alkuperäisistä taittumisluotausmalleista.

Tutkimuksessa on käytetty Christensenin ja Mooneyn (1995) laboratoriomittaustuloksia eri kivilajien P-aaltojen nopeuksille erilaisissa paine- ja lämpötilaolosuhteissa. Laboratoriotulokset on korjattu vastaamaan P-T -olosuhteita Suomen kuoressa käyttämällä Fennoskandian kilven keskiosille määritettyä ksenoliittiaineiston avulla kalibroitua geotermiä (Kukkonen et al., 2003), joka antaa hieman korkeampia lämpötila-arvoja kuin Christensenin ja Mooneyn (1995) matalan lämpövuon geotermi. Suomen kuoren lämpötila-olosuhteita vastaavat nopeudet on saatu interpoloimalla nopeustulokset Christensenin ja Mooneyn (1995) matalan ja keskimääräisen lämpövuon geotermien mukaisista tuloksista 5 km välein. Painetta vastaavina maankuoren syvyysarvoina on käytetty Christensenin ja Mooneyn (1995) tapaan kivien keskitiheydellä 2830 kg/m^3 lasketuista litologista paineista saatuja syvyyksiä.

3. TULOKSET

Taittumisluotausmalleja tarkasteltaessa havaitaan yleisesti tunnettu tulos, että seismiset nopeudet muodostavat erillisiä kerroksia ja nopeudet kasvavat kerrosrajapinnoilla syvemmälle mentäessä (kuva 1). Tämän lisäksi kuoren eri kerrosten sisällä on havaittavissa selvää nopeuden kasvua syvyyden funktiona. Kun taittumisluotausmallien nopeuksia verrataan Suomen olosuhteisiin muunnettuihin eri kivilajien laboratoriomittaustuloksiin, havaitaan nopeustulosten hyvin erilaiset käyttäytymistavat (kuva 1). Taittumisluotausmallit osoittavat nopeuden kasvua läpi koko kuoren, kun taas laboratoriomittaustulosten perusteella yksittäisten kivilajien nopeudet kasvavat noin 15 km syvyyteen asti, jonka jälkeen nopeudet pysyvät vakiona tai jopa laskevat syvyyden kasvaessa. Tämä vertailu osoittaa, että yksittäiset kivilajit eivät pysty selittämään taittumisluotauksissa havaittavaa nopeusjakaumaa edes kuoren eri kerroksissa yläkuorta lukuun ottamatta. Olettaen, että taittumisluotausmallien tulokset edustavat todellisia in situ –nopeuksia, kuoressa täytyy olla asteittaista vertikaalista koostumusvaihtelua. Tulokset viittaavat siihen, että kuoren täytyy muuttua mafisemmaksi syvyyden kasvaessa ja koostumusmuutos ei rajoitu pelkästään kuoren eri kerrosten rajapinnoille, vaan kuoren koostumus muuttuu vähitellen mafisemmaksi myös kerrosten sisällä.

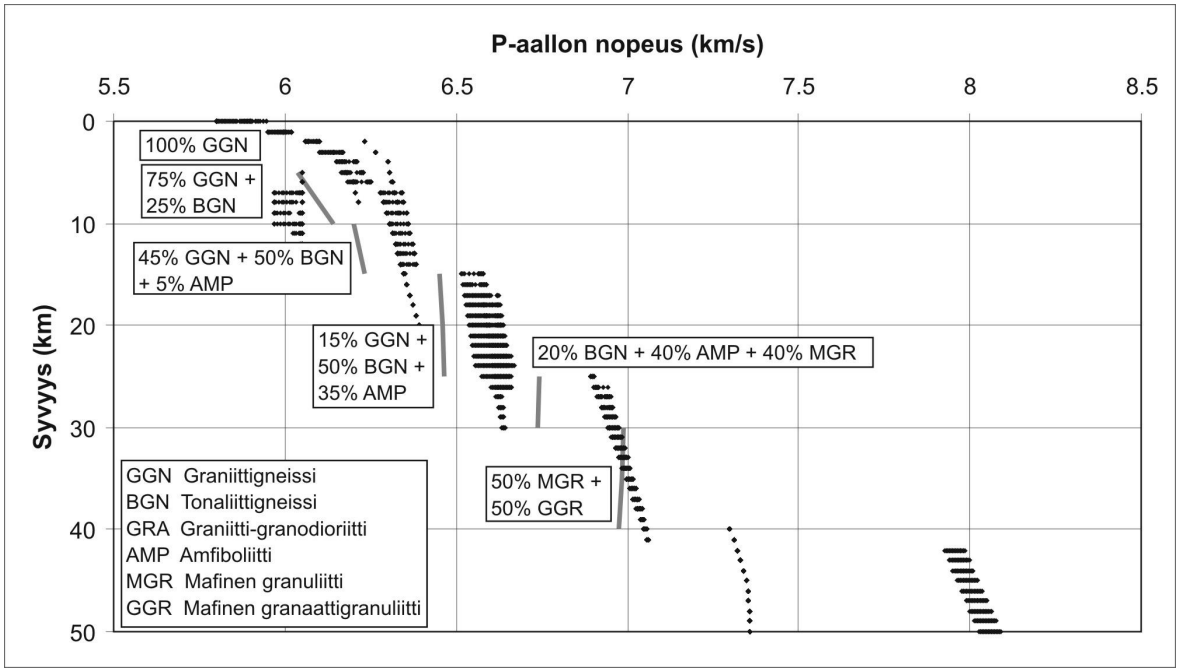
Vaikka yksittäisillä kivilajeilla ei voida mallintaa nopeusjakaumaa, niin maakuoressa olevien kerrosten mallinnusta voidaan tehdä erilaisten kivilajisekoitusten avulla. Kivilajisekoitusten nopeudet on laskettu sekoituksessa käytettyjen yksittäisten kivilajien nopeuksien aritmeettisena keskiarvona painotettuna kivilajien määrällä. Yksikäsitteistä ratkaisua ei kuitenkaan ole, vaan lukematon määrä erilaisia sekoituksia antaa tulokseksi taittumisluotausmalleissa havaitut nopeusjakaumat. Ratkaisujen määrää voidaan kuitenkin rajata käyttämällä järkeviä litologisia oletuksia sekä tietoja alueen geologiasta. Ratkaisujen määrää rajoittaa myös käytössä oleva kivilajivalikoima, joka rajoittuu tämän työn aineistossa noin 20 eri kivilajiin.



Kuva 1. SVEKA'81 -mallista poimitut maankuoren ja ylävaipan P-aallon nopeudet (mustat vaakaviivat ja paisteet) ja kirjallisuudesta saadut eri kivilajien P-aallon nopeudet (Christensen ja Mooney, 1995) korjattuina vastaamaan maankuoren paine- ja lämpötilaolosuhteita Suomessa.

Christensen ja Mooney (1995) ovat esittäneet globaalin mantereisen kuoren koostumusmallin (kuva 2). Mallin mukaan ylin kuori koostuu graniittisesta gneissistä, alempi yläkuori ja keskikuori graniittisen ja tonaliittisen gneissin sekä amfiboliitin sekoituksesta, jossa tonaliittisen gneissin ja amfiboliitin määrä kasvaa syvyyden kasvaessa ja alakuori koostuu mafisen granuliitin ja granaattigranuliitin sekoituksesta. Verrattaessa tällaisen mallin tuottamaa nopeusjakaumaa SVEKA'81 -taittumisluotauslinjan nopeusjakaumaan (kuva 2) voidaan havaita, että SVEKA'81 -mallin nopeudet ovat selvästi globaalia koostumusmallia suurempia. Samankaltaiset tulokset ovat havaittavissa myös SVEKA'91- ja BALTIC -linjoilla, mutta FENNIA -linjalla kuoren keskiosien (noin 20 km – 40 km) nopeudet jäävät globaalia koostumusmallia pienemmiksi. Kun globaaliin koostumusmallin lisätään mafista komponenttia (amfiboliittia ja granuliittia) ja keski- ja alakuoren koostumus muutetaan vähitellen mafisemmaksi muuttuvaksi, nopeusjakaumat taittumisluotauslinjoilla saadaan toteutettua. Tämä viittaa siihen, että Suomen kuoren koostumus on mafisempi kuin keskimääräisen mantereisen kuoren koostumus.

Ongelmana on kuitenkin se, että globaalin mallin syvyysulottuvuus on vain 42 km, kun Suomessa kuori on huomattavasti paksumpi. Alakuoressa (40 – 60 km) havaitut nopeudet 7,3 - 7,45 km/s edellyttävät että koostumusmalliin lisätään mafisen granuliitin ja granaattigranuliitin lisäksi hieman jotakin mafisempaa komponenttia. Lisäksi kuoren eri kerrosten kivilajisekoituksissa käytettyjen kivilajien välillä pitäisi olla riittävän suuret akustiset kontrastit, jotta koostumusmalli toteuttaisi FIRE luotausten (Kukkonen et al., 2004) tuloksissa havaittavan läpi koko kuoren ulottuvan voimakkaan heijastavuuden.



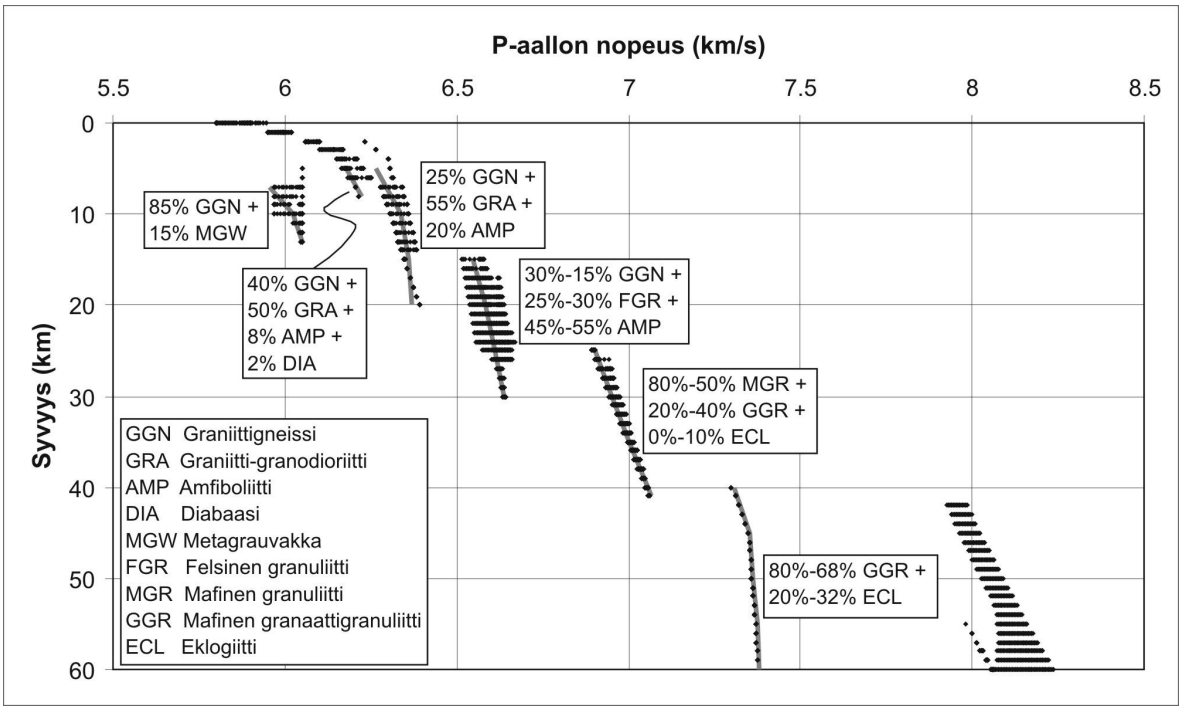
Kuva 2. SVEKA'81 mallin nopeudet (mustat vaakaviivat ja pisteet) ja Christensenin ja Mooneyn (1995) mukaisen mantereisen kuoren koostumusmallin nopeudet Suomen P-T-olosuhteissa (harmaat viivat). Mallin mukainen kivilajikoostumus eri kerroksissa on kuvassa olevissa laatikoissa.

Kuvassa 3 on esitetty eräs mahdollinen kuoren koostumusmalli, joka toteuttaa esim. SVEKA'81 linjalla havaitun nopeusjakauman. Koostumusmallissa yläkuori koostuu felsisistä gneisseistä ja graniitti-granodioriittista sekä pienistä osuuksista amfiboliittia ja diabaasia. Keskikuoressa on felsistä granuliittia ja amfiboliitin osuus kasvaa yläkuoreen verrattuna samalla kun graniittisten kivilajien osuus pienenee. Alakuori koostuu mafisen granuliitin ja granaattigranuliitin sekoituksesta, jossa on myös hieman eklogiittia.

4. JOHTOPÄÄTÖKSET

Suomen maankuoren seismisten nopeusmallien tarkastelu osoitti, että maankuoren P-aallon nopeus ei kasva ainoastaan kuoren eri kerrosten välisillä rajapinnoilla, vaan myös kerrosten sisällä tapahtuu vähittäistä nopeuden kasvua syvyyden funktiona. Tulos voidaan tulkita siten, että maankuoren koostumus muuttuu kerrosten sisällä vähitellen mafisemmaksi alaspäin mentäessä. Tätä tulosta ei ole aikaisemmin analysoitu Suomen seismisestä aineistosta.

Nopeusmallien ja kirjallisuudesta saatujen kivilajikohtaisten nopeustietojen vertailu osoitti, että yksittäisten kivilajien nopeusarvot eivät selitä mallien nopeusjakaumaa. Nopeusmallit voidaan kuitenkin tulkita erilaisilla kivilajiseoksilla, joissa kivilajien suhteelliset osuudet vaihtelevat syvyyden funktiona. Kun Suomen nopeusaineistoja verrattiin globaaliin manneralueiden P-aallon nopeuden keskimääräiseen syvyysvaihteluun, voitiin tehdä johtopäätös, että Suomessa maankuoren P-aallon nopeus on suurempi ja kuori koostumukseltaan mafisempi kuin manneralueilla yleensä.



Kuva 3. SVEKA'81 -mallin maankuoren ja ylävaipan P-aallon nopeudet (mustat pisteet ja vaakaviivat) ja eräs mahdollinen kuoren koostumusmalli (harmaat viivat). Koostumusmallin mukaiset kuoren eri kerrosten kivilajisekoitukset ovat laatikoissa kerrosten vieressä. Muuttuvien koostumusten tapauksessa (keski- ja alakuoressa) kerroksen yläosassa on ensimmäisten prosenttilukujen osoittamat määrät kivilajeja ja koostumus muuttuu lineaarisesti ollen kerroksen alaosassa jälkimmäisten lukujen mukainen.

LÄHTEET

Christensen, N.I. & Mooney, W.D., 1995. Seismic velocity structure and composition of the Continental Crust: A Global View, *Journal of Geophysical Research,* **100**, No. B7, 0761-9788.

Holbrook, W.S., Mooney, W.D. and Christensen, N.I., 1992. The seismic velocity structure of the deep continental crust. In: D.M. Fountain, R. Arculus and R.W. Kay (editors), Continental Lower Crust, Elsevier, Amsterdam, pp. 1-43.

Kern, H., 1978. The effect of high temperature and high confining pressure on compressional wave velocities in quartz-bearing and quartz-free igneous and metamorphic rocks. *Tectonophysics*, **44**, 185-203.

Kukkonen, I.T., Kinnunen, K.A. & Peltonen, P., 2003. Mantle xenoliths and thick lithosphere in the Fennoscandian Shield. *Physics and Chemistry of Earth*, **28**, 349-360.

Kukkonen, I.T., Heikkinen, P., Ekdahl, E., Hjelt, S.-E., Korja A., Lahtinen, R., Yliniemi, J., Berzin, R. & FIRE Working Group, 2004. FIRE Transects: New images of the crust in the Fennoscandian Shield. In: D.B. Snyder, R. Clowes (Compilers), The 11th International Symposium on Deep Seismic Profiling of the Continents and Their Margins, Programme and Abstracts, Mont-Tremblant, Quebec, Canada, 25 Sept.-1 Oct. 2004. Lithoprobe Report no. 84, p. 65 (abstract).

Luosto, U., 1997. Structure of the Earth's Crust in Fennoscandia as Releved from Refraction and Wide-Angle Reflection Studies, *Geophysica*, **33**(1), 3-16.

Rudnick R. and D. Fountain, 1995. Nature and Composition of the Continental Crust: A Lower Crustal Perspective, *Reviews of Geophysics*, **33**, 267-309.

Ylävaipan sähkönjohtavuuden piirteitä Fennoskandian kilvellä

I. Lahti, T. Korja, P. Kaikkonen, K. Vaittinen ja BEAR Working Group

Oulun yliopisto, Fysikaalisten tieteiden laitos, Geofysiikan osasto, ilkka.lahti@oulu.fi

Abstract

Long period magnetotelluric (MT) and geomagnetic depth sounding data (GDS) have been acquired on the Fennoscandian Shield under the framework of the Baltic Electromagnetic Array Research (BEAR). The field campaign was carried out in the summer of 1998 when variations of the natural electromagnetic field were recorded simultaneously at 46 MT and 20 GDS stations. The key targets of the project are to investigate the electrical properties of the upper mantle and to determine the depth to the lithosphere-asthenosphere boundary in the Fennoscandian craton.

The decomposition analysis of the long period (T > 3000 s) MT impedance tensors yields a set of smoothly varying electrical conductivity strike directions. Yet strike angles vary significantly in the scale of the BEAR array and have abrupt regional changes in some areas. The spatial behaviour of strike angles cannot be connected with large-scale crustal geological units. Moreover, strong variation of strike azimuths over the BEAR array convincingly shows that the strike angles cannot be associated with present day plate motion or mantle convection, because that would require a consistent strike azimuth over the whole array. Observed long period strike angles indicate mainly upper mantle 2-D and 3-D structures or frozen in anisotropy induced by several Palaeoproterozoic and Archaean events.

The dimensionality analysis of the BEAR data shows that in the northeastern part of the array the regional conductivity structure is approximately one-dimensional. One-dimensional inversion of selected data from the western Lapland-Kola Domain reveals a conducting layer in the middle crust. An increase of conductivity is required also at depths greater than 170 km providing a minimum estimate of the lithosphere thickness beneath the target area. Partial melts or dissolved water in olivine are most plausible sources for increased conductivity at such depths.

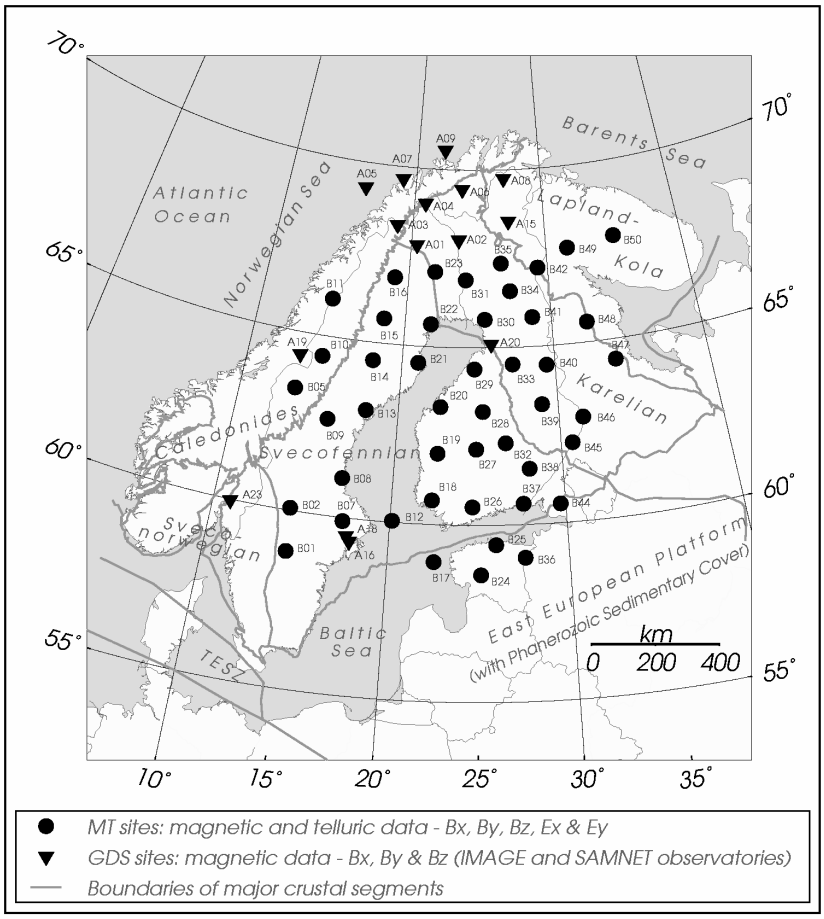
1. JOHDANTO

Magnetotelluurisella luotauksella saadaan tietoa maan kuoren ja ylävaipan sähkönjohtavuusrakenteesta. Fennoskandian kilvellä suoritettiin 1998 laaja magnetotelluurinen verkkomittaus (BEAR = Baltic Electromagnetic Array Research, esim. Korja ja BEAR Working Group, 2000), jonka tarkoituksena on selvittää litosfäärin syvien osien sähkönjohtavuusrakennetta (Kuva 1).

Mittaamalla homogeenisen sähkömagneettisen kentän horisontaalikomponentit maan pinnalla saadaan kvasistaattisessa tilanteessa komponenttien välille seuraavat taajuustason lineaariset yhteydet (Vozoff, 1991).

$$E_x(\omega) = Z_{xx}(\omega)H_x(\omega) + Z_{xy}(\omega)H_y(\omega)$$
$$E_y(\omega) = Z_{yx}(\omega)H_x(\omega) + Z_{yy}(\omega)H_y(\omega)\text{,} \qquad (1)$$

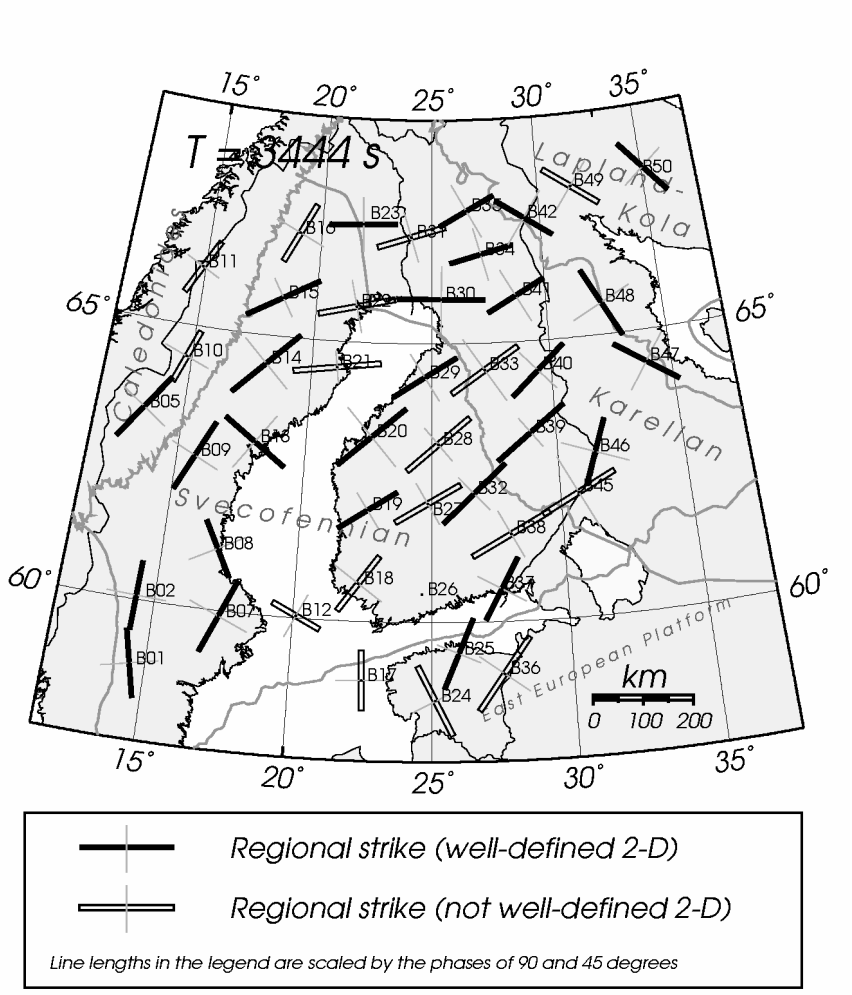
missä esim. Z_{xx} on kompleksinen siirtofunktio (impedanssi) mitatun E_x:n ja H_x:n välillä. Impedanssin arvo riippuu luotauspisteen alla olevasta sähkönjohtavuusrakenteesta mikäli indusoiva primäärikenttä on tasoaalto. Usein siirtofunktio ilmaistaan näennäisen ominaisvastuksen ja vaihekulman avulla, jotka ovat fysikaaliselta kannalta helpommin tulkittavissa olevia suureita.



Kuva 1. BEAR-verkko ja kuoren päälohkot Fennoskandian kilvellä. Kuoren lohkojen rajat ovat Gorbatschev ja Bogdanovan (1993) mukaan. Lyhenne TESZ on ”Trans-European Suture Zone”.

2. GEOSÄHKÖINEN SUUNTAUS JA SEN GEOLOGIS-TEKTONINEN MERKITYS

Kuvassa 2 on esitetty aineistosta laskettu ylävaipan geosähköinen suuntautuneisuus. Kuvan viivat on skaalattu impedanssin vaiheen arvoilla ja maksimivaiheen suunta on merkitty paksulla viivalla. Bahr ja Simpson (2002) tulkitsivat verkon keskiosan stabiilin N50°E suuntautuneisuuden ylävaipan oliviinin anisotropiaksi litosfäärin alapuolella n. 180 km syvyydellä. Heidän mukaansa anisotropia kuvaa joko litosfäärin alapuolen tämänhetkistä konvektiota tai viivästyneesti (viive > 10^7 vuotta) ylävaipan virtausta ennemmin kuin laatan nykyistä liikesuuntaa. Tämä tulos perustuu aikaisempiin seismisiin tulkintoihin litosfäärin paksuudesta (Suhadolc *et al.*, 1990).



Kuva 2. Ylävaipan geosähköinen suuntaus Fennoskandian kilvellä periodilla 3444 s (Lahti *et al.*, 2005). Periodi vastaa tutkimussyvyyttä 150 – 250 km.

Aineiston analysointi (Lahti *et al.*, 2005) osoittaa että ylävaipan geosähköinen suuntautuneisuus/anisotropia vaihtelee paljon koko verkon alueella, joten havainnot eivät heijasta nykyistä tai viivästyneesti litosfäärilaatan liikettä tai ylävaipan virtausta. Me tulkitsemme tuloksen kuvaavan joko ylävaipan laajempaa kolmiulotteista makroskooppista rakennetta ja/tai ylävaipan mikro-anisotropiaa, joka on syntynyt arkeeisella ja proterotsooisella ajalla.

3. YLÄVAIPAN SÄHKÖNJOHTAVUUSRAKENNE POHJOIS-SUOMESSA JA MAHDOLLISET JOHTAVUUSMEKANISMIT

Luotauspisteellä B42 impedanssin vaiheet osoittautuivat samansuuruisiksi kaikissa mittaussuunnissa lähes kaikilla mittausperiodeilla. Tämä tilanne syntyy kun sähkönjohtavuusrakenne on yksiulotteinen ja isotrooppinen (kerroksellinen). Kuvassa 3 on esitetty kaksi kerrosmallia. Vasemmalla oleva ”pehmeä malli” on saatu ns. Occam inversiosta ja oikealla oleva viisikerrosmalli käyttämällä SVD-hajotelmaan perustuvaa linearisoitua inversiota (Pirttijärvi, 2003). Kerrosmallien pääpiirteet ovat: (i) Johtava kerros, jonka ominaisvastus on ~ 50 Ωm ja paksuus ~ 14 km (konduktanssi ~ 280 S) havaitaan kuoren

keskiosissa. Kerroksen ylä- ja alapinnan syvyydet ovat 20 km ja 34 km. (ii) Paksu (~ 132 km) ja eristävä ylävaipan kerros ja (iii) sähkönjohtavuuden kasvu havaitaan syvyydellä 170 km.

Ylävaipan mahdollisia johteita ovat grafiitti, osittain sula kiviaines tai kuivaan oliviiniin liuennut vety. Kuvassa 4 on esitetty lasketut sähkönjohtavuuden kerrosmallit sekä grafiitti-timanttifaasin muutos, laboratoriossa määritetty kuivan oliviinin ominaisvastus sekä Fennoskandian kilvelle määritettyjä geotermejä. Kuvan 4 mukaan ylävaipan johdekerros havaitaan syvyyksillä, joilla grafiitti on muuttunut timantiksi, joka ei ole hyvin sähköä johtavaa materiaalia. Toisaalta viimeaikaiset seismiset (Sandoval *et al.*, 2004) ja lämpövuotutkimukset (Kukkonen ja Peltonen, 1999) eivät tue osittain sulan materiaalin olemassaoloa Fennoskandian keskiosien alueella. Todennäköisimmäksi vaihtoehdoksi jää vesi (oliviiniin liuennut vety H^+). Havaitut ylävaipan ominaisvastuksen arvot syvyydellä 170 km edellyttäisivät että yli 1000 ppm vetyä olisi liuennut kuivaan oliviiniin (Karato, 1990).

LÄHTEET

Bahr, K. and Simpson, F., 2002. Electrical anisotropy below slow- and fast-moving plates: Paleoflow in the upper mantle ? *Science*, 295, 1270 – 1272.

Gorbatschev, R. and Bogdanova, S., 1993. Frontiers in the Baltic Shield. *Precambrian Res.*, 64, 3-21.

Kaikkonen, P., Moisio, K. and Heeremans, M., 2000. Thermomechanical lithospheric structure of the central Fennoscandian Shield. *Phys. Earth planet. Inter*, 119, 217-242.

Karato, S., 1990. The role of hydrogen in the electrical conductivity of the upper mantle. *Nature*, 347,272-273.

Kennedy, C.S. and Kennedy, G.C., 1976. The equilibrium boundary between graphite and diamond. *J. Geophys. Res.*, 81, 2467 – 2470.

Korja, T. and the BEAR Working Group, 2000. The structure of the crust and upper mantle in Fennoscandia as imaged by electromagnetic waves. Pp. 25-34 in L. Pesonen, A. Korja and S.-E. Hjelt (Eds.) Lithosphere 2000. Program and extend abstracts. Institute of Seismology, University of Helsinki, Helsinki, Finland, Report S-41, 179 pp.

Kukkonen, I. and Peltonen, P., 1999. Xenolith-controlled geotherm for the central Fennoscandian Shield : implications for lithosphere-astenosphere relations. *Tectonophysics*, 304 , 301-315.

Lahti, I., Korja, T., Kaikkonen, P., Vaittinen, K. and BEAR Working Group, 2005. Decomposition analysis of the BEAR magnetotelluric data: Implications for the upper mantle conductivity in the Fennoscandian Shield. *Geophys. J. Int. (accepted)*.

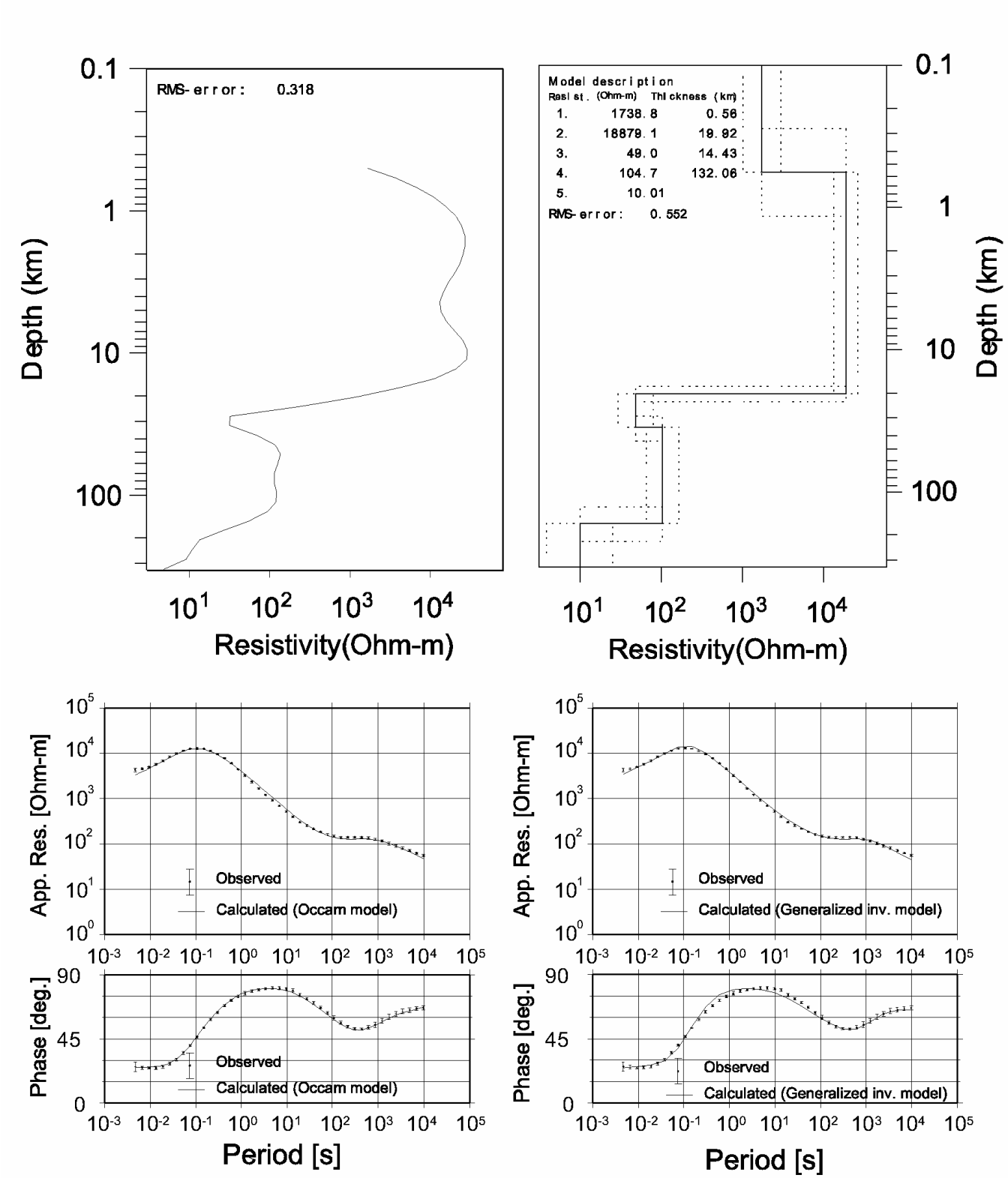
Pirttijärvi, M., 2003. Numerical modelling and inversion of geophysical electromagnetic measurements using a thin plate model. Ph.D. thesis. Acta Univ. Oul., A403.

Sandoval. S., Kissling, E., Ansorge, J. and the SVEKALAPKO seismic tomography working group, 2004. High-resolution body wave tomography beneath the SVEKALAKO array – II. Anomalous upper mantle structure beneath the central Baltic Shield. *Geophys. J. Int.*, 157, 200 – 214.

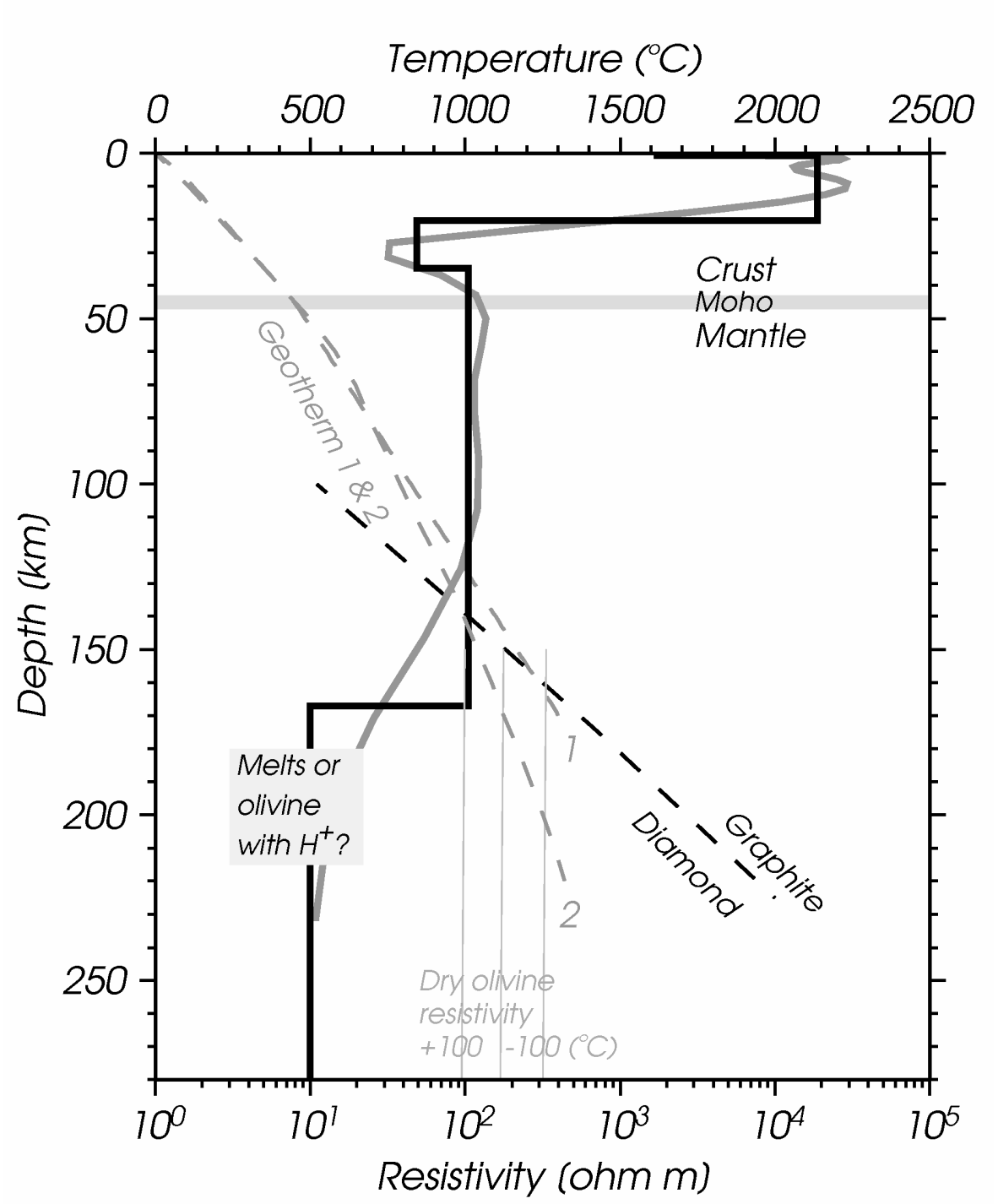
Suhadolc, P., Panza, G.F. and Mueller, S., 1990. Physical properties of the lithosphere-asthenosphere system in Europe, *Tectonophysics*, 176, 123-135.

Vozoff, K., 1991. The magnetotelluric method. In: Electromagnetic methods in applied geophysics. Nabighian, M.N. (ed). Volume 2. Part B. Society of Exploration Geophysicists, 641-711.

Xu, Y., Shankland, T.J., Duba, A.G., 2000. Pressure effect on electrical conductivity of mantle olivine. *Phys. Earth planet. Inter.*, 118, 149-161.



Kuva 3. Yksiulotteiset kerrosmallit luotauspisteen B42 alapuolelta (Lahti *et al.*, 2005). Vasemmalla on esitetty pehmeä malli ja oikealla viisikerrosmalli 95% luottamusrajojen kanssa samasta aineistosta. Kuvan alaosassa on esitetty mittausaineiston mallin tuottaman aineiston sopivuus. RMS sovitusvirheet ovat 0.318 ja 0.552 pehmeälle ja viisikerrosmallille.



Kuva 4. Lasketut kerrosmallit ja mahdolliset sähkönjohtavuusmekanismit ylävaipassa (Lahti *et al.*, 2005) . Grafiitti – timantti muutosvyöhyke on julkaisusta Kennedy ja Kennedy (1976). Laboratoriossa määritetyt kuivan oliviinin ominaisvastuksen arvot ylävaipassa ovat Xu *et al.* (2000) mukaan. Kuvassa on esitetty kuivan oliviinin ominaisvastus jos oletettu lämpötila vaihtelee ±100 °C. Geotermi 1 (Kaikkonen *et al.*, 2000) on laskettu yksiulotteisesta geotermimallista luotauspisteen B42 lähettyville. Geotermi 2 (Kukkonen ja Peltonen, 1999) on laskettu kaksiulotteisesta mallista itäiselle Fennoskandian kilvelle (Keski-Suomen alue).

Magnetosfäärin pyrstön rekonnektioalue MHD-simulaatiossa

T. V. Laitinen[1], T. I. Pulkkinen[2], M. Palmroth[2], P. Janhunen[2] ja H. E. J. Koskinen[1,2]

[1] Helsingin yliopiston fysikaalisten tieteiden laitos, tiera.laitinen@helsinki.fi
[2] Ilmatieteen laitoksen avaruuden ja yläilmakehän tutkimus

Abstract

We use the Gumics-4 global magnetohydrodynamic simulation to study a magnetic reconnection process occurring between the tail lobes of the terrestrial magnetosphere. We find that in the simulation, tail reconnection is a central feature of the energy circulation but nevertheless a secondary process, being directly driven by the energy input from the magnetopause.

1. JOHDANTO

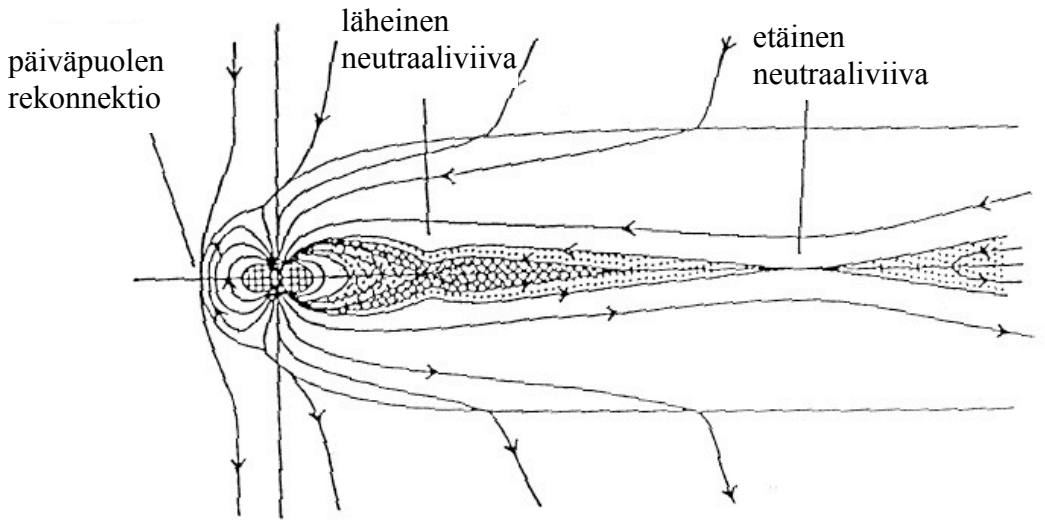
Ihmiskunta kurkottautuu avaruuteen. Satelliitit välittävät merkittävän osan maailman viestiliikenteestä, ohjaavat laivojen ja maantieliikenteen kulkua ja tarkkailevat niin säätä kuin säätiedotuksia seuraavaa maanviljelijääkin. Miehitetyt lennot kiertoradalle ovat arkipäivää, ja uusista matkoista Kuuhun sekä Marsiin unelmoidaan. Jatkuvasti lisääntyvä avaruustoiminta on tuonut lähiavaruutemme ilmiöille tieteellisen mielenkiinnon ohella vahvaa käytännön merkitystä. Magneettikehän plasmojen keskellä joutuvat selviytymään niin astronautit kuin sijoittajien kalliit satelliititkin. Näiden suojelua auttaisi merkittävästi, jos suurienergiaisten hiukkasten ryöpyt ja muut vaaralliset ilmiöt pystyttäisiin ennustamaan luotettavasti parin päivän tai edes parin tunnin varoitusajalla. Tähän tarvitaan aurinkotuulen, magnetosfäärin ja ionosfäärin muodostaman plasmasysteemin perusteellista ymmärtämistä.

Magnetosfäärin rakenteesta ja sen dynamiikan peruslinjoista pystyttiin koostamaan varsin kattava yleiskuva satelliittihavaintojen avulla viime vuosisadan loppupuolella. Vaikka satelliiteilla on edelleen ohittamaton merkityksensä ainoina suoran in situ -havaintotiedon lähteinä, tutkimuksen eteneminen on vaatinut käyttöönsä myös uusia välineitä. Kokonaiskuvan rakentaminen laajoilla alueilla avaruudessa muutaman tunnin aikaskaalassa etenevistä monimutkaisista dynaamisista prosesseista ei onnistu vain muutaman jokseenkin satunnaisissa paikoissa tapahtuvan pistemittauksen avulla. Tässä tehtävässä täyslaajuiset simulaatiot ovat verraton apu, sillä ne mallintavat koko vuorovaikutussysteemiä itsekonsistentisti ja tarvitsevat ulkoiseksi reunaehdoksi vain tiedot aurinkotuulen ominaisuuksista. Niiden plasmafysikaalisena perustana on magnetohydrodynamiikka (MHD) eli sähkömagneettisilla ilmiöillä täydennetty hydrodynamiikka, sillä tietokoneiden laskenta- ja muistikapasiteetti eivät toistaiseksi salli koko magnetosfäärin tarkempaa mallinnusta esimerkiksi kineettisen kuvailun avulla. MHD:n tuottama kuva vahvasti epätermisiä hiukkaspopulaatioita sisältävistä rajakerroksista ja sisämagnetosfääristä on puutteellinen, eivätkä simulaatiot mallinna oikein esimerkiksi rengasvirtaa tai plasmasfääriä. Toisaalta MHD kuvaa erittäin hyvin aurinkotuulen ja ulomman magnetosfäärin plasmoja, ja nykyiset

simulaatiot mallintavat magnetosfäärin dynamiikan pääpiirteet varsin hyvin havaintojen kanssa yhteensopivalla tavalla.
Ilmatieteen laitoksessa on kehitetty Euroopan ainoa täyslaajuinen magnetosfääri–ionosfääri-simulaatio Gumics-4 (Janhunen 1996). Siinä magnetohydrodynaaminen magnetosfääriosa on kytketty sähköstaattisesti mallinnettuun ionosfääriin. Magnetosfääriosa käyttää edistyksellistä puoliautomaattisesti mukautuvaa hilaa, joka kohdentaa parhaan erottelukyvyn mielenkiintoisimpiin ja hienorakenteisimpiin alueisiin. Sen sisäreuna on 3,7 Maan säteen etäisyydellä Maan keskipisteestä, ja sieltä kentänsuuntaiset sähkövirrat sekä elektronisadanta kuvataan ionosfääriin Maan dipolikentän kenttäviivoja pitkin. Ionosfäärissä mallinnetaan ensin johtavuus, jonka avulla lasketaan sähkövirrat ja sähköstaattinen potentiaali. Tässä tutkimuksessa selvitämme rekonnektioksi kutsutun ilmiön osuutta Gumicsin magnetosfäärin pyrstössä.

2. REKONNEKTIO MAGNETOSFÄÄRISSÄ

Magneettinen rekonnektio on kenttäviivojen uudelleen kytkeytymisestä aiheutuvaa magneettikentän topologian muuttumista, joka tyypillisesti tapahtuu kahden erisuuntaisen magneettikentän välisellä virtalevyllä. Rekonnektiosta on mielekästä puhua vain plasmaympäristössä, jossa magneettikenttä on ”jäätynyt kiinni” plasmaan; magneettikehä on juuri tällainen ympäristö. Kenttäviivojen uudelleen kytkeytyminen on tämän jäätymisehdon rikkoutumista. Lisäksi rekonnektioprosessin kokonaisuuteen saattaa kuulua esimerkiksi diffuusioalueeseen rajoittuvia sokkirintamia. Rekonnektiolla on kaksi avaruusplasmaympäristöissä hyvin merkittävää vaikutusta: ensinnäkin se avaa yhteyden kahden magneettisen alueen välille ja päästää plasmaa virtaamaan alueesta toiseen, ja toiseksi se vapauttaa magneettikenttään varastoitunutta energiaa plasman mekaaniseksi energiaksi.



Kuva 1. Magnetosfäärin rekonnektioalueet

Magneettikehässä puolestaan on kaksi tärkeää rekonnektioseutua, magnetopausi ja pyrstölohkojen välinen virtalevy. Magnetopausilla rekonnektion nopeus ja tarkempi sijainti riippuvat aurinkotuulen magneettikentän suunnasta, joka vaihtelee melko satunnaisesti. Sen ollessa eteläinen rekonnektio on voimakkainta ja tapahtuu magnetopausin nokalla. Silloin aurinkotuulen plasma pääsee parhaiten virtaamaan magnetosfääriin, mikä voimistaa

magnetosfäärin sisäistä virtauskiertoa ja magneettisen energian kertymistä pyrstöön. Kasaantunutta magneettivuota ja energiaa vapauttaa pyrstölohkojen välissä tapahtuva rekonnektio. Heikkoa rekonnektiota tapahtunee jokseenkin jatkuvasti kaukana pyrstössä, *etäisellä neutraaliviivalla* 100–200 Maan säteen etäisyydellä, mutta jos energiansyöttö aurinkotuulesta on voimakasta, kaukainen pyrstörekonnektio ei ehdi purkaa virtauskierron mukana pyrstöön kertyvää magneettivuota. Energian varastoituminen johtaa lopulta alimyrskyn käynnistymiseen.

Alimyrsky on magnetosfäärin dynamiikan perusprosessi, joka havaitaan Maan pinnalla revontulina ja magneettisina häiriöinä. Alimyrskyyn liittyy keskeisesti pyrstössä lähellä Maata, 20–30 Maan säteen etäisyydellä, syntyvä suhteellisen lyhytkestoinen rekonnektio. Sen alkamista *läheisen neutraaliviivan* muodostuessa pidetään nykyään alimyrskyn käynnistymisen todennäköisimpänä syynä, joskaan tästä ei ole kiistatonta näyttöä. Joka tapauksessa rekonnektiota tarvitaan pyrstöön kertyneen magneettivuon ylimäärän purkamiseen, ja muuntaessaan magneettista energiaa plasman mekaaniseksi energiaksi rekonnektio on tärkeä alimyrskyn moottori (esim. Baker *ym*. 1996).

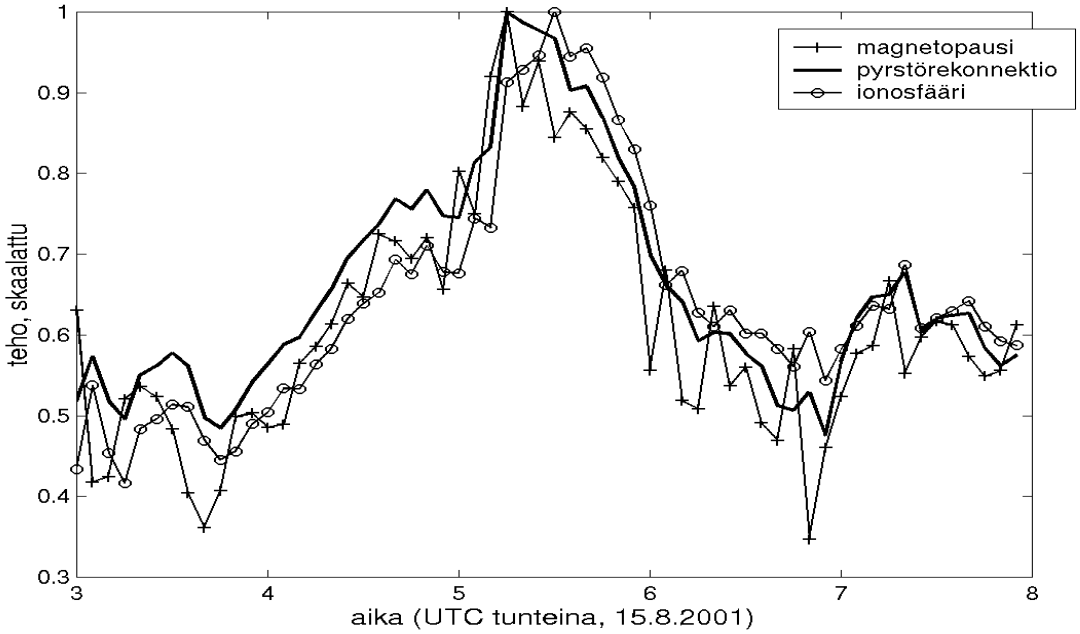
3. LÄHEISEN NEUTRAALIVIIVAN ALUE GUMICS-SIMULAATIOSSA

Rekonnektion tunnistaminen simulaatiotuloksista ei ole triviaalia, koska se on laajan mittakaavan monivaikutuksinen prosessi, jota mikään yksittäinen suure ei tyhjentävästi kuvaa. Me ryhdyimme etsimään sitä magneettikentän geometrian avulla. Magnetosfäärin pyrstössä tähän tarjoaa hyvän lähtökohdan pyrstölohkojen välisen virtalevyn paikantaminen. Aluksi haemme siis pinnan, jolla magneettikentän pyrstön suuntaisen komponentin merkki vaihtuu. Tältä pinnalta etsimme seuraavaksi magneettikentän normaalikomponentin merkinvaihdoksen. Näin löydetty viiva on rekonnektiogeometriassa keskeinen x-viiva. Sellaisen olemassaolo ei kuitenkaan yksinään riitä todisteeksi rekonnektiosta.

X-viivan kulkua noudattelee simulaatiotuloksissamme plasmanjakaja, viiva, jolla pyrstölohkoista virtalevylle tuleva plasma jakautuu kahdeksi vastakkaissuuntaiseksi virtaukseksi: kohti Maata ja pyrstöön päin. Se on toinen tärkeä rekonnektion tunnusmerkki. Kolmas löytyy tutkimalla virrantiheyden käyttäytymistä: se osoittaa, että virtalevy on kyseisessä alueessa voimakkaasti ohentunut. Neljäs todiste ovat plasman nopeat ulosvirtaukset. Nämä ovat perinteisiä rekonnektion tunnusmerkkejä, joiden avulla sitä on paikallisettu satelliittihavaintojenkin avulla (esim. Nagai ym. 1998). Simulaatiossa on lisäksi mahdollista mitata suoraan rekonnektion energianmuuntotehoa laskemalla Poyntingin vektorin divergenssi. X-viivan ja plasmanjakajan sisältävä ohentuneen virtalevyn alue osoittautuukin vahvaksi Poyntingin vuon nieluksi. Kaikki tässä luetellut piirteet yhdessä osoittavat, että Gumicsissa ilmenee selvästi rekonnektioksi tunnistettava prosessi.

Rekonnektion mittaamisen perustaksi otamme sen energianmuunto-ominaisuuden. Laskemme rekonnektioalueeseen menevän Poyntingin vuon nettomäärän, jolloin tuloksena on teho, jolla rekonnektio hävittää sähkömagneettista energiaa. Pyrstörekonnektio osoittautuu varsin merkittäväksi tekijäksi simuloidun magnetosfäärimme energiataloudessa: tyypillisen alimyrskyn aikana rekonnektioteho on yhden terawatin suuruusluokkaa, mikä on noin puolet kaikesta magnetosfääriin magnetopausin läpi samaan aikaan tulevasta energiasta. Näiden kahden tehon aikakehitystä on verrattu kuvassa 2. Siinä on lisäksi mukana ionosfäärissä dissipoituva teho, joka koostuu Joulen lämmityksestä sekä elektronisadannasta. Kaikki kolme

käyrää ovat hyvin samanmuotoiset, ja tapahtumien aikajärjestys on odotusten mukainen: muutokset näkyvät ensin magnetopausilla, sitten pyrstössä ja ionosfäärissä.



Kuva 2. Aurinkotuulesta magnetopausin läpi magnetosfääriin tuleva, pyrstörekonnektion muuntama sekä ionosfäärin kuluttama teho ajan funktiona 15.8.2001 tapahtuneen heikohkon alimyrskyn aikana Gumicsin mukaan. Käyrät on skaalattu, ja niiden todelliset maksimitasot ovat: magnetopausi 1,7 TW, rekonnektio 0,74 TW, ionosfääri 20 GW.

Gumics tuottaa siis selvästi pyrstön Maan-läheiseksi rekonnektioksi tunnistettavan ilmiön, joka on keskeinen tekijä magnetosfäärin energiavirtauksissa. Se on kuitenkin täysin passiivinen ilmiö siinä mielessä, että sen voimakkuus on suoraan verrannollinen magnetopausilta tulevaan energiansyöttöön. Simulaatio ei siis tuota sellaista ”lataa ja laukaise” -sykliä, jollaisesta oikeassa magnetosfäärissä on havaittu selviä merkkejä. Tämä johtunee käytetystä ideaali-MHD-aproksimaatiosta, jonka tuottama rekonnektio on heikkoa verrattuna moniin muihin numeerisiin menetelmiin (Birn ym. 2001). Simulaatiotuloksemme tukevat kuitenkin osaltaan teorioita rekonnektion merkittävästä osuudesta magnetosfäärin dynamiikassa, ja kertovat niin magnetohydrodynamiikan mahdollisuuksista kuin sen rajoituksistakin.

LÄHTEET

Baker, D. N., T. I. Pulkkinen, V. Angelopoulos, W. Baumjohann, R. L. McPherron, 1996. Neutral line model of substorms: Past results and present view. *J. Geophys. Res*., **101**, 12 975–13 010.

Birn, J. **ym**., 2001. Geospace Environmental Modeling (GEM) Magnetic Reconnection Challenge. *J. Geophys. Res*., **106**, 3715–3719.

Janhunen, P., 1996. GUMICS-3 – a global ionosphere-magnetosphere coupling simulation with high ionospheric resolution. *Proc. Environmental Modelling for Space-Based Applications, 18-20 Sept. 1996 (ESTEC, ESA SP-392)*.

Nagai, T. **ym**., 1998. Structure and dynamics of magnetic reconnection for substorm onsets with Geotail observations, *J. Geophys. Res*., **103**, 4419.

Liikkuvatko kalliokiintopisteet – tapaus Metsähovi

Pekka Lehmuskoski, Paavo Rouhiainen, Veikko Saaranen, Mikko Takalo ja Heikki Virtanen

Geodeettinen laitos

Abstract

Observations at the Metsähovi levelling test field at the sub-interval M4-M5 have been carried out since June 2003 every month. The interval consists of 10 bench marks fastened in the bedrock. Two successive bench marks have been found to move three millimetres compared to the others. There exists a strong correlation between the temperature of the bedrock and the height difference of these two bench marks. In addition, no horizontal movements have been found.

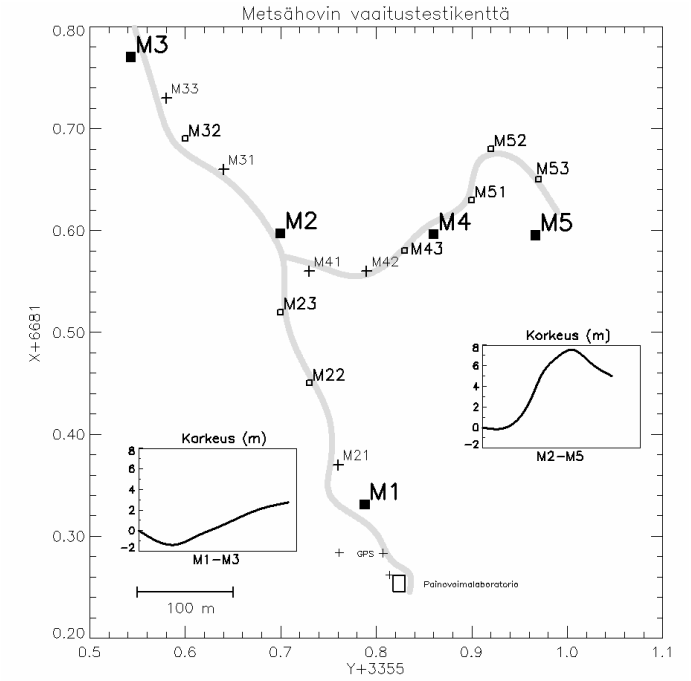
1. JOHDANTO

Suomessa peruskalliota on pidetty vakaimpana alustana sekä taso- että korkeuskiintopisteille. Esimerkiksi kansallisen tarkkavaaitusverkon kiintopisteet on perustettu kalliolle aina, kun sitä vain on löytynyt. Perättäisten tarkkavaaitusten vertailu kiintopisteväleittäin on tukenut tätä käsitystä kalliopisteiden luotettavuudesta, mutta myös epäilyttäviä tapauksia on löytynyt (Lehmuskoski 1996).

Yrjö Väisälä havaitsi 1960-luvulla merkittäviä kalliokiintopisteiden vaakaliikkeitä Tuorlan observatoriossa (Väisälä 1967). Interferenssiperusviivan kallioon kiinnitettyjen perusviiva-pilarien vuotuinen liike, 0.5 mm 24 m:n matkalla, oli säännöllistä ja Väisälän mukaan se oli selvästi riippuvainen ilman lämpötilan kuukausikeskiarvosta.

Geodeettinen laitos siirtyi vuonna 2001 tarkkavaaituksen kenttätöissä digitaalivaaitus-tekniikkaan ja hankki tätä varten kolme Zeiss DiNi12 digitaalivaaituskojetta. Näiden mittausominaisuuksien ja -tarkkuuden tutkimista varten maasto-olosuhteissa perustettiin Metsähovin vaaitustestikenttä vuonna 2000. Sen oletettiin olevan hyvin stabiili, koska valtaosa kiintopisteistä oli kalliossa (Takalo *et al*, 2001). Kuitenkin testikentän mittaukset 2000-2002 paljastivat verrattaessa eri aikoina tehtyjä mittauksia toisiinsa, että erään kalliokiintopisteen korkeus muuttui mittausepävarmuuteen nähden merkittävästi ja että pisteen vertikaaliliike oli riippuvainen mittausta edeltävän ajanjakson keskimääräisestä ilman lämpötilasta (Lehmuskoski *et al*., 2003). Tästä syystä tutkimuksen painopiste vaihdettiin kesäkuussa 2003 vaaituskojeiden tarkkuustutkimuksesta kalliopisteiden stabiilisuustutki-mukseksi. Tässä kirjoituksessa on tarkasteltu kalliopisteiden ajallista liikettä, pyritty rajaamaan liikkuvan kallion alue ja löytämään selitys korkeuden vaihtelulle.

2. METSÄHOVIN VAAITUSTESTIKENTTÄ

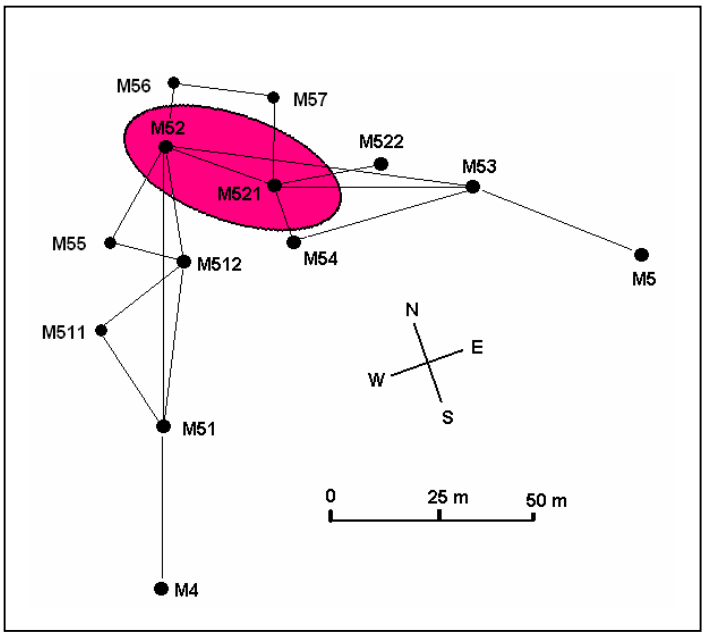


Kuva 1. Alkuperäinen Metsähovin vaaitustestikenttä. ■ = kiintopiste kalliossa, □ = apukiintopiste kalliossa, + = apukiintopiste maakivessä tai perustuksessa. Koordinaatit (km) ovat KKJ:ssä.

Testikenttä sijaitsee Metsähovin tutkimusaseman läheisyydessä Kirkkonummella. (Takalo *et al.* 2001). Kenttä käsitti alunperin seuraavat 17 kiintopistettä: peruskiintopisteet, 5 kalliopistettä M1...M5, muodostavat 4 kiintopisteväliä jakautuen kolmeen haaraan (kuva 1). Kullakin kiintopistevälillä on kolme apukiintopistettä, esim. M21 ja M22. Apupisteistä 7 on kalliossa, 4 maakivessä ja 1 betonialustassa. Testikentän kokonaispituus on 0.98 km ja sen korkeusprofiili on esitetty kuvassa 1. Vaaituskulkutiet pisteiden välillä ovat pääosin sora- ja hiekkateitä ja maisema vaaitusreitin ympärillä vaihtelee kuusi- ja mäntymetsästä lähes puuttomaan maisemaan. Keväällä 2003, kun M52:n oli todettu liikkuneen vertikaalisuunnassa muihin kalliopisteisiin nähden, sen lähistölle perustettiin neljä uutta kalliopistettä (kuva 2). Tässä tutkimuksessa tarkastelemme ainoastaan pisteväliä M4-M5, jonka kaikki pisteet ovat kalliossa. Vaakaliikkeiden tutkimista varten asetettiin alueelle kallioon keväällä 2004 neljä kiintopistettä

3. MITTAUKSET

Testikentän tarkkavaaitukset on suoritettu digitaalisella vaaituskojeella Zeiss DiNi12 ja alumiinikehikkoisilla Nedo-invarlattoilla, joissa on viivakoodiasteikko. Lattakorjauksia varten ilman lämpötila ja refraktiokorjauksia varten sen lämpötilaero 2.5 metrin ja 0.5 metrin välillä maanpinnasta mitattiin automaattisesti rekisteröivällä lämpömittarilla Fluke 54 II yhden minuutin välein. Mittari oli vaaituksen aikana kiintopisteen M52 läheisyydessä, jossa mitattiin myös kallion lämpötila 40 cm syvyisestä porareijästä. Etäisyydet vaaituskojeesta taka- ja etulattaan mitattiin yhtä pitkiksi kahden desimetrin tarkkuudella.



Kuva 2. Metsähovin vaaitustestikentän väli M4-M5 ja sen pisteistö huhtikuussa 2005. Eniten liikkuvien pisteiden arvioitu kriittinen alue on kuvassa rajattu. Pisteillä M55, M56 ja M57 on tehty vasta yksi vaaitus.

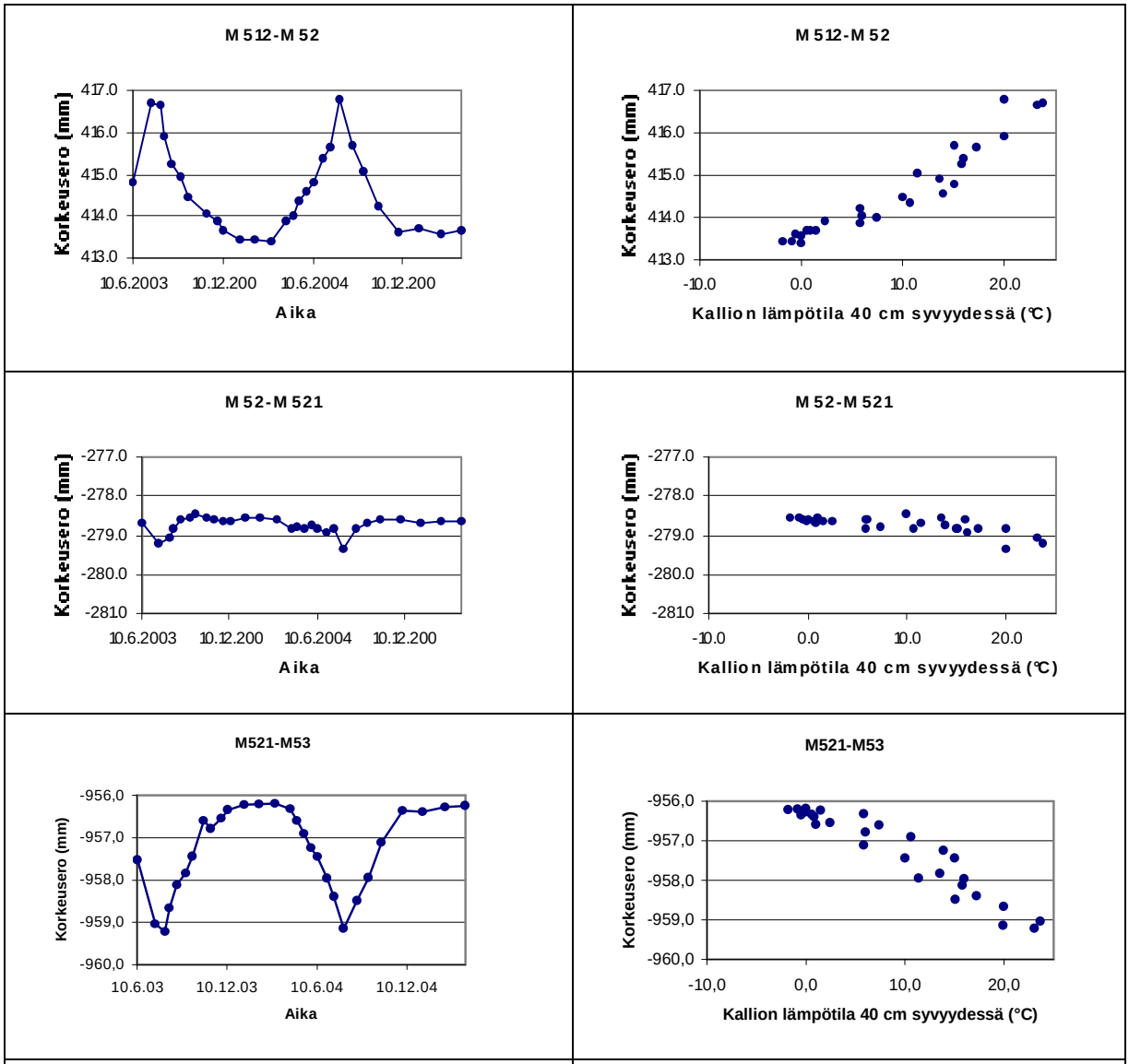
Vaaitushavainnot suoritettiin tarkkavaaituksen mittausmenetelmää noudattaen mittausepävarmuuden ollessa 0.1 mm. Laskennassa havaintoihin liitettiin seuraavat korjaukset: refraktiokorjaus Kukkamäen kaavalla (Hytönen 1967), lattakorjaus (Takalo 1985), lattaparin nollapistekorjaus, magneettinen korjaus Zeiss Ni002:lle (Kukkamäki ja Lehmuskoski 1984) ja vuoksikorjaus (Heikkinen 1978). Oikean mittakaavan varmistamiseksi latat kalibroitiin ja lattaparin nollapistekorjaus määritettiin Geodeettisen laitoksen pystyasentoisella laserlattakomparaattorilla 3-4 kertaa vuodessa (Takalo 1999).

Testikentän välin M4-M5 mittauksia on suoritettu vuodesta 2003 lähtien kerran kuussa ympäri vuoden. Vaakamittauksia suoritettiin v. 2004 aikana viisi kertaa toukokuun alun ja elokuun lopun välillä tarkkuustakymetrillä Leica TC2003 mittausepävarmuuden vaihdellessa 0.1- 0.3 mm.

4. MITTAUSTULOKSET

Vuoden 2000-2002 harvaan, 2-3 kertaa vuodessa, suoritetut mittaukset olivat jo osoittaneet, että testikentän kalliopisteiden korkeuden vaihtelut olivat pienempiä kuin 0.5 mm paitsi kiintopisteellä M52, jonka vaihtelun suuruus oli lähes 2 mm. Kun kiintopisteistön tiheyttä kriittisellä alueella (kuva 2) lisättiin ja mittauksia alettiin suorittaa kuukausittain ympärivuotisesti, suurimmat kiintopisteiden liikkeet todettiin olevan jopa yli 3 mm (kuva 3) ja liikkeen riippuvuus kallion lämpötilasta oli selvästi havaittavissa (kuva 4). Tilastollisesti on osoitettu, että pisteiden M52 ja M521 korkeuden vaihtelu on mittausepävarmuuteen nähden erittäin merkitsevää (Lehmuskoski et al. 2005).

Horisontaalimittaukset eivät osoittaneet mittausepävarmuus huomioon ottaen (0.1-0.3 mm) kalliopisteiden vaakaliikkeitä kriittisellä alueella.



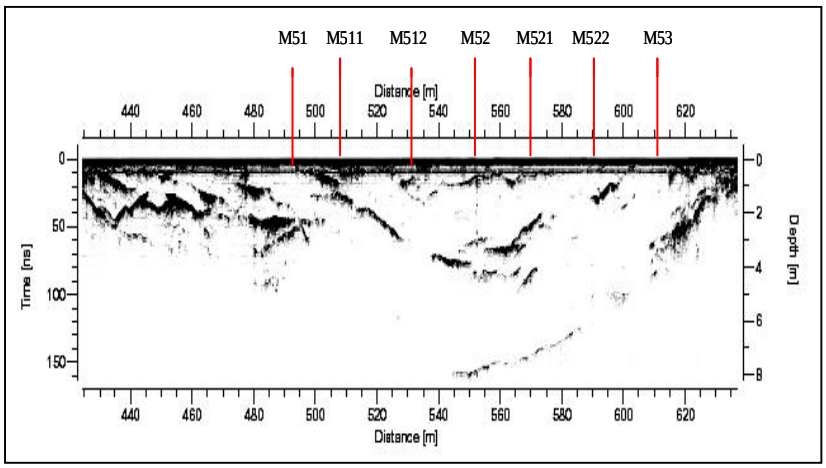
Kuva 3. Kiintopistevälien ajalliset korkeus-eron vaihtelut

Kuva 4. Kiintopistevälien korkeuserojen riippuvuus kallion lämpötilasta

5. KALLIOKIINTOPISTEIDEN LIIKKUMISEN SYYT

Vaaitusrefraktion vaikutus mittaustulokseen mikroilmastollisena ilmiönä ei selitä 3 mm korkeuden muutosta, sillä pisteen M52 ja M521 vaaituksessa tähtäysväli oli 11 m ja korkeusero 0.4 m. Lisäksi refraktion vaikutus on otettu laskennallisesti huomioon mittaustuloksissa.

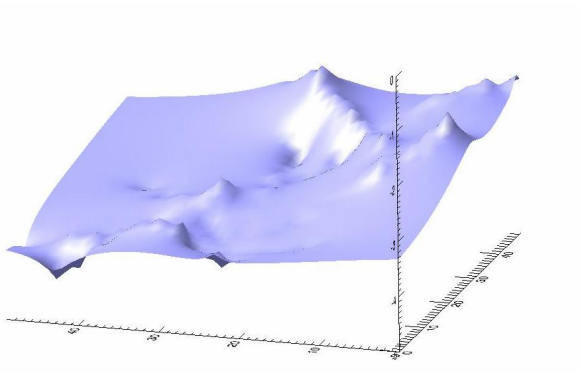
Kalliopisteiden korkeuden vaihtelun syitä selvitettäessä koko vaaitustestikenttä tutkittiin Ramac/GPR maatutkalla (kuva 6) käyttäen 500 Mhz taajuutta. Kuvaa ruhjeista saatiin aina 8 metrin syvyyteen saakka. Testikentän kriittiset kiintopisteet M52 ja M521 näyttävät maan pinnalta katsoen olevan ehjässä kalliossa, mutta samasta kalliosta otetut tutkakuvat kertovat säännöllisen muotoisista ruhjeista (kuva 5), jotka kriittisellä alueella muodostavat yhtenäisen kiilamaisen kallioblokin (kuva 7). Tosin monien muidenkin pisteiden alta löytyi ruhjeita, mutta ei kuitenkaan vertikaaliliikuntoja.



Kuva 5. Maatutkakuva pisteiden M51 ja M53 väliltä. Kuva on luotu Ground Vision ohjelmalla.



Kuva 6. Maatutkamittaus (Kuva T.Hokkanen)



Kuva 7. Kriittisen alueen kallioblokki. Koko 1200-2400 m^3, pituus 30 m ja leveys 20 m.

Yhtenä selityksenä ilmiölle voisi olla se, että kallion palaset (blokit) saattavat laajetessaan kiilata toisiaan ylöspäin tai lämpötilan muutos aiheuttaa muutoksen kallion puristusjännityksessä ja sen vaikutus voi tulla näkyviin kalliopalasten vipumekanismin välityksellä pisteen korkeuden muutoksena.

6. YHTEENVETO

Metsähovin vaaitustestikentän kahden kalliokiintopisteen korkeudet muuttuvat säännöllisesti eri vuodenaikojen mukaan. Pisteiden suhteellinen korkeuden muutos on yli 3 mm mittaustarkkuuden ollessa 0.1 mm. Korkeuden muutokset korreloivat voimakkaasti kallion lämpötilan kanssa. Vaakaliikkeitä ei ole havaittu. Tämän hetkisillä tiedoilla ei kyetä selittämään ilmiön syytä, mutta lisäämällä pisteistöä kriittisellä alueella, jatkamalla säännöllisiä ympärivuotisia mittauksia ja maatutkausta, saattaa tulevaisuudessa selityskin löytyä.

Kiitokset. Tekijät kiittävät Mika Pirttivaaraa ja Tero Hokkasta Teknillisen korkeakoulun Materiaali- ja kalliotekniikan osastolta testikentän maatutkamittausten suorittamisesta ja tulosten käsittelyssä avustamisesta.

LÄHTEET

Heikkinen, M., 1978. On the Tide-Generating Forces. *Publications of the Finnish Geodetic Institute,* **85**.

Hytönen, E., 1967. Measuring of the Refraction in the Second Levelling of Finland. *Publications of the Finnish Geodetic Institute,* **63**.

Lehmuskoski, P. (1996). Active fault line search in Southern and Central Finland with precise levellings. *Reports of the Finnish Geodetic Institute*, **96:5**.

Lehmuskoski, P., P. Rouhiainen, V. Saaranen, M. Takalo and H. Virtanen, 2003. Metsähovin vaaitustestikentän kalliokiintopisteiden liikunnoista. *Maanmittaus* **78:1-2** *(2003).*

Lehmuskoski, P., P. Rouhiainen, V. Saaranen, M. Takalo and H. Virtanen, 2005. Seasonal Change of the Bedrock Elevation at the Metsähovi Levelling Testfield. *Manuscript for Nordic Journal of Surveying and Real Estate Research 2005.*

Takalo, M., 1985. Horizontal-Vertical Laser Rod Comparator. *Reports of the Finnish Geodetic Institute,* **85:2**.

Takalo, M., 1999. Verification of Automated Calibration of Precise Levelling Rods in Finland. *Reports of the Finnish Geodetic Institute,* **99:7**.

Takalo, M., P. Rouhiainen, P. Lehmuskoski and V. Saaranen, 2001. On calibration of Zeiss DiNi12. *FIG Working Week 2001, Proceedings.*

Väisälä, Y. (1967). Experiences sur la Base D'essai Interferentielle A Turku-Tuorla. *Annales Academiae Scientiarum Fennicae. Series A VI Physica,* **248**.

Supraglasiaalisen Suvivesi–järven elinkaari Antarktikassa

M. Leppäranta ja O.-P. Mattila

Geofysiikan osasto, Helsingin yliopisto
matti.lepparanta@helsinki.fi, olli-pekka.mattila@helsinki.fi

Abstract

The life cycle of Lake Suvivesi, Antarctica. – Supraglacial lakes form in Antarctic blue ice regions from the penetration of the solar radiation into the ice. Their depth is around one meter at maximum, and due to the long-wave radiation loss at the surface these lakes possess a thin ice cover. A particular supraglacial lake, Suvivesi, was mapped for its structure and radiation budget in austral summer 2004/2005 at Basen nunatak, Dronning Maud Land.

1. JOHDANTO

Lumen ja jään valtaosaltaan peittämällä Etelämantereella on järviä. Pohjoisessa lähempänä mantereen reunaa löytyy makeavetisiä ja suolaisia maaperän painanteisiin muodostuneita tavanmukaisia järviä, kun taas jäätiköissä on syväjärviä sekä pintajärviä eli supraglasiaalisia järviä. Viimeksi mainittuun ryhmään kuuluu Suvivesi-järvi, joka sijaitsee Basen-nunatakin juurella lähellä kyseisellä nunatakilla olevaa Suomen Aboa-tutkimusasemaa Kuningatar Maudin maalla.

Supraglasiaalisia järviä esiintyy ns. sinisen jään alueilla, alueilla, jossa lumi ei akkumuloida ja siksi pinta pysyy paljaana jäänä (esim. Winther ym., 1996). Auringonsäteily voi silloin tunkeutua jäätikön sisään ja alkaa kovertaa järveä pinnan alle. Talvella järvi voi jäätyä umpeen tai joitain nestemäisiä taskuja voi syvänteissä selvitä talven yli, riippuen kesän ja talven välisistä ilmastollisista suhteista. Viime kauden Etelämanner-tutkimusmatkan FINNARP 2004 tutkittiin supraglasiaalisten järvien rakennetta, säteilyoloja sekä elinkaarta. Pääkohteena oli Suvivesi, referenssikartoituksia tehtiin läheisillä nunatakeilla. Mittausten avulla kalibroidaan edelleen termodynaaminen malli, jolla voidaan sitten tutkia supraglasiaalisten järvien pidempiaikaista klimatologiaa. Tässä esityksessä kerrotaan työn ensimmäisistä tuloksista.

2. KENTTÄTUTKIMUKSET FINNARP 2004 MATKALLA

FINNARP 2004 tutkimusmatka tehtiin Kapkaupungin kautta Aboalle 23.11.2004 – 9.2.2005, josta varsinainen kenttävaihe käsitti jakson 11.12.2004 – 2.2.2005. Aboan sijainti Basenilla on 73°02.5' S, 13°24.4' W ja sen korkeus merenpinnasta on 485 m. Paikka on Etelämantereen rannikolla, mutta merelle on vielä matkaa 200 km matkaa jäätikköhyllyn ylitse. Geofysiikan osaston lumen ja jään tutkimuksista vastasivat tämän kirjoittajat, ja niihin kuului lumitutkimuksia laajalla alueella Kuningatar Maudin maalla sekä supraglasiaalisten järvien

tutkimusta Suvivedellä (Kuva 1) sekä läheisillä nunatakeilla. Edellisellä kaudella järvellä tehtiin geokemiallisia tutkimuksia (Lehtinen, 2005).

Suvivesi sijaitsee Basenin itäpuolella ulottuen noin kolmen kilometrin päähän Basenin juuresta. Järvelle asennettiin säteilymittauspiste, jossa rekisteröitiin tuleva ja lähtevä auringonsäteily ja nettosäteily. Alaspainuva ja ylöskumpuava valo rekisteröitiin myös järven sisässä vedessä ja sohjossa. Instrumentoinnit tarkistettiin päivittäin ja asennuksiin tehtiin korjauksia sään muuttaessa järveä. Jäästä tehtiin profiilikairauksia (vesi/sohjo/kova jää -luokitus) ja kairattiin 3 m syvyinen näyte järven ilmastollisen lähihistorian selvittämiseksi. Näytteistä määritetään myös sähkönjohtavuus, pH, happi-isotooppisuhde sekä tarkastellaan niissä olevia kiintoainespartikkeleita.

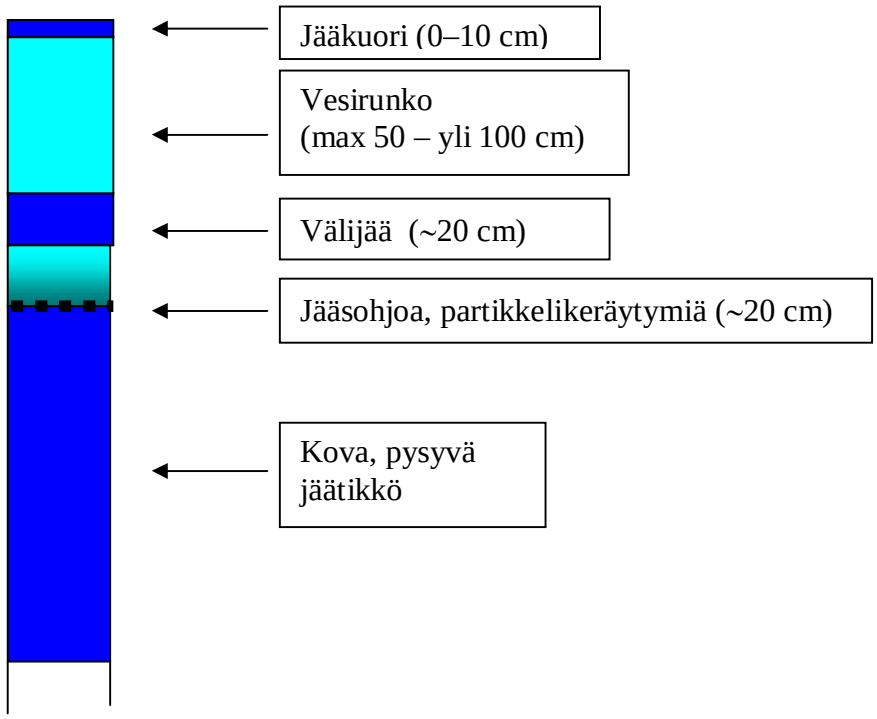
Havaintojen keräys onnistui hyvin. Laitteet toimivat moitteettomasti, ja sopivasti vaihtelevat säät auttoivat tuottamaan edustavan havaintoaineiston. Säteilymittausten tekeminen järven sisällä vaati paljon huomiota. Antureita oli kontrolloitava päivittäin, ja niiden paikkaa oli toisinaan vaihdettava. Erityinen ankkurointijärjestelmä kehitettiin systeemin järveen aiheuttamien vaikutusten minimoimiseksi.



Kuva 1. Suvivesi Basenin laelta nähtynä. Järven keskellä on matala moreeniharju, vasemmalla ylhäällä näkyy Plogen-nunatakki, jonne matkaa on 25 km.

3. TULOKSIA

Profiilikairaukset paljastivat seuraavan yleisrakenteen (Kuva 2). Järvessä on 0 – 10 cm paksu jääkuori. Tämä johtuu siitä, että sinisen jään pinnassa on huomattava pitkäaaltoisen säteilyn häviö eikä pinta siksi sula kuin aivan sydänkesän aikana. Tämän alla on nestemäistä vettä sisältävä vesirunko, joka Suvivedellä vahvistui paksuimmillaan hieman yli metriin. Alempaa löytyy sitten välijää ja sohjokerros, jotka molemmat olivat noin 20 cm paksuisia. Sohjon pohjalla olt runsaasti pientä sedimenttikiveä. Rakenne viittaa siihen, että noin kaksi metriä on Suviveden pitkäaikainen maksimisyvyys, jonne asti järvi sulaa vain hyvin lämpiminä kesinä. Järvihän sulaa ja jäätyy aina yläosasta alaspäin.



Kuva 2. Suviveden ja alla olevan jäätikön rakenne.

Lämpötilamittausten mukaan ensimmäinen kolme metriä, vesi ja sen alla oleva jää, on lämpötilaltaan -0.1–0 ^{o}C, hyvin lähellä jäätymispistettä. Ainoastaan aivan yläpinnan tuntumassa lämpötila voi säteilytappion mukana painua enemmän nollan alapuolelle.

Järven matemaattinen mallintaminen lähtee liikkeelle lämmönsiirtolaista ja faasimuutoksista. Järveä kuvataan aika – vertikaali koordinaateissa kahdella suureella: lämpötila $T = T(t, z)$ ja vesisisältö $W = W(t, z)$. Eteen tulee kolme erilasta tilannetta:

(i) Kun jää on kylmää ($T < 0$ ^{o}C), $W = 0$ ja materia on jäätä ja lämpenee/jäähtyy auringonsäteilyn ja lämmönjohtumisen vaikutuksesta;
(ii) Kun $T = 0$ ^{o}C, $0 < W < 1$ ja lämpeneminen kasvattaa vesisisältöä ja jäähtyminen alentaa sitä; ja
(iii) Kun $T > 0$ ^{o}C, $W = 1$ materia on nestemäistä vettä ja lämpenee/jäähtyy auringonsäteilyn ja lämmönjohtumisen vaikutuksesta.

Tämä ongelma on helposti ratkaistavissa numeerisesti. Kesän aikana järven vesirunko syvenee niin kauan kuin säteilytase on positiivinen. Kriittiset parametrit ovat järvenpinnan albedo ja säteilyn vaimenemismatka jään sisällä sekä lämmön diffuusio jäässä. Lämmöm johtumisen perusyhtälö on

$$\gamma \partial T/\partial t = k\partial^2 T/\partial z^2 - (1-\alpha^*)Q^*\lambda e^{-\lambda z} \quad (1)$$

missä $\gamma \approx 1$ MJ/(m^3 ^{o}C) on jään lämpökapasiteetti, T on lämpötila, t on aika, $k \approx 2$ W/(m s ^{o}C) on jään lämmönjohtokyky, z on syvyys, α^* on valokaistan albedo ja Q_* on auringonsäteilyn valokaista jään pinnalla, sekä λ on valon vaimenemiskerroin jäässä. Sinisen jään alueilla $\alpha^* \approx 0.5$ ja $\lambda \approx 1$/m; poikkeuksia näihin ovat runsaan levätuotannon omaavat järvet, joita on vähän ja joita ei tässä tarkastella. Kun kesän pituus on noin kaksi kuukautta, saadaan diffuusion syvyysmitaksi 2.4 m; edelleen valokaistan säteilyteho on pinnalla suuruusluokkaa 50 W/m^2, joten metrin syvyyteen saadaan säteilyenergiaa, joka pystyisi lämmittämään jäätä kesän aikana ainakin 10 ^{o}C. Itse sulaminen vie sitten lisää energiaa

$$\rho L \mathrm{d}h/\mathrm{d}t = (1-\alpha^*)Q^* \quad (2)$$

missä $\rho \approx 910$ kg/m^3 on jään tiheys, $L = 334$ J/kg on jään sulamislämpö, ja h on sulan kerroksen paksuus. Valokaistan taso 50 W/m^2 voisi sulattaa kesän aikana 0.5 m nolla-asteista jäätä.

4. LOPUKSI

Viime kauden Etelämanner-tutkimusmatkan FINNARP 2004 tutkittiin supraglasiaalisten järvien rakennetta, säteilyoloja sekä elinkaarta. Näitä järviä esiintyy mannerjäätikön sinisen jään alueilla, alueilla, jossa lumi ei akkumuloida ja siksi auringonsäteily voi tunkeutua jäätikön sisään ja alkaa kovertaa järveä pinnan alle. Kenttäkausi onnistui erinomaisesti. Säät olivat riittävän suosiolliset maastotöiden läpiviemiseksi, ja laitteiden toiminnassa ei merkittäviä ongelmia ollut. Mittausten ja matemaattisen mallin analyysin nojalla saatiin supraglasiaalisten järvien syvyysdimensioiksi seuraavaa: kesäaikainen jään lämmitys ulottuu 2–3 m syvyyteen, ja jäätä sulaa 0.5 m kerroksen verran. Mallin kalibrointi säteilymittausten pohjalta on käynnissä, ja sen avulla voidaan jatkossa tutkia supraglasiaalisten järvien pidempiaikaista klimatologiaa.

KIITOKSET

Kiitokset FINNARP 2004 retkikunnalle logistisesta avusta ja fil.yo. Anne Lehtiselle Suviveden esitiedoista. Projektia rahoittaa Suomen Akatemia (projektinumero 54086).

LÄHTEET

Lehtinen, A., 2005. [Supraglasiaalisista järvistä Aboan ympäristössä], Pro gradu, Geologian laitos, Helsingin Yliopisto.

Winther, J.-G., H. Elvehøy, C.E. Bøggild K. Sand ja G. Liston, 1996. Melting, runoff and the formation of frozen lakes in a mixed snow and blue-ice field in Dronning Maud Land, Antarctica, *J. Glaciol.*, **42**(141), 271–278.

Islannin opintomatka 13.-27.8.2004

M. Malm, E. Miettunen ja E. Piispa

Geofysiikan osasto, Helsingin Yliopisto, marianne.malm@helsinki.fi

1. JOHDANTO

Geofysiikan opiskelijoiden ainejärjestö Geysir ry järjesti yhdessä geologian opiskelijoiden kanssa opintomatkan Islantiin elokuussa 2004. Professorit Matti Leppäranta, Ragnar Törnroos ja paikalliset oppaat perehdyttivät opiskelijoita monipuolisesti maan geofysikaalisiin ja geologisiin kohteisiin kahden viikon mittaisella matkalla.

2. TAUSTAA

Idea Geysir ry:n ensimmäisestä ulkomaan opintomatkasta heräsi jo keväällä 2003. Kysyimme geologian opiskelijoiden kiinnostusta lähteä mukaan matkalle Islantiin ja saimme myöntävän vastauksen. Varsinainen matkan suunnittelu aloitettiin neljän matkanjärjestäjän (I. Kivioja/geol., V. Lindqvist/geol., M. Malm/geof. ja E. Piispa/geof.) voimin alkuvuodesta 2004. Ensimmäinen tukihakemus oli tosin lähetetty jo edellisen vuoden puolella. Matkareitti suunniteltiin prof. Ragnar Törnroosin ja Islannissa opiskelijavaihdossa olleen Viveca Lindqvistin suositusten pohjalta. Molempien professorien kontaktit paikan päällä (Amy Clifton, Þór Jakobsson ja Freysteinn Sigmundsson,) olivat myös suureksi avuksi.



Kuva 1a. Þingvellirin kansallispuisto (graben-muodostuma) (Kuva: M. Tuusjärvi).



Kuva 1b. Skogafoss vesiputous (Kuva: M. Tuusjärvi).

3. MATKAKERTOMUS

Ensimmäisenä viikonloppuna kiersimme turistien suosiman Golden Circlen sekä Reykjanesin niemen geologisia kohteita. Oppaamme Ph.D Amy Cliftonin (Nordic Volcanological Centre, University of Iceland) johdolla tutustuimme mm. Þingvellirin kansallispuistoon (Kuva 1a), Geysir-alueeseen, Gullfoss-vesiputoukseen sekä Atlantin keskiselänteeseen ja erilaisiin vulkaanisiin systeemeihin.

Maanantaina 16.8. aloitimme yhdeksän päivän kiertomatkan ympäri saarta. Reitti on suurpiirteisesti esitetty kuvassa 2. Aamulla vierailimme paikallisella Meteorologian laitoksella, jota meille esitteli Ph.D Þór Jakobsson (Icelandic Meteorological Office Reykjavik, Iceland).



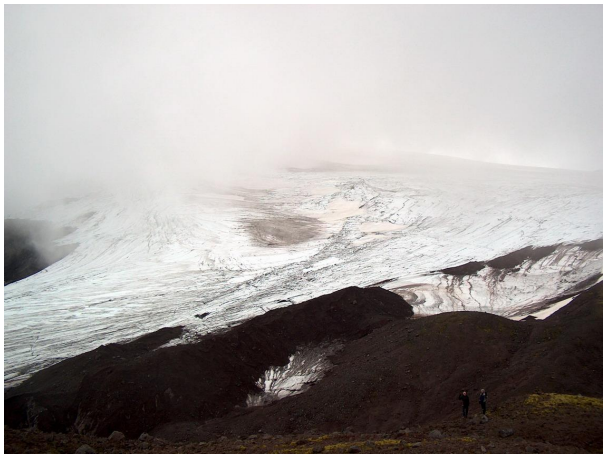
Kuva 2. Matkareitti kuvattuna suurpiirteisesti.

Kolmena ensimmäisenä päivänä oppaanamme toimi Ph.D. Freysteinn Sigmundsson (Nordic Volcanological Centre, University of Iceland) ja hänen poikansa. Näiden päivien ohjelmaan kuului mm. Skogafoss-vesiputous (Kuva 1b.), Mýrdalsjökull-jäätikkö, Dyrhólaeyn basalttipylväät, Skaftefellin ja Landmannalaugarin luonnonpuistot (Kuva 3) sekä Eldgján purkausalue. Kuljettuamme halki maan vietimme kaksi päivää 19.-20.8. Mývatnin alueella. Tutuiksi tulivat Dimmuborgirin laavakenttä, pseudokraattetit, Kraflan rakopurkaus sekä

Kröflustöðin geoterminen voimalaitos, jossa meille järjestettiin kiertokäynti. Toisena iltana suurin osa ryhmästämme uskaltautui ratsastamaan islanninhevosilla. Ennen saapumistamme pohjoisen ”pääkaupunkiin”, Akureyriin, kävimme vielä Húsavikissa katsomassa valaita sekä merellä että valasmuseossa.



Kuva 3a. Ryoliittisia tulivuoria Landmannalaugarissa (Kuva: M. Malm).



Kuva 3b. Snæfellsjökull (Kuva: I. Kivioja).

Jatkoimme pohjoisen rannikkoa pitkin Búðardaluriin ja sieltä Snæfellsnesin niemelle. Tämän alueen tunnetuin nähtävyys on jäätikkö (Kuva 3b), jonka kautta Jules Vernen kirjan sankarit matkustavat Maan keskipisteeseen. Margrét Valdimarsdóttir kertoi meille paikallisia tarinoita opastaessaan meitä Snæfellsnesin kansallispuiston läpi. Matkalla Reykjavikiin pysähdyimme vielä Búðahraunin oliviinihiekkarannalla (luonnonsuojelualue) ja hiilihappolähteellä. Reykjavikissa paikalliset opiskelijat Elías Már Guðnason ja hänen ystävänsä Sigi esittelivät meille yliopistoa ja kaupunkia.

4. KIITOKSET

Opintomatka oli erittäin antoisa ja onnistunut. Haluamme kiittää kaikkia osallisia:

Professorit:Matti Leppäranta ja Ragnar Törnroos.
Oppaat: Amy Clifton, Freysteinn Sigmundsson, Þór Jakobsson, Margrét Valdimarsdóttir, Elías Már Guðnason ja hänen ystävänsä Sigi.
Matkanjärjestäjät: Iitamaria Kivioja, Viveca Lindqvist, Marianne Malm ja Elisa Piispa.
Opiskelijat: Sampo Harju, Elina Kerko, Elina Kivioja, Essi Lahtinen, Hanna Leisti, Elina Miettunen, Tuomas Niskanen, Paula Pitkäranta, Maaria Tervo, Anna Tornivaara, Sanni Turunen ja Mari Tuusjärvi.
Rahalliset tukijamme: Wihurin rahasto, Helsingin yliopisto, Nordenskiöld samfundet, YKL ja Geotek oy

Laatokan alueen 1800 Ma ikäisten shoshoniittisten intruusioiden paleomagneettiset tutkimukset

S. Mertanen [1], V.V. Ivanikov [2], N.B. Philippov [3] ja V.A. Bogatchev [3]

[1] Geologian tutkimuskeskus, satu.mertanen@gtk.fi
[2] St.Petersburg University, Russia
[3] State Company Mineral, Russia

Abstract

Paleomagnetic studies have been carried out on three ca. 1800 Ma Svecofennian post-collisional shoshonitic intrusions at NW Lake Ladoga region in NW Russia. The Vuoksa and Ojajärvi intrusions show stable dual polarity remanent magnetization which is interpreted to represent the primary 1800 Ma old remanence. Based on the new results and on previous studies, the Fennoscandian Shield experienced susbtantial plate movement in the post-collisional stage of the Svecofennian orogeny. The Elisenvaara intrusion is more disturbed and carries a characteristic remanent magnetization that was sporadically isolated as a secondary remagnetization also in the other intrusions. Based on comparison to the known Fennoscandian key poles, the remagnetization was acquired during the emplacement of the rapakivi granite intrusions and related dykes at ca. 1540 Ma ago.

1. JOHDANTO

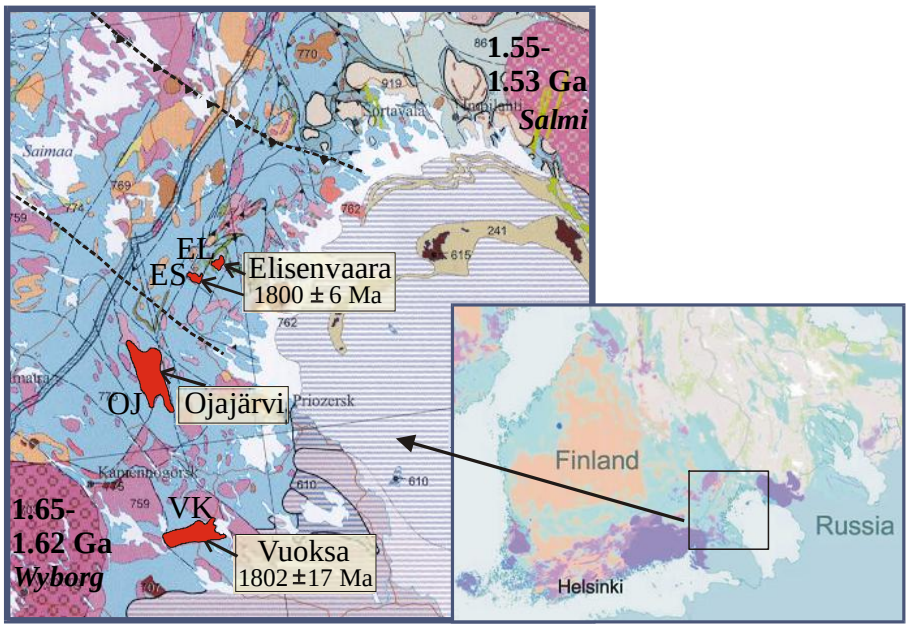
Fennoskandian kilpi muodosti osan ns. supermanner Hudsonlandia (esim. Pesonen et al., 2003), jonka synty ajoittuu n. 1900-1800 Ma sitten tapahtuneen Svekofennisen orogenian aikoihin. Samaan aikaan vastaavanlaisia orogenioita tapahtui myös muilla mantereilla, mantereiden yhteentörmäysten seurauksena. Paleomagneettisilla tutkimuksilla on ollut keskeinen rooli supermantereiden kehityksen selvittämisessä, mutta uutta luotettavaa tietoa tarvitaan edelleen eri-ikäisistä muodostumista. Toistaiseksi luotettavimmat Svekofenniset paleomagneettiset tulokset Fennoskandian kilveltä ovat peräisin 1880 ja 1830 Ma ikäisistä mafisista intruusioista ja juonikivistä (ks. Buchan et al., 2000, Pesonen et al., 2003), jotka asettuivat paikoilleen orogenian pää- ja loppuvaiheessa. Tässä kirjoituksessa esitetään paleomagneettisia tuloksia Laatokan alueella esiintyvistä noin 1800 Ma vanhoista ns. shoshoniittista intruusioista, jotka intrudoituivat Svekofennisen orogenian törmäysvaiheen jälkeen. Tutkimuksen yhtenä tavoitteena on ollut selvittää Fennoskandian kilven asemaa Svekofennisen orogenian eri vaiheissa ja antaa siten lisätietoa kilpialueen liikunnoista supermantereen muodostumisen aikana. Laatokan alueen 1800 Ma intruusioista on olemassa luotettavat ikämääritykset. Intruusiot ovat deformoitumattomia ja kantavat vahvaa remanenttia magnetoitumaa. Siksi ne ovat osoittautuneet paleomagneettisiin tutkimuksiin otollisiksi. Lisäksi Laatokan intruusioissa esiintyvä sekundäärinen remagnetoituma antaa uutta tietoa alueen myöhemmästä metamorfisesta kehityksestä.

2. GEOLOGIA JA NÄYTTEENOTTO

Laatokan koillisrannan kallioperä (Kuva 1) koostuu pääasiassa paleoproterotsoisesta n. 1880-1875 Ma ikäisistä tonaliittisista migmatiiteista ja granitoideista (Konopelko and Eklund, 2003) ja pohjoisosa paleoproterotsoisista n. 2060-1960 Ma ja arkeeisista (yli 2650 Ma) kivilajeista (Koistinen et al., 2001). Tutkimusalueen lounaisosassa esiintyy Fennoskandian kilven suurin rapakivimassiivi, mesoproterotsoinen 1650-1620 Ma Viipurin rapakivibatoliitti (Vaasjoki, 1977) ja alueen koillisosassa n. 1547-1530 Ma ikäinen Salmin rapakivi-intruusio (Amelin et al., 1997), jonka yhteydessä esiintyy myös basalttisia laavoja ja doleriitteja. Paleomagneettisia tutkimuksia on tekeillä alueen keskiosan doleriittisista juonikivistä, jotka todennäköisesti liittyvät myös rapakivi-intruusioihin (Mertanen, 2004).

Nyt tutkitut ns. shoshoniittiset intruusiot kuuluvat osana Suomen lounaissaaristosta Laatokalle ulottuvaa vyöhykettä, jonka intruusiot edustavat nuorinta paleoproterotsooista magmatismia, joka syntyi 50-30 Ma Svekofennisen orogenian päämetamorfoosi- ja törmäysvaiheen jälkeen (Eklund et al., 1998). Laatokan alueen shoshoniittiset intruusiot muodostavat sarjan ultramafisista kivistä graniitteihin ja niillä on tietty kemiallinen koostumus, jota luonnehtivat korkeat P-, F- Ba-, Sr- ja LREE-arvot. Intruusioiden uskotaan edustavan rikastunutta litosfääristä manttelin magmaa, joka on noussut nopeasti kuoren yläosiin ilman merkittävää kuoren kontaminaatiota (Eklund et al., 1998).

Paleomagneettisia tutkimuksia varten näytteitä otettiin kolmesta shoshoniittisesta intruusiosta (Kuva 1): 9 kvartsi-montsoniittinäytettä Vuoksan (VK) intruusiosta (1802±17 Ma, U-Pb, zirkoni, Konopelko and Ivanikov, 1996), yhteensä 19 kvartsi-montsoniittinäytettä kolmelta paljastumalta Ojajärven (OJ) intruusiosta (1800-1805 Ma, K-Ar, amfiboli, Ivanikov et al. 1996) ja yhteensä 11 näytettä kahdesta Elisenvaaran (EL ja ES) (1800±6 Ma, U-Pb, zirkoni, Konopelko and Vaasjoki, 2002, henk.koht. tiedonanto) piippumaisesta intruusiosta, joiden koostumukset vaihtelevat ultramafisista kivistä leukosyeniitteihin.



Kuva 1. Geologinen kartta Laatokan länsiosasta (Koistinen et al., 2001). Karttaan on merkitty shoshoniittiset intruusiot (VK, OJ, EL ja ES), joista on tehty paleomagneettisia tutkimuksia.

3. TULOKSET

Paleomagneettiset tulokset on esitetty Taulukossa 1. Intruusioista erottui jokaiselle muodostumalle ominaiset korkean koersiviteetin komponentit, joiden suunnat poikkeavat selvästi alueen tämän päivän magneettikentän suunnasta. Vuoksan intruusiosta erottui kaakkoon osoittava negatiivisen inklinaation komponentti A_R, kun taas Ojajärven intruusiosta (paljastumat OV, OA ja OR, Taulukko 1) erottui lounaaseen osoittava positiivisen inklinaation komponentti A_N. Suunnat ovat lähes antipodaalisia. Lisäksi kummastakin intruusiosta erottui muutamissa näytteissä vastakkaissuuntainen remanentti magnetoituma. Tulokset ovat siten osoituksena maapallon magneettikentän käännöksestä magman intrudoitumisen aikana.

Taulukko 1. Laatokan alueen shoshoniittisten intruusioiden paleomagneettiset tulokset (Glat = 61.1°N, Glong = 29.6°E)

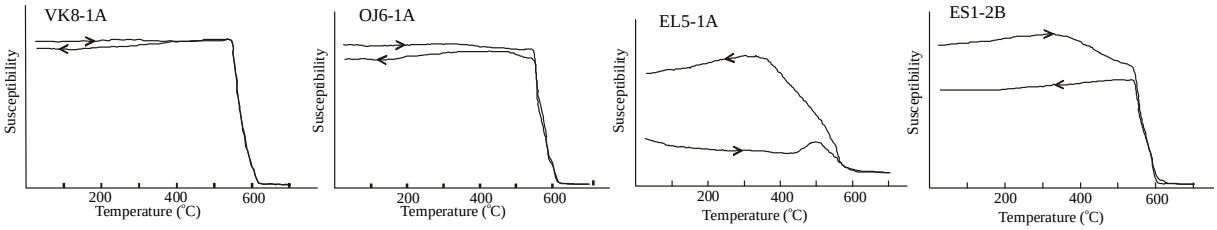
Komponentti/ muodostuma	B/N/n	Dec (°)	Inc (°)	α95 (°)	k	Plat (°N)	Plong (°E)	dp (°)	dm (°)
Komponentti A_R									
VK	9/22	171.9	-46.3	8.1	41.1	56.4	223.2	6.7	10.4
OJ	[a)]2/5	133.1	-13.8	-	-	25.7	262.9	-	-
ES	[a)]1/3	161.4	-53.0	-	-	46.0	255.8	-	-
								VK: A95=9.7	
								K=29.3	
Komponentti A_N									
OV	6/14	341.1	38.4	13.8	24.7	49.0	237.3	9.7	16.3
OA	5/13	346.0	45.9	11.7	43.7	55.2	232.5	9.5	15.0
OR	6/16	350.4	45.9	5.7	137.9	55.7	224.6	4.7	7.3
VK	[a)]1/2	338.8	13.4	-	-	33.7	235.2	-	-
Keskiarvo	3/17/43	345.6	43.5	8.4	216.3	53.0	231.1	6.5	10.5
								OJ:A95=8.1	
								K=233.0	
Komponentti SB_R									
ES	6/14	195.8	3.8	6.6	104.9	25.5	192.3	3.3	6.6
EL	¾	215.3	9.9	46.7	8.0	18.2	172.9	23.9	47.2
OJ	2/3	210.5	27.2	-	-	10.6	179.4	-	-
VK	½	195.7	11.8	-	-	22.1	192.8	-	-
Komponentti E									
EL	4/6	144.8	-75.4	11.6	63.5	72.8	325.0	19.5	21.3
								A95=20.5	
								K=21.0	

B/N/n = paljastumien/näytteiden/sylintereiden määrä, [a)] ei käytetty keskiarvolaskussa, Dec ja Inc = deklinaatio ja inklinaatio; α95 = 95% virherajan ympyrän säde; k = Fisherin (1953) tarkkuusparameteri; Plat and Plong = Virtuaalisen Geomagneettisen Paleonavan (VGP) paleolatitudi ja paleolongitudi; dp ja dm = 95% virheovaalin semi-akseleiden säteet; A95 = keskiarvonavan 95% virherajan ympyrän säde; K = keskiarvonavan Fisherin tarkkuusparameteri.

Toisessa Elisenvaaran pienessä intruusiossa (EL), jonka kivilajit ovat heterogeenisiä vaihdellen ultramafisista kivistä melanosyeniittiin, tyypillinen remanenssisuunta E (Taulukko

1) on Vuoksan intruusion suuntaa pystympi, mutta sillä on vastaava negatiivinen inklinaatio kuin Vuoksan intruusiossa. Toisessa, homogeenisemmassa melanosyeniittisessä Elisenvaaran intruusion (ES) tyypillinen remanenssisuunta SB_R poikkeaa täysin edellisistä suunnista. Sen deklinaatio osoittaa lounaaseen ja inklinaatio on loiva. Ainoastaan yhdessä näytteessä esiintyy vastaava remanenssisuunta A_R kuin Vuoksan intruusiossa. Vastaava remanenssikomponentti SB_R erottui myös osassa näytteissä kaikissa muissa intruusioissa (Taulukko 1).

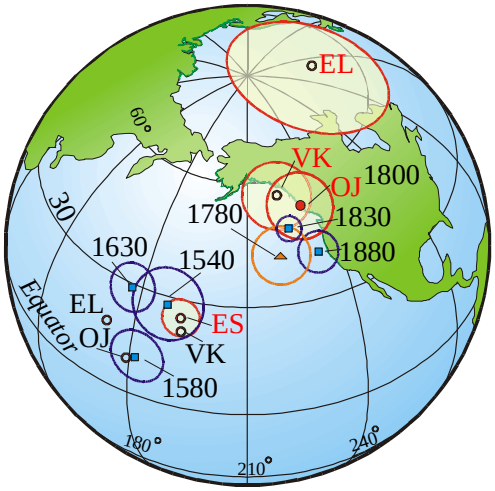
Termisten demagnetointien ja termomagneettisten analyysien perusteella (Kuva 3) tutkittujen intruusioiden remanentti magnetoituma esiintyy magnetiitissa. Termomagneettiset analyysit osoittavat Elisenvaaran intruusioissa esiintyvän magneettisen mineralogian olevan osittain muuttunutta, mikä tulee esiin irreversiibeleinä lämmitys- ja jäähdytyskäyrinä.



Kuva 2. Termomagneettiset käyrät (magneettinen suskeptibiliteetti/ lämpötila) Vuoksan (VK), Ojajärven (OJ) ja Elisenvaaran (EL ja ES) intruusioiden näytteille. Nuoli oikealle: lämmityskäyrä, nuoli vasemmalle: jäähdytyskäyrä.

4. REMANENTTIEN MAGNETOITUMIEN IKÄ

Remanenssisuunnista laskettiin paleomagneettiset navat, jotka on esitetty Taulukossa 1 ja Kuvassa 3. Vuoksan ja Ojajärven intruusioiden paleonapojen tulkitaan edustavan primääriä magnetoitumaa, joka on syntynyt noin 1800 Ma sitten. Magnetoituman primäärisyyttä tukee sekä käänteisen että normaalin polariteetin esiintyminen. Sekundääriset magnetoitumat rekordoivat yleensä vain yhtä polariteettia. Primäärisyyttä tukevat myös termisten demagnetointien suorakulmaiset intensiteettikäyrät, jotka osoittavat magnetoitumien lukkiutuneen kapealla lämpötilavälillä. Lisäksi, koska intruusiot ovat tunkeutuneet kuoren yläosiin, jossa jäähtyminen on ollut suhteellisen nopeaa verrattuna esimerkiksi syvällä kiteytyviin mafisiin



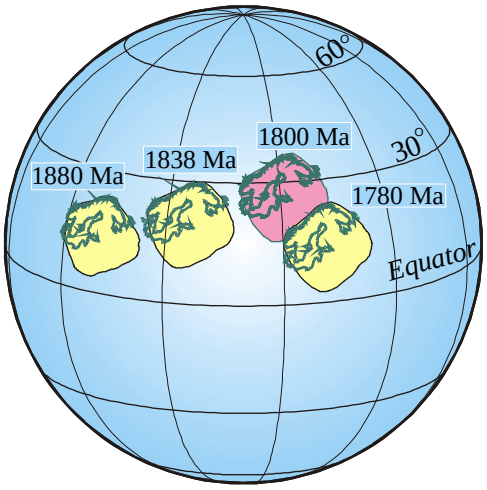
Kuva 3. Paleomagneettiset navat ja niiden 95 %:n luotettavuuden virheympyrät Vuoksan (VK), Ojajärven (OJ) ja Elisenvaaran (EL ja ES) intruusioista on merkitty ympyröillä, Fennoskandian kilven 'avainnavat' (Buchan et al., 2000) on merkitty neliöillä ja Vazhinkan sedimenttikivistä saatu paleonapa (Pisarevsky and Sokolov, 2001) kolmiolla. Paleonapojen iät on miljoonaa vuotta (Ma).

intruusioihin, on magnetoituman lukkiutuminen korreloitavissa intruusioiden U-Pb-ikään. Paleonavat poikkeavat Fennoskandian kilven 1880 ja 1830 Ma avainnavoista (Buchan et al., 2000) sekä Äänisen rannalla sijaitsevan Vazhinkan 1790-1770 Ma ikäisen sedimentti-muodostuman paleonavasta (Pisarevsky and Sokolov, 2001).

Elisenvaaran toisen intruusion (EL) paleonapa eroaa huomattavasti edellisistä paleonavoista. Eron on tulkittu johtuvan näytteenottopaikan tai koko intruusion paikallisesta kallistumisesta, jonka on kuitenkin täytynyt tapahtua ennen mesoproterotsoista aikaa, kuten seuraavassa esitetään. Elisenvaaran toisen intruusion (ES) ominainen paleonapa vastaa 1540 Ma ikäistä avainnapaa sekä Salmin rapakivi-intruusion ikää (Kuva 1). Vastaava remagnetoituma tulee esiin Vuoksan intruusiossa ja hajanaisemmin Elisenvaaran toisessa intruusiossa (EL) sekä Ojajärven intruusiossa. Siten tulokset osoittaisivat Elisenvaaran toisen intruusion remagnetoi-tuneen lähes täydellisesti ja muiden intruusioiden osittain rapakivien intrudoitumisen seurauksena. Osaltaan remagnetoitumiseen on todennäköisesti vaikuttanut myös intruusioiden lähellä esiintyvät rapakiviin liittyvät doleriittijuonet (Mertanen, 2004). Koska intruusiot ovat pääsääntöisesti säilyttäneet primäärin magnetoitumansa, on remagnetoituminen tapahtunut alhaisissa lämpötiloissa todennäköisesti fluiditoiminnan aktivoimana. Koostumukseltaan mafiset shoshoniitit (Elisenvaara) ovat remagnetoituneet voimakkaimmin.

5. FENNOSKANDIAN KILVEN LAATTALIIKE

Kuvassa 4 on esitetty Fennoskandian kilven laattaliike Svekofennisen orogenian aikana. Varsinaisen törmäysvaiheen aikana noin 1880-1840 Ma sitten, jolloin Fennoskandian kilpi törmäsi Laurentiaan ja supermanner Hudsonland alkoi muodostuma, laatan latitudiliike on ollut melko vähäistä (Buchan et al., 2000, Pesonen et al., 2003). Tässä työssä esitetyt uudet tulokset osoittavat kilven liikkuneen korkeammalle latitudille orogenian törmäysvaiheen päättymisen jälkeen noin 1800 Ma sitten. Orogenian jälkeisessä vaiheessa noin 1780 Ma sitten laatan liike on ollut edelleen nopeampaa kuin ennen törmäystä ja se on asettunut jälleen alhaisemmalle latitudille. Tulosten perusteella voidaan päätellä, että supermanner Hudsonlandin muodostumisen aikana kilpialueet olivat edelleen voimakkaassa liikkeessä ennen niiden lopullista hitsautumista toisiinsa.



Kuva 4. Fennoskandian kilven laattaliike (laatan muinainen latitudi ja orientaatio) Svekofennisen orogenian aikana. Laatan asema 1800 Ma sitten on laskettu Vuoksan ja Ojajärven intruusioiden paleonapojen keskiarvosta (Plat = 54.8°N, Plong = 227.3°E). Muut laatan asemat perustuvat aikaisempiin tutkimuksiin (ks. Buchan et al., 2000 ja Pesonen et al., 2003).

LÄHTEET

Amelin, Y.V., Larin, A.M. and Tucker, R.D., 1997. Chronology of multiphase emplacement of the Salmi rapakivi granite-anorthosite complex, Baltic Shield: implications for magmatic evolution. *Contrib. Miner. Petrol.* **127**, 353-368.

Buchan, K.L., Mertanen, S., Park, R.G., Pesonen, L.J., Elming, S.-A., Abrahamsen, N., Bylund, G., 2000. The drift of Laurentia and Baltica in the Proterozoic: a comparison based on key paleomagnetic poles. *Tectonophysics* **319**, 167-198.

Eklund, O., Konopelko, D. Rutanen, H., Fröjdö, S. and Shebanov, A. D., 1998. 1.8 Ga Svecofennian post-collisional shoshonitic magmatism in the Fennoscandian shield. *Lithos* **45**, 87-108.

Fisher, R. 1953. Dispersion on a sphere. *Proceedings of the Royal Society of London, Serie A* **217**, 293-305.

Ivanikov, V.V., Konopelko, D.L., Puskarov, Y.D., Rublov, A.G. and Rungenen, G.I., 1996. Apatite-bearing ultramafic/mafic rocks of NW Ladoga region – Riphean riftorogenic or early Proterozoic postorogenic? *Vestnik St.Petersburgkovo Universiteta* **28**, 76-81 (in Russian).

Koistinen, T., Stephens, M. B., Bogatchev, V., Nordgulen, Ø., Wennerström, M. and Korhonen, J., 2001. Geological map of the Fennoscandian Shield, scale 1:2 000 000. *Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden and the North-West Department of Natural Resources of Russia*.

Konopelko, D.L. and Ivanikov, V.V, 1996. Postorogenic intrusion of the NW Ladoga region. In: Haapala, I., Rämö, O.T. and Kosunen, P. (Eds.), The Seventh International Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks, Helsinki. Abstract Vol., *Helsinki Univ. Press*, 37.

Mertanen, S., 2004. Middle Proterozoic-Paleozoic tectono-thermal reactivation of the crust in southern Finland and northwestern Russia - paleomagnetic evidences. In: Ehlers, C., Eklund, O., Korja, A., Lahtinen, R., and Pesonen, L.J. (Eds.), Litosphere 2004 - Third Symposium of the Structure, Composition and Evolution of the Litosphere in Finland. Programme and Extended Abstract, Turku. *Inst. Seismology, Univ. Helsinki, Rep. S-***45**, 75-80.

Pesonen, L.J., Elming, S.-Å ., Mertanen, S., Pisarevski, S., D´Agrella-Filho, M.S., Meert, J., Schmidt, P.W., Abrahamsen, N., Bylund, G., 2003. Palaeomagnetic configuration of continents during the Proterozoic. *Tectonophysics* **375**, 289-324.

Pisarevsky, S.A. and Sokolov, S.J., 2001. The magnetostratigraphy and a 1780 Ma paleomagnetic pole from the red sandstones of the Vazhinka River section, Karelia, Russia. *Geophys. J. Int.* **146**, 531-538.

Vaasjoki, M. 1977. Rapakivi granites and other postorogenic rocks in Finland : their age and the lead isotopic composition of certain associated galena mineralizations. *Geological Survey of Finland, Bulletin* **294**, 64 p.

Preliminary results of 3-D thermostructural modelling in the central Fennoscandian Shield

K. Moisio and P. Kaikkonen
University of Oulu, Department of Geophysics
kari.moisio@oulu.fi

Abstract

A three-dimensional lithosphere model with horizontal dimensions of 500×400 km and a depth extent of 100 km for the central Fennoscandian Shield is constructed from available geophysical data. The structural boundaries of the model are based on the results from the deep seismic sounding (DSS) profiles. First the finite-element model for the temperature is solved. As the thermal structure is known the rheological strength is calculated next for the individual elements of the mesh. Furthermore structural elastoplastic problem is solved using the same mesh as in the thermal model with tectonic loading simulating compressional conditions. Preliminary results are reviewed.

1. INTRODUCTION

In this study we have constructed a three-dimensional thermostructural model for the central Fennoscandian Shield (Fig. 1) based on the known deep structure and other available geophysical data. The proportions of the model structure are obtained mainly from the results of several deep seismic soundings (DSS), i.e., FENNIA, SVEKA, BALTIC, BABEL (FENNIA Working Group, 1998, Grad and Luosto, 1987, Luosto et al., 1990, BABEL Working Group, 1993) carried out in the Fennoscandian Shied. First a thermal model is solved with the ANSYS™ finite-element program, which subsequently enables the calculation of the rheological conditions in the model. Rheological strength is then used as a plastic material parameter allowing the calculation of the stress field and the conditions of deformation to be analyzed

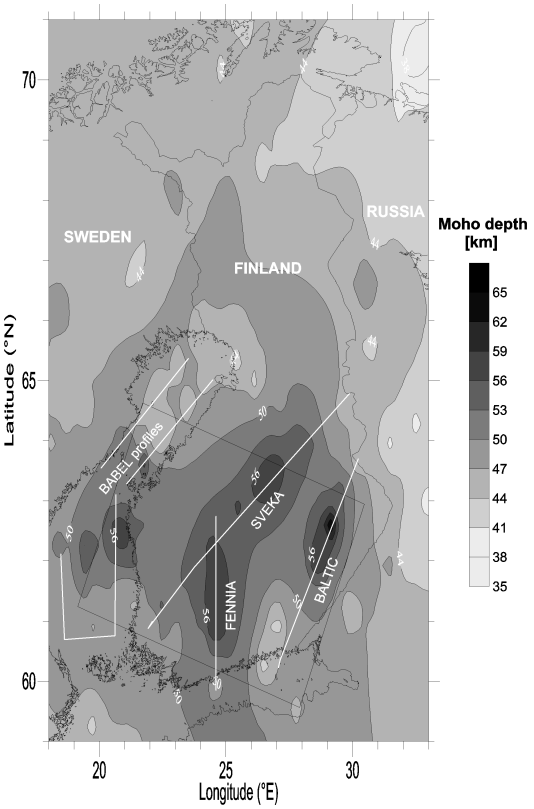


Fig. 1. Seismic profiles and the Moho depth in the central Fennoscandian Shield.

in the rheologically controlled model. For detailed description of the modelling procedure see for example Moisio and Kaikkonen (2001, 2004).

2. BACKGROUND

Interpretations of the DSS profiles, i.e., velocity sections are used to define the structural boundaries of the three-dimensional model. Vertical inner boundaries of the mesh are not actual structural borders; they are merely used to divide the volume to smaller subvolumes where different material conditions exist. The crust is horizontally divided into the upper, middle and lower crust. This division is approximately based on the P-wave velocity isolines of 6.3-6.4 km/s for the boundary between the upper and the middle crust, 6.9 km/s for the middle and the lower crust and the Moho boundary for division between the crust and the mantle. Available seismic data controlled the location and size of the mesh, i.e., research area for this study. The mesh covers a rectangular area in the southern Finland with a horizontal dimensions of 500 × 400 km and a depth extent of 100 km (Fig. 2) containing approximately 125000 nodes and 57000 elements. The element size in vertical direction is generally around 3-4 km and it has been kept as small as possible especially in the vicinity of the Moho boundary. The horizontal size is slightly larger and it has also more variation.

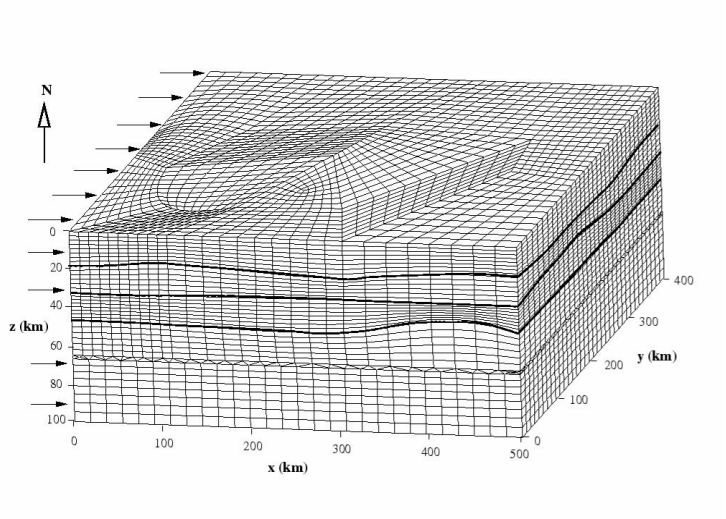


Fig. 2. Three-dimensional finite-element model with dimensions and crustal layers outlined. Arrows show the model edge where tectonic boundary condition is applied.

3. MODELLING

Rheological modelling requires first the calculation of the thermal structure. This is done with the finite-element method where the three-dimensional conductive steady-state model is subjected to thermal boundary conditions of 5 °C in the surface of the earth and varying temperature between 695-730 °C in the base of the model, i.e., at the depth of 100 km. This horizontal transition in the bottom temperature reflects a change in the depth of the thermal lithosphere (Kukkonen, 1998). The boundary values of 695-730 °C are estimated from the results of the earlier thermal modelling for the SVEKA (Kukkonen, 1998, Moisio and Kaikkonen, 2001) and the FENNIA (Moisio and Kaikkonen, 2004) profiles.

The rheological strength is defined as a difference between maximum and minimum principal stresses and it gives the stress difference required for the rock to deform either in a brittle or in a ductile manner. The brittle strength is usually described by a frictional shear failure criterion (see e.g., Ranalli, 1995). We have used a friction coefficient value of 0.75 for thrust (compressional)

faulting and we have also taken into account the effect of pore fluid pressure with a pore fluid factor of $\lambda = 0.35$. The ductile strength can be described with the ductile flow law, i.e., creep law, from which the power law and the Dorn law relations are used (Carter and Tsenn, 1987; Ranalli, 1995). The flow law gives the stress difference necessary to achieve a given strain rate. We have used a uniform strain rate of $\dot{\varepsilon} = 1 \times 10^{-15}$ s^{-1} in our calculations. In thermal modelling we have also taken into account the temperature dependence of the thermal conductivity following the commonly known relationship (see e.g., Kukkonen, 1998).

Material parameters used are shown in Table 1. Elastic material parameters (not shown) are taken from Carmichael (1989) for typical rock types occurring in the Proterozoic Fennoscandian crust. Rheological parameters for the yield strength calculations are taken from Carter and Tsenn (1987), Wilks and Carter (1990), Ranalli (1995) and Fernàndez and Ranalli (1997). For the crust we have used the creep parameters of the wet granite and wet diorite for the upper and middle crust, respectively. For the lower crust we have used the parameters of the mafic granulite and for the mantle the parameters of the olivine.

Table 1. Material parameters and the petrology used in geothermal and rheological calculations.

Layers	Petrology	Power law exponent n	Activation energy E_p [$kJmol^{-1}$]	Initial constant A_p [$Mpa^{-n}s^{-1}$]	Thermal conductivity K [$Wm^{-1}K^{-1}$]	Heat production A [μWm^{-3}]	Density ρ [kg/m^3]
Upper crust	Granite (wet)	1.9	140	2.0E-04	3.0	1.5 - 0.9	2700
Middle crust	Diorite (wet)	2.4	212	3.2E-02	3.0	0.6 - 0.3	2800
Lower crust	Mafic granulite (dry)	4.2	445	1.4E+04	3.0	0.1 and 0.05	2900
Mantle	Olivine (dry)	3.0	510	7.0E+04	4.2	0.02 - 0.002	3100-3300
	Flow parameters for the **Dorn law**						
	Petrology	Activation energy E_D [$kJmol^{-1}$]	Initial constant A_D [s^{-1}]	Dorn law stress σ_D [GPa]			
Mantle	Olivine	535	5.7E+11	8.5	4.2	0.02 - 0.002	3100-3300

With the solved thermal model it is possible to calculate the rheological strength together with other required parameters. Strength values for the elements are subsequently used as nonlinear material parameters in the structural finite-element model which has the same geometry and element distribution as in the thermal model. The model is subjected to compressional boundary condition in order to simulate the stress conditions in the lithosphere. Pressure of 50 MPa (shown by the arrows in Fig. 2) is applied to the NW vertical face of the model in the direction of the x-axis while the SE vertical face is stationary simulating a rigid tectonic plate. Bottom of the model is not allowed to move in the vertical direction. All finite-element calculations were done with the finite-element software package ANSYS™ in the CSC (The Finnish IT center for science) facility.

4. RESULTS

The results of three-dimensional thermal modelling are shown in Fig. 3. The solid black lines in the slices show the crustal layer boundaries, i.e., the Moho boundary is the lowest solid line. The horizontal slice plane above the vertical ones show the temperature distribution at the depth of 50 km. Temperature is generally higher in the southern part of the model, i.e., temperature decreases as the y-coordinate increases towards the older Archaean area in the north. Temperature values in the level of 50 km range approximately between 480°C and 430°C. These values are in reasonable agreement with previous thermal models done in the region. The resulting surface heat flow density (HFD) (not shown) is between 40 and 48 mW/m^2 in the southern part of the model and below 40 mW/m^2 in the north. At the depth of 50 km the HFD has values around 12 and 14 mW/m^2 and deeper in the mantle still slightly lower. The depth of 350°C isotherm considered to set a limit for a frictional behavior (Scholz, 1990) is around values of 30-40 km in our model.

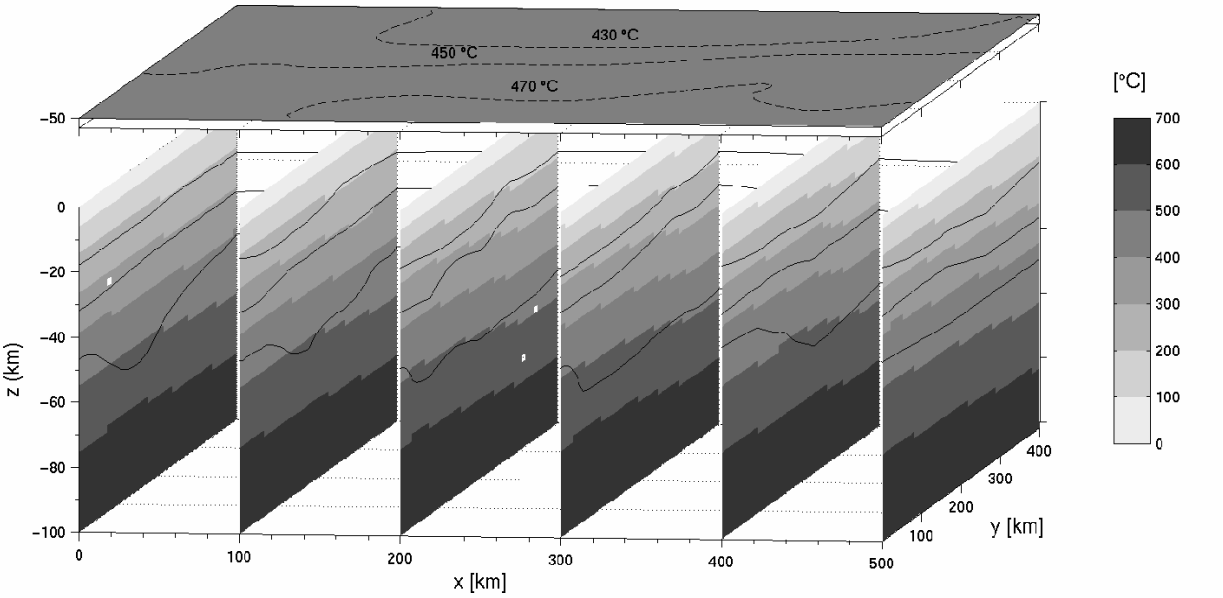


Fig. 3. Thermal model results for the three-dimensional model. Horizontal slice plane show the temperature distribution at the depth of 50 km. Solid black lines show the crustal layers.

Rheological strength and stress intensity are displayed (Fig. 5 and Fig. 4) for the approximate cross-sections of the DSS profiles SVEKA and FENNIA. Rheological structure (Fig. 5) shows typical features as in the previous modelling done in the region (Moisio and Kaikkonen, 2001, 2004). Generally rheological structure controls how material behaves under different conditions e.g., when tectonic stresses are present. In the southern part of the model rheological layering can be observed in both cross-sections whereas in the northern part this behavior is absent. This is probably due to temperature differences between different areas as temperature has major effect on the strength calculation. Also the vertical resolution resulting from the element size can limit the smallest detail to occur and cause the strength to behave in a smoother manner. However,

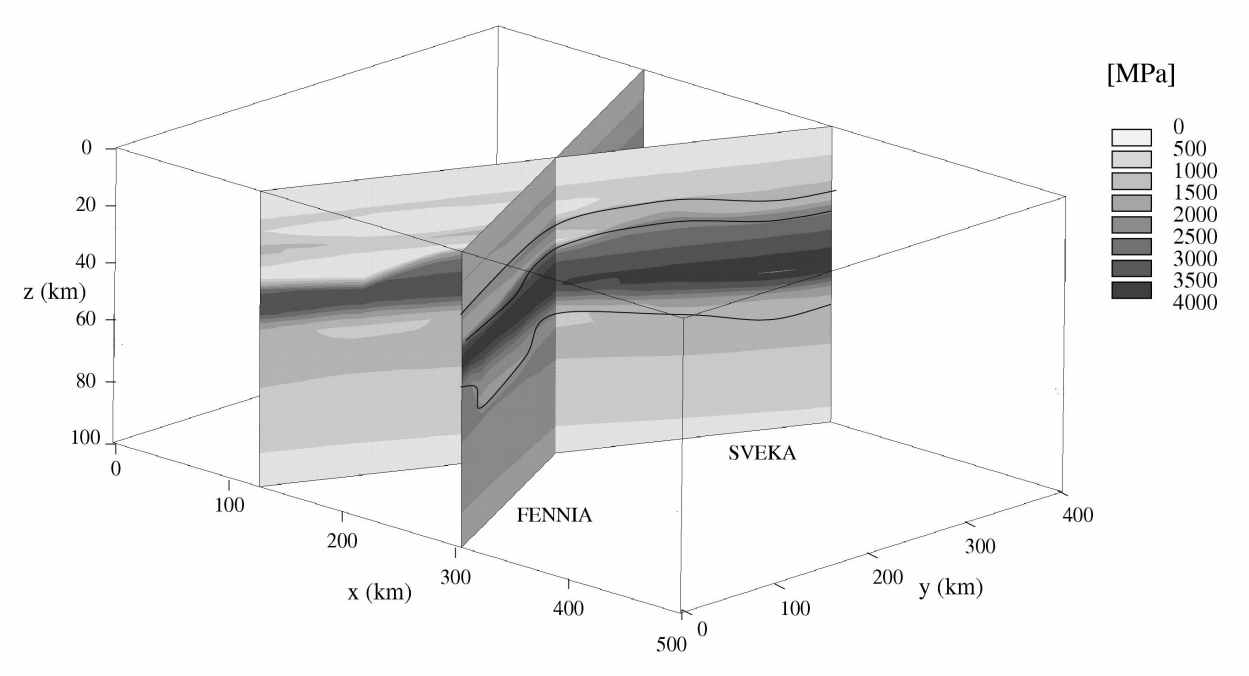


Fig. 5. Cross-sections of the rheological strength for the FENNIA and SVEKA DSS profiles interpolated from the three-dimensional model. Black lines show approximate crustal structure along the profiles.

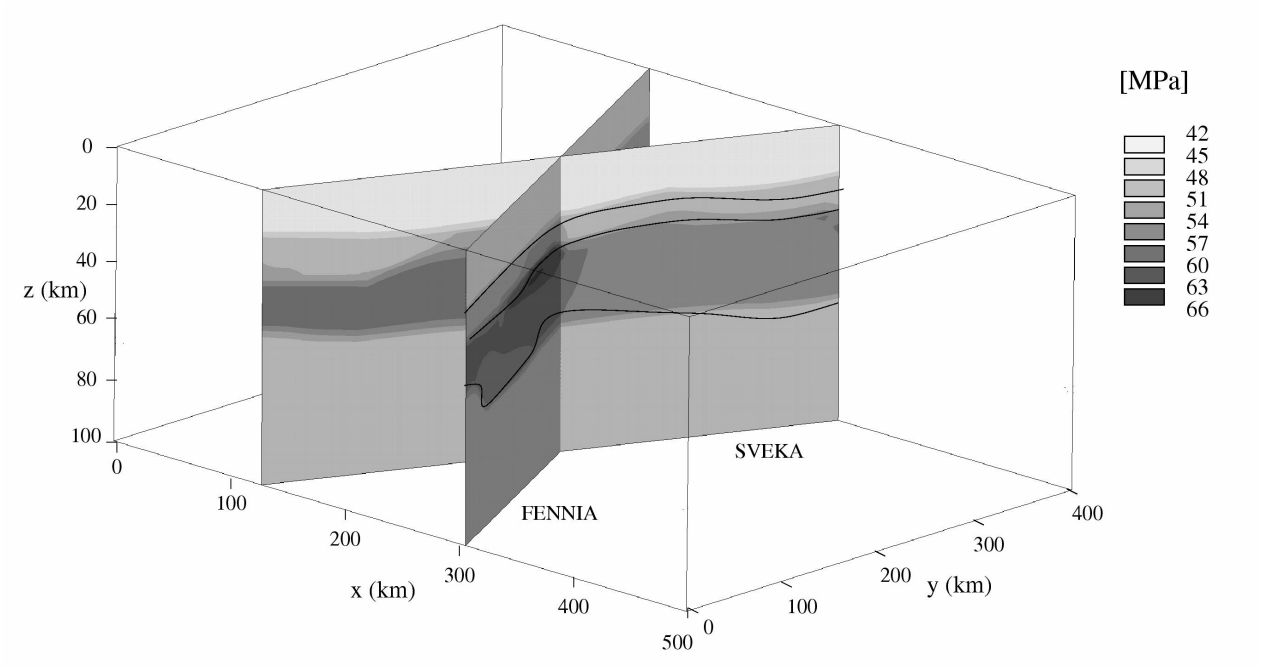


Fig. 4. Cross-sections of the stress intensity.

these weak layers are the possible zones of ductile or brittle deformation. They can also act as a decoupling horizon influencing the stress field distribution as a function of depth. Strong lower crust is a typical consequence for a mafic granulite, which has rheologically rather strong creep

strength. In the beginning of the FENNIA profile at the deepest part of the crust a clearly weaker layer is found.

The stress intensity is defined as the largest of the absolute values of the principal stress differences. It describes the overall stress conditions. The stress intensity shown in (Fig. 4) for the applied pressure boundary condition of 50 MPa has maximum amplitudes around 60 MPa. These values are found in the interface between the middle and the lower crust in the FENNIA profile, where a small concentration of large amplitudes is found. At the deepest crustal part slight distortion seen as a reduction in the stress amplitude is observed. These anomalies are most likely caused by the rheological behavior. In the SVEKA profile stress field behaves quite uniformly except for the different crustal layers. The increase of the stress amplitudes as depth increases results from the different elastic parameters applied in the crustal layers.

REFERENCES

BABEL Working Group, 1993. Integrated seismic studies of the Baltic shield using data in the Gulf of Bothnia region. Geophys. J. Int., 112: 305-324.

Carmichael, R.S., 1989. Practical handbook of physical properties of rocks and minerals. CRC press, Boca Raton, Florida, 714 pp.

Carter, N.L. and Tsenn, M.C., 1987. Flow properties of continental lithosphere. Tectonophysics, 136: 27-63.

FENNIA Working Group, 1998. P- and S-velocity structure of the Fennoscandian Shield beneath the FENNIA profile in southern Finland. Institute of Seismology, University of Helsinki, Report S-38, 14p.

Fernàndez, M. and Ranalli, G., 1997. The role of rheology in extensional basin formation modelling. Tectonophysics, 282: 129-145.

Grad, M. and Luosto, U., 1987. Seismic models of the crust of the Baltic shield along the SVEKA profile in Finland. Ann. Geophysicae, 5B: 639-650.

Kukkonen, I.T., 1998. Temperature and heat flow density in a thick cratonic lithosphere: The SVEKA transect, central Fennoscandian Shield. J. Geodynamics, 26, 111-136.

Luosto, U., Tiira, T., Korhonen, H., Azbel, I., Burmin, V., Buyanov, A., Kosminskaya, I., Ionkis, V. and Sharov, N., 1990. Crust and upper mantle structure along the DSS BALTIC profile in SE Finland. Geophys. J. Int., 101: 89-110.

Moisio, K. and Kaikkonen, P., 2001. Geodynamics and rheology along the DSS profile SVEKA'81 in the central Fennoscandian Shield. Tectonophysics, 340: 61-77.

Moisio, K. and Kaikkonen, P., 2004. The present day rheology, stress field and deformation along the DSS profile FENNIA in the central Fennoscandian Shield. J. Geodynamics, 38: 161-184.

Ranalli, G., 1995. Rheology of the Earth (2nd edit.). Chapman & Hall, London, 413 pp.

Scholz, C.H., 1990. The mechanics of earthquakes and faulting. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 439 pp.

Wilks, J.C. and Carter, N.L., 1990. Rheology of some continental lower crustal rocks. Tectonophysics, 182: 57-77.

Mitä pitkäaikainen geomagneettinen aktiivisuus kertoo Auringosta ?

Kalevi Mursula[1]

[1] Fysikaalisten tieteiden laitos, Oulun yliopisto, kalevi.mursula@oulu.fi

Abstract

Geomagnetic activity results from the interaction of the solar wind with the Earth's magnetic field. The most important parameters causing geomagnetic activity are the solar wind speed and pressure and the intensity and southward component of the solar (heliospheric) magnetic field which is carried by the solar wind. Geomagnetic activity has been monitored continuously for more than 160 years. Long-term geomagnetic activity depicts certain patterns and periodicities, the most dominant of which are the solar activity cycle related 11-year variation and the semiannual variation. Other significant but less persistent fluctuations include, e.g., the annual variation, 1.3-1.8-year variations and the magnetic cycle related 22-year variation. Moreover, the overall level of geomagnetic activity has increased during the last 100 years. All of these variations reflect some fundamental properties of the Sun and the Sun-Earth connection. Although some of the above mentioned patters and periodicities are known for a long time (e.g., the semiannual variation for nearly 150 years), the understanding of their connection with the Sun has been significantly improved recently. Here I will review the above mentioned properties in long-term geomagnetic activity and discuss the present understanding of their solar cause.

Isä ja poika Moberg sekä Hjalmar Gylling: Suomen maanjäristystutkijat 1800-luvulla

Päivi Mäntyniemi

Seismologian laitos, PL 68, 00014 Helsingin yliopisto, paivi.mantyniemi@helsinki.fi

Monet harvinaisetkin tieteenalat käynnistyivät 1800-luvulla, niin myös tiedonkeruu Suomen alueella havaituista maanjäristyksistä. Järjestelmällisen toiminnan seurauksena maanjäristyksistä saatiin myös julkaisuja. Kaikki 1800-luvulla tehdyt tutkimukset olivat Adolf Mobergin ja Karl Adolf Mobergin, isän ja pojan, mutta myös Hjalmar Gyllingin toiminta oli erittäin merkittävää.

Suomesta tunnetaan kirjallisia mainintoja maanjäristyksistä 1600-luvulta alkaen. Kaikkein vanhimmat tiedot kertyivät koko lailla satunnaisesti ja olivat melko niukkoja. Pitäjänkertomukset ja tieteelliset tekstit sekä sanomalehdet 1700-luvun lopulta lähtien ovat niiden tyypillisiä lähteitä.

Maanjäristystietoja yritettiin kerätä järjestelmällisesti jo 1800-luvun alkupuoliskolla, kun Suomen Talousseuran sihteeri Carl Christian Böcker (1786-1841) uurasti monenlaisten tilastojen kokoamiseksi Suomen alueelta. Lokakuussa 1834 eri puolille maata postitetut kovin perusteelliset kyselylomakkeet sisälsivät kohdan myös maanjäristyksistä. Kunnianhimoinen hanke ei kuitenkaan tuottanut toivottua tulosta.

MOBERG VANHEMPI



Adolf Moberg. Kuva: Helsingin yliopisto.

Finska Vetenskaps-Societeten –seuran eli Suomen Tiedeseuran perustaminen vuonna 1838 johti myös joidenkin järistyshavaintojen kertymiseen. Suomen Tiedeseurassa ryhdyttiin nimittäin selvittämään sääoloja kaavakkeiden avulla, mutta saatu palaute sisälsi mainintoja myös muista luonnonilmiöistä. Maanjäristyksiksi luokiteltuja tapauksia kertyi tällä tavoin toistakymmentä, ja Adolf Moberg esitteli niitä Suomen Tiedeseuran kokouksessa 4. joulukuuta 1854. Niiden mukaan esimerkiksi Kittilässä oli huomattu kaksi maantärähdystä 14. heinäkuuta 1842. Torniossa monet ihmiset olivat helmikuun 2. päivän vastaisena yönä 1848 havainneet maanjäristystä ja kuulleet samalla matalaa maanalaista jyrinää. Maaliskuussa 1849 Myrskylässä tuntui maantärinää, joka sai lattiat ja huonekalut vapisemaan. Nämä Mobergin muistiinpanot *Om i Finland inträffade jordskalf och varseblifna eldkulor åren 1842-1850* voidaan katsoa ensimmäiseksi maanjäristysjulkaisuksi Suomen alueelta.

Adolf Moberg (1813-1895) toimi vuosina 1849-1875 fysiikan professorina Helsingin yliopistossa. Koulutukseltaan hän oli kemisti, ja hänen keskeiseksi työtehtäväkseen muotoutui etenkin ilmatieteellisten, joskin myös esimerkiksi kasvitieteellisten havaintojen kokoaminen. Maanjäristyshavainnot kertyivät näiden muiden tietojen ohessa. Adolf Moberg oli myös innokkaasti edistämässä metrijärjestelmän käyttöönottoa Suomessa ja kantoi hallinnollista vastuuta Helsingin yliopistosta sen rehtorina 1872-1875. Tämän viran hoito tuskin oli kovin myrskyistä, olihan Moberg niitä virkamiehiä, jotka ovat "liian värittömiä ja käytännöllisiä herättääkseen nuorison vastustusta sen paremmin kuin innostustakaan" (*). Aikanaan Adolf Mobergille myönnettiin valtioneuvoksen arvonimi.

HJ. GYLLINGIN AVAUS

Seuraavat merkittävät edistysaskeleet järistyshavaintojen keruussa sijoittuivat vuosiin 1882-1885. Kesäkuussa 1882 Perämerellä sattuneet Suomen oloissa hyvin voimakkaat maanjäristykset havaittiin laajalti, ja geologi Hjalmar Gylling sai kimmokkeen havaintojen keruuseen. Hän pyysi ilmoituksella *Waasan Lehdessä* asianharrastajia "hywäntahtoisesti jättämään allekirjoittaneelle hawaintojansa ja waarinottojansa". Kiinnostuksen kohteina olivat tärinän ja äänen osuus järistyksessä, sen "pontewuus", "kestäwäisyys" sekä "liikunnon suunta". Nämä kohdat muodostivat tiettävästi Suomen ensimmäisen nimenomaan maanjäristyksiä koskevan tiedustelun. Sen käyttö oli menestyksekästä ja Gyllingille karttui palautetta. Hänen kiinnostuksensa ulottui myös ennen vuotta 1882 sattuneisiin maanjäristyksiin.

Karl Hjalmar Nikolaus Gylling (1858-1889) ehti toimia valtiongeologina Geologisessa komissionissa sekä opetustehtävissä Polyteknillisessä opistossa. Hän julkaisi geologisia tutkimuksia jo ylioppilasvuosinaan, ja niitä löytyy niin Suomen Tiedeseuran sarjoista kuin ulkomaisistakin tiedelehdistä. Kovin varhainen kuolema kuitenkin katkaisi tämän aktiivisen tiedemiehen uran, ja niin väitöskirja kuin kerätyt järistyshavainnotkin jäivät julkaisematta.
Hämeen Sanomat kirjoitti Hjalmar Gyllingin muistosanoissa: "Hän oli näet tunnustettu etewäksi geologiiassa (maaopissa) ja kiwitieteessä [...] Innolla oli hän antautunut tieteen palwelukseen ja ehkäpä työskenteli hän enemmän kuin woimat olisiwat sallineet woimatta ehkä miehen malttiin waihtaa nuorukaisen hehkuwaa innostusta ja kiihkoa."



Karl Hjalmar Gylling. Kuva: Geologian tutkimuskeskus. Geokuvat.

SUOMEN MAANTIETEELLINEN SEURA

Hjalmar Gyllingin kuoltua maanjäristystutkimus siirtyi tieteellisen seuran huomaan, ei kuitenkaan enää Suomen Tiedeseuraan vaan uudemman yhteenliittymän vastuulle. Suomen Maantieteellinen Seura (*Sällskapet för Finlands Geografi*) oli nimittäin perustettu tammikuussa 1888. Geologi Hjalmar Gylling oli ollut monien muiden luonnontieteilijöiden tavoin Seuran jäsen sen perustamisesta lähtien. Hänen kuolemansa jälkeen syyskuussa 1889

hänen leskensä luovutti julkaisematta jääneen järistyshavaintoaineiston Suomen Maantieteellisen Seuran haltuun.
Sääntöjen mukaan Suomen Maantieteellisen Seuran "tarkoituksena on edistää tätä maata koskevien maantieteellisten aineksien kokoamista ja käyttelemistä". Tavoitteena oli luoda tieteellisesti painottunut yhdistys, mikä näkyi sen *Fennia*-julkaisusarjassa. Suomen Maantieteellisen Seuran piirissä alettiin myös kartoittaa erilaisia luonnonilmiöitä. Myöhemmin monet näistä tehtävistä siirtyivät erilaisten geotieteellisten laitosten vastuulle ja jatkuvat nykyäänkin.
Maanjäristystietojen kokoaminen osana Suomen Maantieteellisen Seuran toimenkuvaa virallistui vähitellen. Tärkeä virstanpylväs oli 28. lokakuuta 1891 myönnetty vapaakirjeoikeus, kun keisarillinen senaatti näki hyväksi "myöntää Suomen Maantieteelliselle Seuralle postirahanvapautta semmoisista avonaiseen päällystään pannuista painetuista blanketeista, joita niihin kirjoitettujen muistoonpanojen kanssa tahi ilman sellaisitta Seurasta tahi Seuralle postissa lähetetään". Maanjäristykset eivät suinkaan olleet keskeisin syy tähän "alamaisuudessa tehtyyn esitykseen", vaan taustalla olivat laajat maantieteelliset hankkeet. Toiminnan alkuaikoina kyselylomakkeilla kartoitettiin esimerkiksi lumipeitteen paksuutta ja hallaöiden yleisyyttä, mutta niiden käyttö palveli erittäin hyvin myös maanjäristystutkimusta.

MOBERG NUOREMPI

Suomen Maantieteellisessä Seurassa Karl Adolf Moberg jatkoi työtä maanjäristyshavaintojen parissa Hjalmar Gyllingin kokoaman havaintoaineiston pohjalta. Hjalmar Gylling oli ollut hänelle tuttu geologipiireistä monen vuoden ajan ja myös alainen Geologisessa komissionissa. Työn siirtyminen nimenomaan hänelle tuntui varmasti luontevalta myös siksi, että hän oli Adolf Mobergin poika.
Sekö isä että poika Mobergilla oli myös erityisiä yhteyksiä Suomen Maantieteelliseen Seuraan: Adolf Moberg kutsuttiin sen kunniajäseneksi vuosikokouksessa maaliskuussa 1889. Poika Moberg osallistui Suomen Maantieteellisen Seuran perustavaan kokoukseen tammikuussa 1888 ja toimi useiden vuosien ajan sen kirjastonhoitajana.
Karl Adolf Moberg (1840-1901) opiskeli luonnontieteitä maisteriksi asti ja suoritti myös vuoritutkinnon. Hänen ammatilliseen toimintaansa kuuluikin sekä vuori-insinöörin että geologin töitä. Hänellä oli virka vuorihallituksen vuori-insinöörinä mutta myöhemmin geologian osuus kasvoi geologisten kartoitusten



Karl Adolf Moberg. Kuva: Geologian tutkimuskeskus.1900.Vanhatkuvat nro 6091.

myötä. Karl Adolf Moberg toimi Geologisen komissionin ensimmäisenä johtajana vuosina 1886-1893. Ansioillaan hän sai myös vuorineuvoksen arvonimen.
Suomen Maantieteellisen Seuran kokouksessa huhtikuussa 1891 Karl Adolf Moberg esitelmöi vuoden 1882 järistyksistä Hjalmar Gyllingin aineiston pohjalta. Samassa tilaisuudessa Moberg lupasi edelleen jatkaa Gyllingin keräämien maanjäristystietojen järjestämistä. Seuran kokouksessa marraskuussa 1893 kuultiinkin hänen esitelmänsä näistä havainnoista vuotta 1882 edeltäneeltä ajalta. Työt löytyvät Seuran *Fennia*-sarjasta.
Karl Adolf Mobergilta ilmestyi vielä kolmas maanjäristystutkimus, artikkeli 5. marraskuuta 1898 Pohjois-Suomessa tuntuneesta järistyksestä. Suomen Maantieteellisen Seuran maanjäristysten tuntuvuushavaintoja tiedustelevat viralliset kyselylomakkeet olivat ensikertaa käytössä tätä järistystä tutkittaessa. Vallitsevan käytännön mukaisesti Karl Adolf Moberg myös esitelmöi aiheesta Seuran kokouksessa (20.10.1900). Esitelmän ajankohta oli jo hänen elämänsä ehtoopuolta: hän kuoli seuraavan vuoden heinäkuussa.
Uuden vuosisadan myötä muut tiedemiehet jatkoivat maanjäristyshavaintojen keräämistä Suomen alueelta. Kyselylomakkeiden käyttö kuului Suomen Maantieteellisen Seuran toimintaan vielä monen vuosikymmenen ajan. Kootut tiedot muodostavat arvokkaan havaintosarjan näistä Pohjois-Euroopassa harvinaisista luonnonilmiöistä.

LÄHTEET

Asetuskokoelma vuodelta 1891.

Hämeen Sanomat 20.9.1889

Klinge, M., R. Knapas, A. Leikola ja J. Strömberg, 1989. Keisarillinen Aleksanterin yliopisto 1808-1917. Helsingin yliopisto 1640-1990, toinen osa, Otava, 931 s. (* s. 602).

Moberg, A., 1855. Om i Finland inträffade jordskalf och varseblifna eldkulor åren 1842-1850, *Öfversigt af Finska Vetenskaps-Societetens förhandlingar*, **2**, 48-52.

Moberg, K.A., 1889. Minnesteckning öfver K.H. Gylling. [uppläst vid Geol. Fören. sammanträde den 29 November 1889]

Moberg, K.A., 1891. Jordskalfven i Finland år 1882, *Fennia*, **4**:8, 36 s.

Moberg, K.A., 1894. Uppgifter om jordskalfven i Finland före 1882, *Fennia*, **9**:5, 26 s.

Moberg, K.A., 1901. Jordskalfvet den 5 Nov. 1898, *Fennia*, **18**:6, 28 s.

Renqvist, H., 1930. Suomen maantieteen esityötä, *Terra*, **42**:4, 247-253.

Sederholm, J.J., 1901. Karl Adolf Moberg, *Geol. Fören. Stockholm Förh.*, **23**, 527-529.

Simojoki, H., 1992. Geofysiikan tulo oppiaineeksi Helsingin yliopistossa, toim. J. Virta ja H. Nevanlinna, Report Series in Geophysics, No 26, Dept. Geophysics, Univ. Helsinki.

Sällskapets för Finlands Geografi förhandlingar Januari 1888-December 1903, *Fennia*, **1**, **3-5**, **8**, **11**, **12**, **15**, **18**, **20**.

Waasan Lehti 14.8.1882

Maapallon magneettisen peruskentän aikavaihtelujen ääriarvoja

Heikki Nevanlinna

Ilmatieteen laitos, Avaruus ja yläilmakehä
heikki.nevanlinna@fmi.fi

Abstract. A brief review is given about the geomagnetic secular variation and the polarity reversal of the geomagnetic field.

1. JOHDANTO

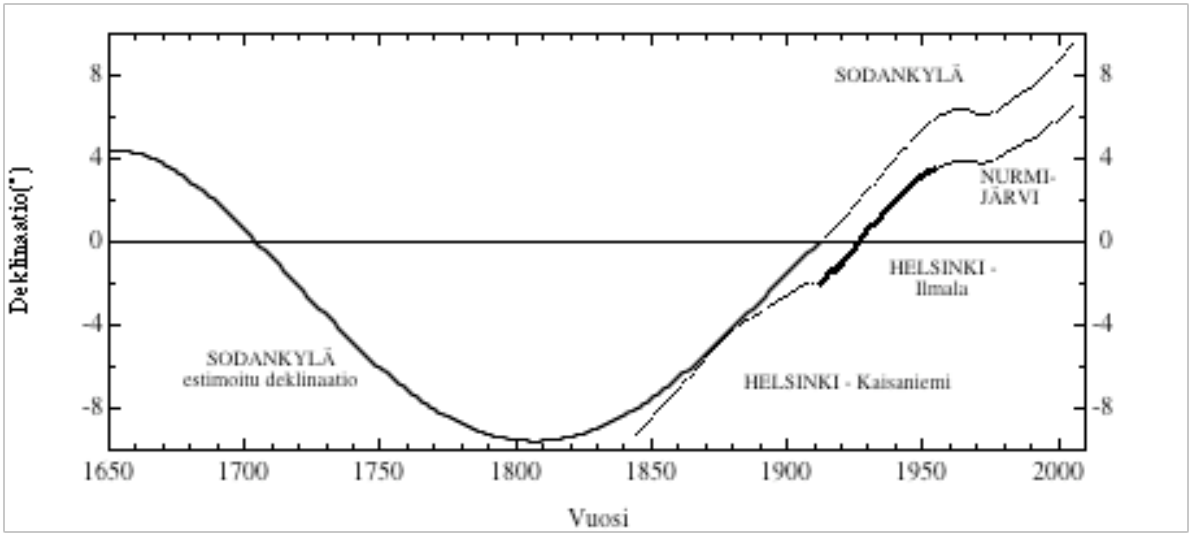
Maapalloa ympäröi magneettikenttä, jonka pääosa saa alkunsa Maan ydinosan nestevirtauksista 2900 km syvyydessä. Nestevirtaukset ylläpitävät geodynamoa, jonka tuottamista sähkövirroista syntyy maapallon magneettikenttä. Maapalloa voidaan siis pitää jonkinlaisena isona sähkömagneettina. Osa maanpinnalla mitattavasta magneettikentästä aiheutuu kivikehän ferromagneettisesta materiasta, joka paikallisesti voi aiheuttaa suuria häiriöitä magneettivuon tiheyteen. Ajallisesti nopeiten muuttuu maapallon lähiavaruudessa, magnetosfäärissä ja ionosfäärissä, vallitseva magneettikenttä, jonka vaihteluja kontrolloi Auringon aktiivisuus hiukkasemissioiden ja lyhytaaltoisen sähkömagneettisen säteilyn kautta.

Maan magneettikentän lähteet jaetaan syntysijansa mukaan sisäiseen (internal) ja ulkoiseen (external) osaan. Tyypillisesti ulkosyntyinen magneettikenttä vaihtelee nopeudella ± 0,1 ... ±10 nT/s. Sen suurimpia muutoksia kutsutaan magneettisiksi myrskyiksi tai avaruussäähäiriöiksi. Sisäsyntyinen pääkenttä muuttuu tällä hetkellä kertaluokkia hitaammin, tyypillisesti 30 nT vuodessa, joka on noin promille kokonaiskentän vuon tiheydestä. Ilmiöstä käytetään nimitystä sekulaarimuutos (vuosisataismuutos) sen hitaudesta johtuen (kts. esim. NEVANLINNA, 2002).

Kirjoituksessa tarkastellaan kysymystä siitä, minkälaisia ääriarvoja on Maan sisäsyntyisen magneettikentän havaintosarjoissa.

2. MAGNEETTIKENTÄN SEKULAARIMUUTOS

Maapallon sisäsyntyinen magneettikenttä muuttuu hitaasti vuodesta toiseen. Ilmiöstä käytetään nimitystä sekulaarimuutos. Sen seuraamiseksi on Suomessa tehty säännöllisiä ja jatkuvia observatoriorekisteröintejä vuodesta 1844 lähtien (NEVANLINNA, 2004). Ensimmäinen observatorio toimi Helsingissä (1844-1912) ja sen mittauksia jatkettiin Pasilassa Ilmalan observatoriossa aina vuoteen 1955 saakka. Tätä toimintaa jatkettiin Nurmijärven observatoriossa (1953-). Lapissa on toiminut magneettinen observatorio vuodesta 1913 lähtien.



Kuva 1. *Kompassineulan eranto Suomessa 1650-2005 magneettisten observatorioiden (Helsinki, Nurmijärvi ja Sodankylä) rekisteröintien (pisteet) mukaan. Yhtenäinen viiva edustaa erannon kulkua arvioituna Suomessa tehdyistä magneettisista mittauksista eri puolilla maata ja laskettuna Sodankylän koordinaateille (NEVANLINNA, 2004).*

Kuva 1 näyttää esimerkinomaisesti Suomen alueella mitatut sekulaarimuutoksen kompassineulan erannon (deklinaation) osalta. Kuvassa pisteet edustavat erannon vuosikeskiarvoa ja yhtenäinen viiva eri puolilla maata tehdyistä magneettikentän mittauksista laskettua tilastollista erannon muutosta. Kuvasta saadaan käsitys siitä miten eranto on vaihdellut Suomessa viimeksi kuluneiden noin 350 vuoden aikana. Voidaan päätellä, että eranto oli eniten länteenpäin (noin 10°) aivan 1800-luvun alussa. Siitä lähtien eranto on kääntynyt itäänpäin suunnilleen asteen kymmenessä vuodessa, joten noin 200 vuoden kokonaissekulaarimuutos on ollut lähes 20°. Poikkeus itäisestä kasvusuunnasta oli muutaman vuoden ajan 1960-luvun lopulla, jolloin erannon muutos kääntyi negatiiviseksi (länteen). Ilmiö on ollut maailmanlaajuinen ja se liittyi globaalimagneettikentän nopeaan "nykäykseen" eli jerkkiin, joka johtui todennäköisesti maapallon pyörimisnopeuden äkillisistä vaihteluista (ALEXANDRESCU et al., 1996).

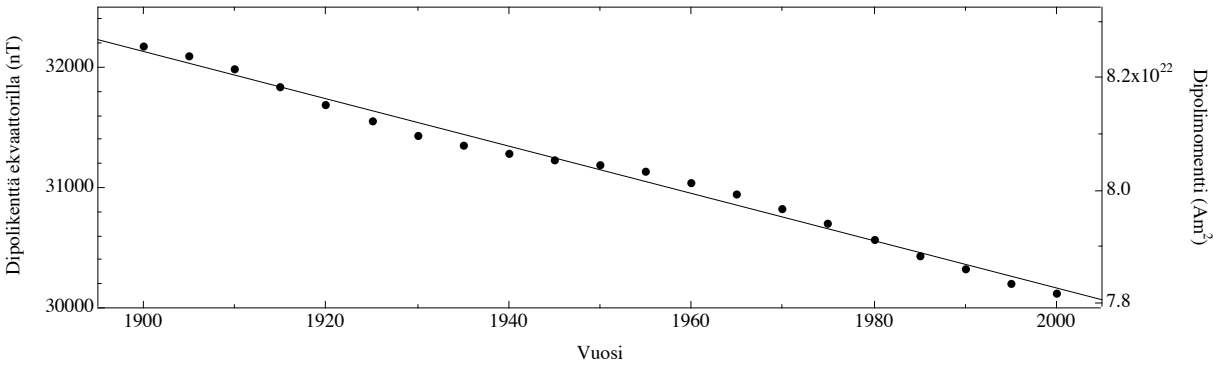
Sekulaarimuutos oli suunnilleen samoilla itäisillä lukemilla 1600-luvun alkupuolella kuin nykyäänkin. Kuvan 1 magneettikentän vaihtelut edustavat tyypillistä aaltomaista sekulaarimuutosta, jonka aallonpituus on noin 300 vuotta ja amplitudi noin 10°.

3. MAAN MAGNEETTIKENTÄN NAPAISUUSVAIHDOKSET

Maapallon sisäsyntyinen magneettikenttä on maanpinnan läheisyydestä muutaman sadan kilometrin korkeuteen asti muodoltaan dipolikenttää muistuttava. Kyseessä on sellaisen hypoteettisen dipolin (tai sauvamagneetin) aiheuttama magneettikenttä, joka on Maan keskipisteessä ja hieman (noin 10°) kallistunut maapallon pyörimisakselin suunnasta. Tällainen dipoli kuvaa noin 80 % Maan magneettikentästä. Tarkempaa kuvausta varten tarvitaan dipolia korkeampia multipoleja aina astelukuun $n = 10$ saakka (dipolikentän asteluku on 2).

Maanpinta- ja satelliittihavaintojen mukaan Maan magneettikenttä heikkenee keskimäärin noin 1 ‰ vuosivauhdilla, vaikka tietyillä alueilla, kuten esimerkiksi Suomessa, magneetti-

vuon tiheys voi kasvaa (kts. esim. NEVANLINNA, 2002). Kuvassa 2 on maapallon magneettikentän dipolikomponentin muutos aikavälillä 1900-2000.



Kuva 2. *Maan magneettikentän dipolikomponentin muutos aikavälillä 1900-2000 laskettuna kansainvälisestä referenssikentästä (IGRF; MANDEA et al., 2000). Vasen pystyakseli: dipolikenttä ekvaattorilla. Oikea pystyakseli: dipolimomentti.*

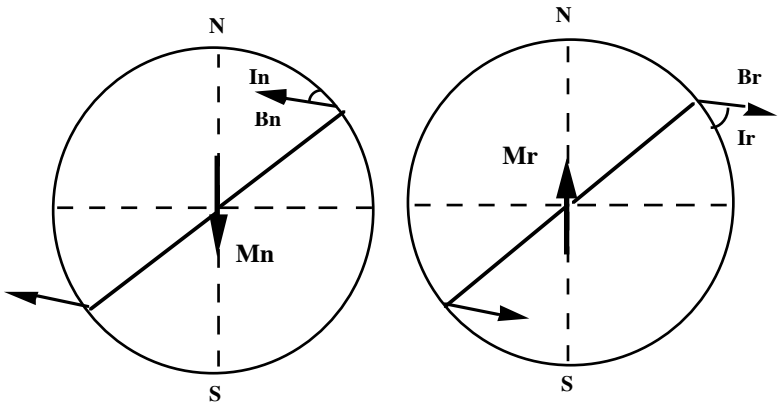
Kuten kuvasta 2 nähdään, dipolikenttä heikkenee jokseenkin lineaarisesti siten, että satavuotiskaudella 1900-2000 kenttävoimakkuus ekvaattorilla on pienentynyt keskimäärin 20 nT vuodessa. Kokonaisheikentymä on ollut noin 2100 nT eli noin 7 %. Maapallon magneettikentän nykyinen heikkeneminen on alkanut 2500 - 3000 vuotta sitten, jolloin geomagneettinen dipolimomentti oli noin 20 % korkeampi kuin sen nykyinen arvo. Viimeisten noin 12 000 vuoden aikana Maan dipolikenttä on vaihdellut "sinimäisesti" siten, että aallonpituus on ollut noin 4000 vuotta ja amplitudi noin 50 % nykyisen kentän arvosta.

Tietoja maapallon magneettikentän vaihteluista on mitattu erilaisilla magnetometreillä suunnilleen 400 vuoden ajalta. Sitä aikaisemmilta kausilta tietoa Maan magneettikentästä saadaan epäsuorilla menetelmillä, jotka perustuvat esimerkiksi laavakerrostumiin tallentuneen jäännösmagnetismin mittauksiin. Jäännösmagnetismi on tässä tapauksessa verrannollinen sen muodostumisajankohtana vallinneeseen geomagneettiseen kenttään. Myös järvisedimenttejä voidaan hyödyntään magneettikentän rekonstruktoinneissa. Tällaisilla niin sanotuilla paleomagneettisilla menetelmillä saadaan tietoa Maan magneettikentän vaihteluista aina muutamaan miljardiin vuoteen saakka.

Tarkasteltaessa Maan magneettikentän vaihteluja miljoonien vuosien aikaikkunassa tietyllä paikalla, niin havaitaan, että magneettikenttävektori aika ajoin muuttaa suuntaansa 180°. Itse suunnanmuutosprosessi tapahtuu suhteellisen nopeasti, 500-10000 vuodessa, jonka jälkeen suunta keskimäärin pysyy suhteellisen vakaana. Kenttävektorin suunnan täyskäännös tulkitaan siten, että koko maapallon magneettikenttä vaihtaa napaisuuttaan vastakkaiseksi. Dipolikentän kannalta tämä merkitsee sitä, että dipolimomenttivektori kääntyy 180° (kts. Kuva 3). Nykyisin tämä vektori Maan keskipisteessä osoittaa pohjoisesta etelään, jota tilaa kutsutaan normaalipolariteetiksi (*n*). Tällainen tila on vallinnut noin 780 000 vuotta (kts. Kuva 4). Sitä ennen vallitsi käänteinen polariteetti (*r*) (kts. Kuva 3).

Viimeksi kuluneiden 50 miljoonan vuoden aikana magneettikenttä on kääntynyt keskimäärin 3 kertaa miljoonassa vuodessa, joten tilastollisesti nykyinen *n*-kausi (ns. Brunhesin kausi) on vallinnut keskimääräistä pitempään. Toisaalta polariteetin vaihtumisfrekvenssissä on suuria

vaihteluja eri geologisina kausina. Esimerkiksi noin 100 miljoonaa vuotta sitten alkoi polariteettijakso, joka säilyi samana yli 20 miljoonaa vuotta.



MAAPALLON DIPOLIKENTÄN KAKSI POLARITEETTITILAA

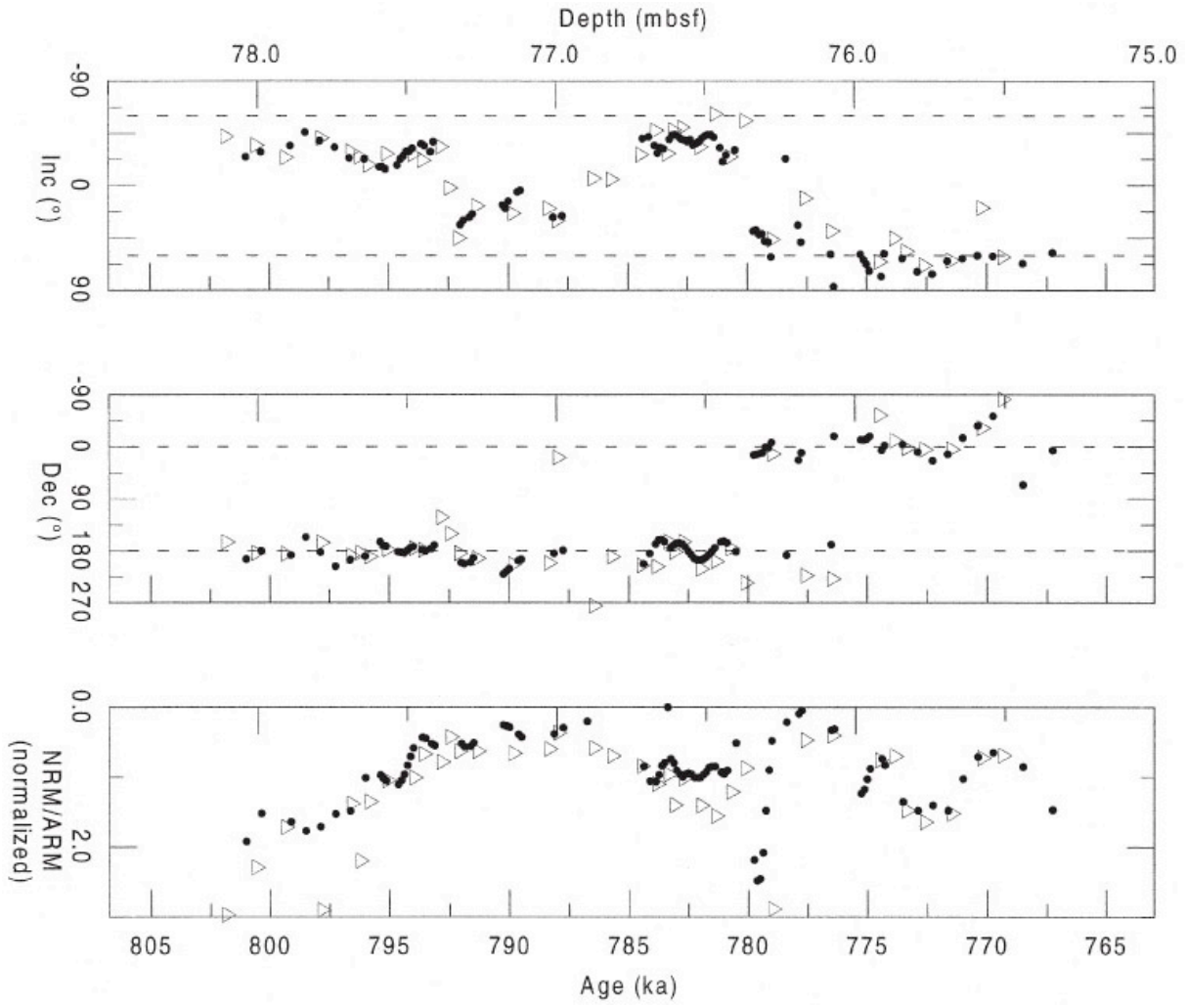
n(ormal) ja r(eversed): Mn = - Mr; Bn = -Br; In = - Ir

Kuva 3. *Maapallon magneettikentän kaksi mahdollista polariteettitilaa: n ja r eli "normaali" ja "käänteinen". Nykyisin polariteetti on n, jolloin magneettikentän dipolimomenttivektori Mn osoittaa pohjoisesta etelään. Kun polariteetti vaihtuu (kts. Kuva 4) niin momenttivektori kääntyy 180° asentoon Mr. Polariteetin vaihtuessa tietyllä paikalla oleva magneettikenttävektori muuttaa suuntaansa myös 180°. Tällöin vektorin kallistuskulma (In) muuttuu vastaluvukseen (Ir) ja suunta (eranto) kääntyy 180°.*

Magneettikentän napaisuuden vaihtoprosessille on tyypillistä magneettikentän voimakkuuden lasku kauan ennen kuin sen suunnassa tapahtuu mitään muutoksia. Ensimmäiset merkit kentän pysyvästä heikkenemisestä voivat näkyä jo 10 000 - 20 000 ennen varsinaista kenttän kääntymistä (kts. Kuva 4). Kenttävoimakkuuden laskettua noin 90 % tapahtuu vektorin suunnan muutos: deklinaatio ja inklinaatio muuttuvat vastakkaismerkkisiksi hyvin "nopeasti" yleensä alle 1000 vuodessa. Napaisuuden polariteettikäännöksen nopeata vaihetta sanotaan transitioksi. Globaalisesti tarkasteltuna dipolin suunta säilyy transitiokauden alussa samana, mutta sen voimakkuus heikkenee. Lopulta magneettikentän dipolikomponentti katoaa kokonaan ja jäljelle jää ei-dipolaarinen jäännöskenttä (jossa esiintyy vain dipolia korkeampia multipoleja) vahvuudeltaan tyypillisesti noin 10 % pysyvän polariteettitilan dipolikentän voimakkuudesta. Magneettikenttä muuttaa napaisuuttaan siten, että ensin toiselle pallonpuoliskolle kasvaa uusi alkiodipoli, alkuperäisen kanssa vastakkaista polariteettia, ja sitten toiselle. Kahden tällaisen dipolin magneettikenttä on ns. kvadrupolikenttä, mutta dipolien sulautuessa yhteen syntyy globaalinen dipolikenttä.

Nykyinen polariteettitila on kestänyt jo pitempään kuin sen tilastollinen kesto on. Onko mitään merkkejä maapallon magneettikentässä, jotka viittaisivat lähestyvään käännöstapahtumaan? Kuten aiemmin todettin, magneettikentän globaali heikkeneminen on ensimmäinen merkki käännöstapahtuman tulosta. Maapallon magneettikentän nykyinen heikkeneminen voisi olla tällainen merkki. Lisävarmistusta tälle arvelulle on saatu satelliittimittauksista, joilla on seurattu maapallon magneettikentän muutoksia. Vertaamalla 1980-luvun alussa MAGSAT-satelliitin magneettisia mittauksia 2000-luvun alun Örsted-satelliitin tuloksiin on saatu lisävarmuutta geomagneettisen kentän tilasta ja sen muutoksesta. Satel-

liittimittausten mukaan eteläisellä pallonpuoliskolla Maan ytimessä on laaja alue, jossa magneettikentän suunta on vastakkainen yleiselle polariteetille. Vastaavasti pohjoisella pallonpuoliskolla on myös alue, jossa polariteetti on kääntynyt. Vaikkakin kyseiset alueet ovat vielä pinta-alaltaan pieniä, niiden koko on kasvanut 20 vuodessa. Geomagneettisen kentän pallonpuoliskojen suhteen mitattu epäsymmetria on siten suurentunut, mitä pidetään merkkinä käynnistyneestä polariteetin vaihtoprosessista (HULOT et al., 2002). Vaikka johtopäätöstä voi pitää vielä osittain spekulatiivisenä, nykyisen magneettikentän aikavaihteluissa on piirteitä, jotka tunnetaan paleomagneettisista tutkimuksista ennen napaisuudenvaihdosta. Jos magneettikentän heikkeneminen jatkuu samalla nopeudella, nollakentän tilanne saavutetaan noin 3000 vuoden kuluttua. Miten magneettikenttä tulee käyttäytymään tuona aikan on mahdoton ennustaa, mutta tuhansia vuosia tulee kulumaan ennenkuin voidaan odottaa seuraavaa käännöstapahtumaa.



Kuva 4. *Havaintoesimerkki viimeisestä magneettikentän kääntymistapahtumasta 780 000 vuotta sitten. Kuvassa ylin paneeli näyttää inklinaation (Inc) vaihtelun, keskimmäinen deklinaation (Dec) ja alimpana on magneettikentän suhteellista voimakkuutta kuvaava paleomagneettinen parametri (NRM/ARM). Alin vaaka-akseli ilmoittaa ajan tuhansina vuosina (ka) ja ylin on etäisyys (metreinä) sedimenttikerroksesta meren pintaan. Kahdessa ylimmässä kuvassa vaakasuora katkoviiva osoittaa vakaan polariteettikauden inklinaatio- ja deklinaatiotason. Magneettikentän transitio r-polariteetistä n-tilaan tapahtuu aika-akselin kohdalla 780 ka. (HEIDER et al., 2000).*

Maapallon magneettikentän kääntymisilmiötä vastaava prosessi tapahtuu myös Auringossa. Auringon laaja-alainen magneettikenttä vaihtaa napaisuuttaan aina 11-vuotisen auringonpilkkujakson maksimivaiheen aikoihin. Näin Auringossa magneettikentän napaisuusvaihdon jakso on noin 22 vuotta.

PÄÄTELMIÄ

Suurimmat muutokset maapallon magneettikentän suunnassa ja voimakkuudessa tapahtuvat niin sanotun polariteettivaihdostapahtuman aikana. Tällöin kentän suunta kääntyy vastakkaiseksi (180°) aikaisemmin vallinneen suunnan suhteen. Kenttävoimakkuus käy polariteettimuutoksen aikana minimissä, joka on noin 10 % pysyvän kentän arvosta. Polariteetin vaihdoksia tapahtuu keskimäärin muutamia kertoja miljoonassa vuodessa ja itse kääntyminen (transitio) kestää vain noin 1000 vuotta tai vähemmän. Nykyisessä geomagneettisessa kentässä on piirteitä, jotka on tulkittu alkavan polariteettitapahtuman ensisignaaleina.

Polariteetin vakaina kausina magneettikenttä heilahtelee aaltomaisesti satojen ja tuhansien vuosien aallonpituudella ja kentän voimakkuuden vaihdellessa jopa 50 % keskimääräisestä arvostaan. Näihin suuriin muutoksiin verrattuna magneettikentän muutokset viimeisten 100-200 vuoden aikaskaalassa ovat vähäisiä: esimerkiksi Suomessa magneettikentän vaakasuora suunta (eranto) on muuttunut noin 20° 200:ssa vuodessa.

LÄHTEET

ALEXANDRESCU, M. et al., 1996. Worldwide wavelet analysis of geomagnetic jerks, *J. Geophys. Res.*, **101**, 21975-21990.

HEIDER, F., et al., 2000. The Brunhes-Matuyama and upper Jaramillo transitions recorded in sediments from the California margin. *Proc. of the Ocean Drill. Program. Sci. Res*. Vol. 167.

HULOT, G. et al., 2002. Small-scale structure of the geodynamo inferred from Oersted and Magsat satellite data, *Nature*, **416**, 620-625.

MANDEA, M., et al., 2000. International geomagnetic reference field - 2000. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **120**, 39-42.

NEVANLINNA, H., 2002. Perustietoa geomagnetismista, *Ilmatieteen laitos, geofysikaalisia julkaisuja*, No. **53**.

NEVANLINNA, H., 2004. Results of the Helsinki magnetic observatory 1844-1912, *Ann. Geophys*, **22**, 1691-1704.

Kiinteän Maan Geofysiikka Helsingin Yliopistossa – Uusia Tuulia

Lauri J. Pesonen

Kiinteän maan geofysiikan laboratorio/Geofysiikan osasto
Helsingin yliopisto/Fysikaalisten tieteiden laitos
PL 64, 00014 Helsingin yliopisto
lauri.pesonen@helsinki.fi http://www.geophysics.helsinki.fi/

Abstract
There is growing interest in solid earth geophysics (SEG) as evidenced by increasing number of students enrolling in the SEG programme at U of H. Part of the interest is related to a public awareness of environmental phenomena including natural catastrophes. A renewal of the teaching of SEG at the U of H was done in 2000 and subsequently in 2005. The latest revision relates to the Bologna agreement, which requires a two stage academic curriculum (BSc, MSc) beginning in 2006. Among the innovations in the solid earth geophysics at U of H is a new teaching laboratory. It provides a facility for laboratory works in the four topics: seismology, geodesy, geomagnetism and planetary geophysics. Among the new additions in the course palette are petrophysics, GIS- and GPS-courses, planetary geophysics, seismic tomography, laboratory works and a geophysics field course. The research laboratory is fully equipped and includes a new SQUID magnetometer (2004), full paleomagnetism instrumentation (2004), hysteresis apparatus (2003), a Curie balance (2003) and devises to measure seismic P-velocity, electrical conductivity and induced polarization (2002) of rocks and meteorites. Five research projects are currently undertaken: 1. supercontinents, 2. meteorite impact research, 3. petrophysics of meteorites, 4. investigations of deep drillcores and 5. determinations of the Earths magnetic field in the past.

JOHDANTO

Kiinteän maan geofysiikka on oppi Maapallon rakenteesta, koostumuksesta ja kehityksestä. Näitä tutkitaan geofysikaalisten menetelmien, havaintojen, laboratoriokokeiden ja tulkintamallien avulla. Oppiaineeseen kuuluu useita tutkimusaloja kuten seismologia, geosähkömagnetismi, geodesia, geomagnetismi, sovellettu geofysiikka, geotermiikka, geotektoniikka, jne. Kun tutkitaan Maan sisäosien rakenteita, olennaista tulosten ymmärtämiselle on tieto Maapallon sisuksen fysikaalisista ominaisvakioista. Geofysiikan avulla tutkitaan myös muiden planeettojen ja kuiden (mm. Titan, Ganymede) sekä aurinkokuntamme pienkappaleiden (asteroidit, komeetat) rakenteita, koostumuksia ja magneettikenttiä. Erityisesti meteoriittien fysikaalisten ominaisuuksien tutkiminen on noussut ajankohtaiseksi, koska ne kertovat asteroidien fysikaalisesta tilasta ja Marsin ja Kuun (Mars- ja Kuu-meteoriitit) ominaisuuksista. Tätä tieteenhaaraa kutsutaan planetaariseksi geofysiikaksi ja sen opetus aloitettiin Helsingin yliopistossa keväällä 2005.

Suomessa kiinteän maan geofysiikkaa opetetaan Oulun yliopistossa, Tkk:ssa ja Helsingin yliopistossa. Opetuksen sisällöt näissä laitoksissa vaihtelevat jossain määrin mutta pienen maan kannalta on tärkeätä, että näillä kolmella laitoksella on myös oma tutkimusprofiilinsa: Oulun tutkimus keskittyy litosfäärigeofysiikkaan (erityisesti sähkömagnetismi), laskennalliseen geofysiikkaan sekä ympäristötutkimukseen. Tkk on erikoistunut geofysiikan sovelluksiin kalliorakentamisessa, alueellisessa kartoituksessa ja ympäristögeofysiikassa. Helsingin yliopiston osaaminen liittyy paleogeomagnetismiin ja petrofysiikkaan sekä impaktikraatterien geofysiikkaan. Yhteistyön lisääminen yliopistojen, Seismologian laitoksen ja tutkimuslaitosten välillä on eräs ajankohtaisista haasteista, johon pyritään vastaamaan (Suomen Akatemian evaluointi 2003, Helsingin yliopiston tutkimuksen evaluointi 2005; Pesonen ja muut 2004b).

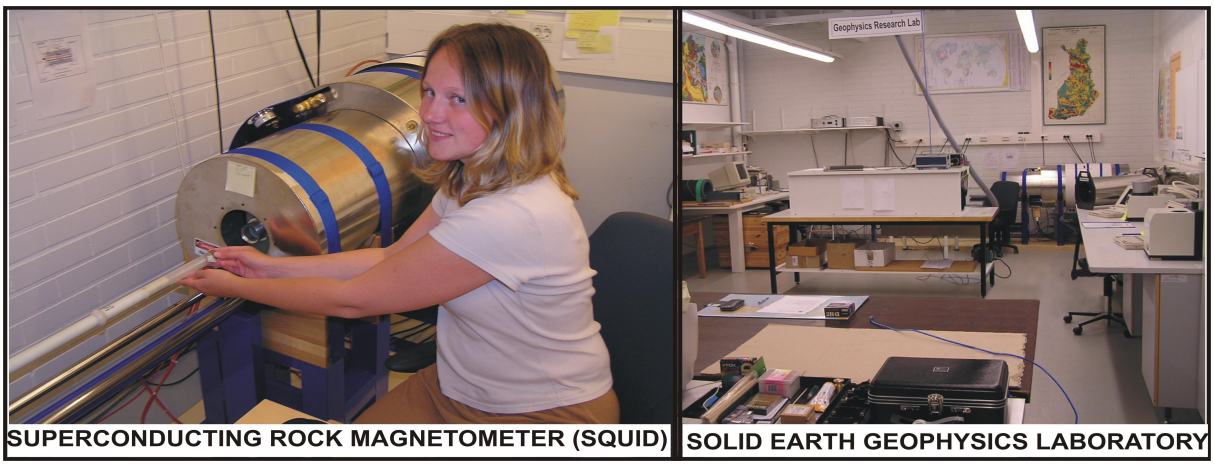
Tässä esityksessä kerromme niistä uusista tuulista, jotka koskevat kiinteän maan geofysiikan opetusta ja tutkimusta Helsingin yliopistossa (Pesonen ja muut 2004b). Seuraavat ajankohtaiset hankkeet ovat lähtökohtina tälle esitykselle:

1. Suomen geotieteiden arviointipaneelin raportti (Suomen Akatemia 2003 + Liite)
2. Euroopan yliopistojen tutkinnonuudistusta koskeva Bolognan sopimus (2-portainen tutkinto)
3. HY:ssä tapahtunut kiinteän maan geofysiikan opetuksen ja tutkimuksen uudistus (Pesonen et al. 2004a) sekä Kumpulan uuden kampuksen tarjoamat synenergiaedut (SA Evaluointi 2003)
4. Uudet haasteet kiinteän maan geofysiikan tutkimuksessa, mm. luonnonkatastrofit (ks. tämä voluumi)
5. Tavoite uudistaa lukion geofysiikan opetusta (Oulun malli) myös luonnontieteiden opettajien koulutusta geofysiikan aihepiireihin (Ahvenisto ja muut 2004).

Uusista tutkimuksellisista haasteista mainittakoon:

- litosfäärin kehitys ja rakenne sekä litosfäärin ja vaipan vuorovaikutus (mm. kimberliitit ja xenoliitit, seismiikka, geotermiikka, geosähkömagnetismi)
- litosfäärin, hydrosfäärin, atmosfäärin ja biosfäärin vuorovaikutukset (yhteistyö kiinteän maan ja vesivaipan geofyysikkojen välillä esim. Sumatran luonnonkatastrofin tapauksessa, Heikkinen ja muut, tämä voluumi)
- veden ja fluidien rooli maa- ja kallioperässä mukaan lukien metamorfiset tapahtumat
- uusien ympäristögeofysiikan sovellutusten löytäminen
- geofysiikka Arktikan ja Antarktikan tutkimuksissa (Pohjoinen ulottuvuus ja IPY),
- aktiivinen toiminta geofysiikan megahankkeissa, kuten OIDP, ICDP ja IGCP,
- suurten impaktien merkitys litosfäärin ja biosfäärin kehityksessä.
- ns. ”sample-return”-ohjelmat (avaruusnäytteiden tutkiminen)

Kuvissa 2-4 on muutamia esimerkkejä opetuksen ja tutkimuksen uusista tuulista.



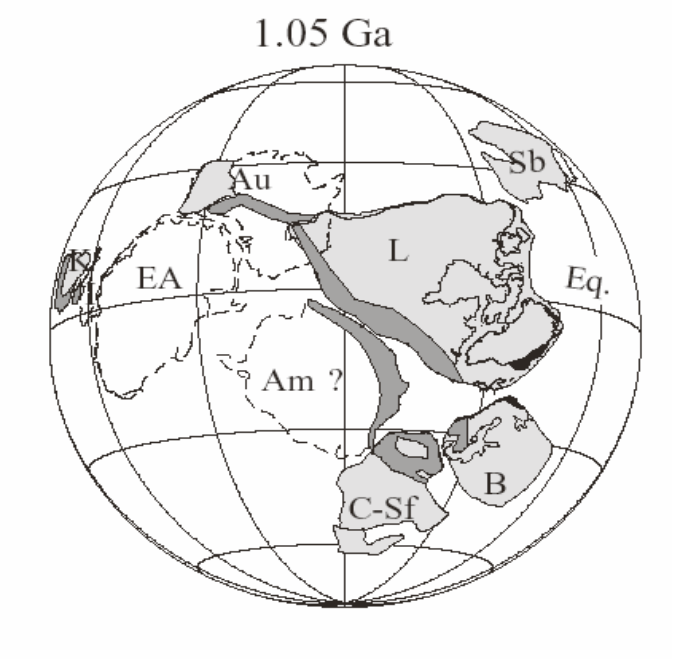
Kuva 1. Helsingin yliopiston Geofysiikan osaston uusi kiinteän maan geofysiikan opetus- ja tutkimuslaboratorio.

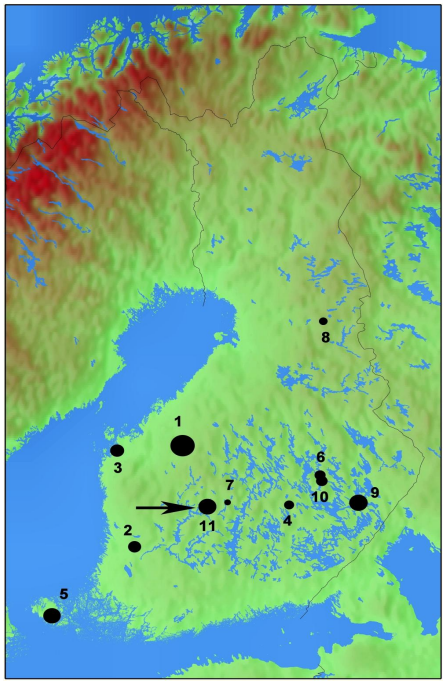
Esimerkki 1. Supermannertutkimus. Käyttäen globaalia paleomagneettista tietokantaa Pesonen ja muut (2003) rekonstruoivat kaksi uutta supermannerta prekambrisella ajalla, Kenorland (2700-2450 Ma) ja Hudsonland (1880-1250 Ma) ”klassisen” Rodinian 1.1-0.75 Ga lisäksi. Kuvassa 2 on supermanner Rodinia 1.05 Ga sitten.

Esimerkki 2. Törmäyskraatterit. Aktiivisen törmäyskraatterien tutkimusohjelman tuloksena Suomesta on löydetty varmuudella 11 kraatteria, joista 6 löydettiin v. 1995-2003. Viimeinen löytö

on Keurusselkä Keski-Suomessa (Pesonen ja muut, tämä voluumi).

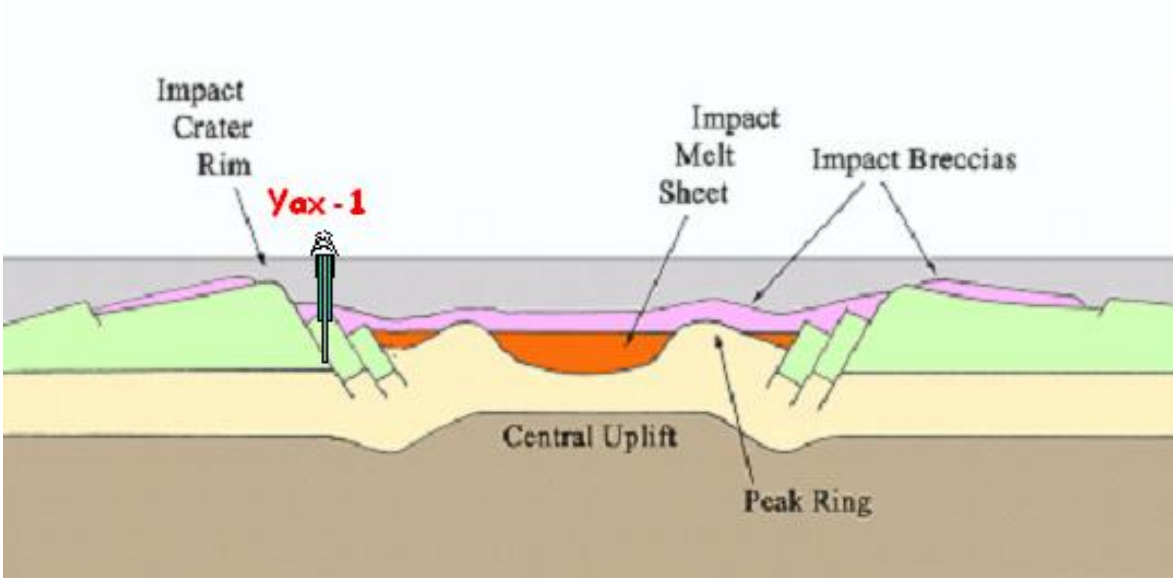
Kuva 2. Rodinia Supermanner 1.05 Ga sitten (Pesonen et al. 2003)





Kuva 3. Suomen 11 törmäyskraatteria, joista 6 (Suvasvesi N 6, Karikkoselkä 7, Saarijärvi 8, Paasselkä 9, Suvasvesi S 10 ja Keurusselkä 11) löydettiin aktiivisen törmäyskraatteriohjelman tuloksena. Viimeisin löytö on Keurusselkä (nuoli). (Pesonen ja muut 2005, tämä voluumi).

Esimerkki 3. Syvien kairareikien petrofysiikka. Ohjelmassa tutkitaan neljän syvän kairareiän fysikaalisia ominaisuuksia näytteistä. Näitä ovat Chicxulubin törmäyskraatteri Meksikossa (Elbra et al. 2004; Kuva 4), Bosumtwi Ghanassa (Pesonen et al., 2001), Chesapeake Virginiassa (Pesonen et al., 2004a) sekä Outokummun syväreikä Suomessa.



Kuva 4. Poikkileikkaus Yukatanin niemimaan 65 Ma vanhasta Chicxulub-törmäyskraatterista (D ~ 180 km). YAX-1 on syväkairareikä, josta Geofysiikan osastolla on näytteitä tutkittavana (Elbra et al. 2004)

LÄHTEET

Ahvenisto, U., Borén, E., Hjelt, S.-E., Karjalainen, T. ja Sirviö, J., 2004. Geofysiikka - tunne maapallosi. WSOY 2004.

Elbra, T., Pesonen, L.J., Kenkmann, T., Smit, J., 2004. The Chicxulub impact: Results of petrophysical and paleomagnetic investigations. Annual Meeting of the Meteoritical Society, Rio de Janeiro, CD-ROM.

Finnish Geosciences Evaluation Report, 2003. Suomen Akatemia julk. 14/03, 88 s + Liite)

Pesonen, L.J., Plado, J. and Kuulusa, M., 2001. The lake Bosumtwi impact structure - Airborne geophysical, paleomagnetic and petrophysical data, and their relevamce to the Bosumtwi Drilling Project. In : Workshop for Scientific Drilling at the Bosumtwi Impact Structure, Ghana, West Africa. ICDP, Potsdam, 4 p.

Pesonen, L.J., Elming, S.-Å ., Mertanen, S., Pisarevsky, S., D´ Agrella-Filho, M.S., Meert, J.,G., Schmidt, P.W., Abrahamsen, N., Bylund, G., 2003. Palaeomagnetic configuration of continents during the Proterozoic. Tectonophysics 375, 289-324.

Pesonen, L.J., Elbra, T., Lehtinen, M., Donadini, F., Salminen, J.M., 2004a. Physical properties and palaeomagnetism of the deep drill core from the Chesapeake Bay impact structure. ICDP-USGS Workshop Chesapeake Bay Impact Structure; U.S.G.S. Open-File Report 2004-1016, 71-72.

Pesonen, L.J., Sven-Erik Hjelt, S.-E., ja Peltoniemi, M., 2004b. Uusia tuulia kiinteän maan geofysiikan opetuksessa ja tutkimuksessa. VMY:n Laivaseminaari, 2.-4.2., 2004, 4 s (in Finnish).

The Keurusselkä Meteorite Impact Structure, Central Finland: Geophysical Data

Lauri J. Pesonen[1], Satu Hietala[2], Markku Poutanen[3], Jarmo Moilanen[4], Martti Lehtinen[5], Hannu E. Ruotsalainen[3]

[1] Laboratory for Solid Earth Geophysics, Univ. of Helsinki, P.O. Box 64, FI-00014 Helsinki, Finland, lauri.pesonen@helsinki.fi
[2] Kiveläntie 2 B 13, FI-42700 Keuruu, Finland,
[3] Finnish Geodetic Institute, P.O. Box 15, FI-02430 Masala, Finland,
[4] Vuolijoentie 2086, FI-91760 Säräisniemi, Finland,
[5] Geological Museum, Finnish Museum of Natural History, P.O. Box 64, FI-00014 Helsinki, Finland

Abstract

A new meteorite impact structure "Keurusselkä" was discovered in Central Finland in 2003 by S. Hietala and J. Moilanen (Hietala and Moilanen, 2004a, 2004b). The discovery was based on shatter cone findings in a circular area of some 10 km in diameter between the village of Kolho and the western shore of the lake Keurusselkä. Traces of remnants of topographic rings are visible in digital elevation data: the diameters of these rings vary from 10 km to ca. 30 km. The lake Keurusselkä has several open lake areas east from the shatter cone findings. The deepest bathymetry (32-35 m) is in the central part of the lake but it does not have any direct connection to the structure, nor to the geophysical anomalies described below. The sparse Bouguer gravity data delineate a low of 7 mGal. However, in the area there are other negative gravity anomalies nearby. Airborne magnetic data show a striking ring anomaly of ca. 10 km of diameter slightly east from the Bouguer anomaly. Airborne radiometric and electromagnetic data do not reveal any specific anomalies in the area.

1. INTRODUCTION

The current database of terrestrial impacts reveal some 175 structures with various ages and diameters (e.g., Pesonen et al., 1999). The latest "Nordic" discovery is the Keurusselkä impact structure in 2003 (Hietala and Moilanen, 2004a, 2004b). Since impact structures are characterized by distinct geophysical anomalies (e.g., gravity low, weak magnetic relief, dipping seismic reflectors, etc) we decided to look whether this structure has observable geophysical signatures (Pesonen et al., 2004).

2. LOCATION AND CONFIRMATION OF AN IMPACT ORIGIN

The structure (centred at 24° 36' E and 62° 08' N) is located in Central Finland, 220 km north from Helsinki and 60 km west from Jyväskylä. The structure lies on a broad land area that divides the lake Keurusselkä into two narrow waterways (Fig. 1a). The structure covers at least a 9.5 km wide round area but it may have been originally much larger. The target rocks are Paleoproterozoic granites and mica schists with minor volcanic inliers. In situ and

bouldered shatter cones were found at more than 40 places (Fig. 1b). They were observed in porphyritic granites, metamorphic rocks such as gneisses and granodiorites, and in meta-volcanic rocks. However, shatter cone locations are restricted inside a 12 km wide area. In many places they are well developed and it is easy to make difference between them and tectonic deformation surfaces. Orientations of measured shatter cone features point roughly to the centre of the structure.

Analysis of thin sections by optical microscope revealed shock features in one granitic breccia boulder. These include planar fractures (PFs) and planar deformation features (PDFs). Closely spaced PDFs in quartz grains occur in 1 to 3 sets and they are distinctive. High magnification reveals that PDFs are partially decorated, e.g. arrays of fluid inclusions in lamellae are visible. Quartz veins in the breccia specimen are recrystallized and it also appears that the sample is altered, which could be a result of post impact hydrothermal activity (Hietala and Moilanen, 2004a).

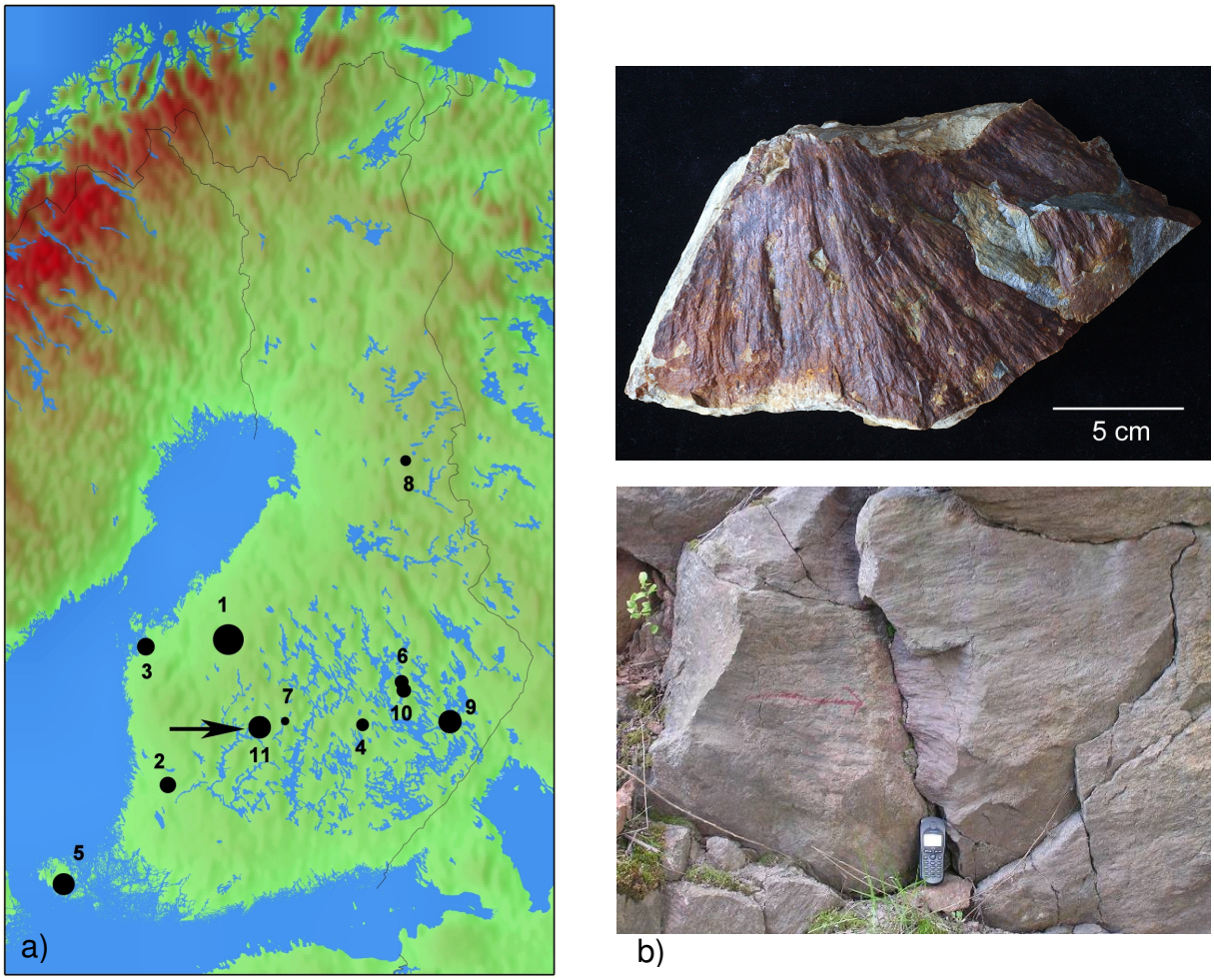


Figure 1. (a) The eleven confirmed impact structures in Finland. Keurusselkä is No.11. Other structures are: 1 Lappajärvi, 2. Sääksjärvi, 3. Söderfjärden, 4. Iso-Naakkima, 5. Lumparn, 6. Suvasvesi N, 7. Karikkoselkä, 8. Saarijärvi, 9. Paasselkä, 10. Suvasvesi S.
(b) Examples of shatter cones from Keurusselkä area. Shatter cones in a small-grained volcanic boulder, found from the central crater (top), and *in-situ* rock shatter cones near the village of Kolho (below). (Photos J. Moilanen and T. Kohout)

3. GEOPHYSICS, TOPOGRAPHY AND BATHYMETRY

The structure is not occupied by a lake as most of known impact craters in Finland. No distinct topographical depression, crater rim or central uplift is to be seen. However, some weak traces of remnants of topographic ring-like structures are visible in digital elevation data: the diameters of these rings vary from 10 km to ca. 30 km. The lake Keurusselkä is 27 km long with several open lake areas east from the shatter cone area. The deepest bathymetry (32-35 m) is in the central to northeastern part of the lake but it does not have any direct link to the structure, nor to the geophysical anomalies (see below).

Gravity. Impact craters are generally associated with a circular gravity low (Plado et al., 1999). The gravity lows are due to lower densities caused by impact fracturing. The gravity low is often associated by a gravity high caused by central uplift of denser rocks There are no detailed gravity surveys done in Keuruu area and therefore we had to rely on the National Gravity Grid of the Geodetic Institute, where the density of data is one per every 5 kilometers. Theoretically an uneroded impact structure of the Keurusselkä size (D ca. 10 km) should have a gravity low of 10-15 mGal (Pilkington and Grieve, 1991) as is the case, for example, with the young Lappajärvi impact structure (D 23 km, Abels et al., 2001). The sparse Bouguer data (Fig. 2a) delineates a negative, ca. 7 mGal gravity anomaly. However, in the area there are also other negative anomalies, for example one located some 20 km NE from Keurusselkä. The new geological map (by Mikko Nironen, GSF), for example, shows that on the western shore of the lake there are felsic rocks with lower densities which can contribute to the gravity minimum. However, these formations are not circular and do not restrict to Keurusselkä structure, but occur numerously in Central Finland.

Magnetics. The combined low-altitude and high-altitude airborne magnetic data (Fig. 2b) reveal a striking ring anomaly of ca. 10 km of diameter. This anomaly consists of positive anomaly patches surrounding the weak negative central anomaly. The magnetic ring is slightly east from the Bouguer anomaly and also east of the structure defined by shatter cones. We note here that magnetic ring anomalies with a weak central relief are typical to impact structures but in the same time, there are also similar type magnetic anomalies nearby of which not all are related to impacts. It is possible that the magnetic ring is assocated with a granitic intrusion or magnetite or sulphide occurrences rather than to an impact structure.

Other geophysical data. Airborne radiometric and electromagnetic data do not reveal any specific anomalies in the area (see also Chapter Discussion and Conclusions).

Age. The age of the Keurusselkä structure is undefined. Since shatter cones seems to be present in all Palaeoproterozoic (1.88 Ga) rock types of the region, the maximum age of the structure must be younger than ~1.88 Ga. However, related to the Svecofennian acretion and formations of island arcs in the Central Finland, somewhat younger (1.83-1.7 Ga) rocks and associated ductile to semiductile faults and fractures are are also present. Morphological and field relationships show that the structure represent deeply eroded remains of large complex impact structure which present day erosion level is below the original crater floor. At this point it is impossible to say for sure is the ca. 10 km structure an eroded bottom of the crater or just an eroded root of the central uplift. In latter case, some traces of original impact structure would be found in much wider area. It seems also possible that the structure has gone through tectonic modification as evideneced by hydrothermal feauteres, mylonizations etc.

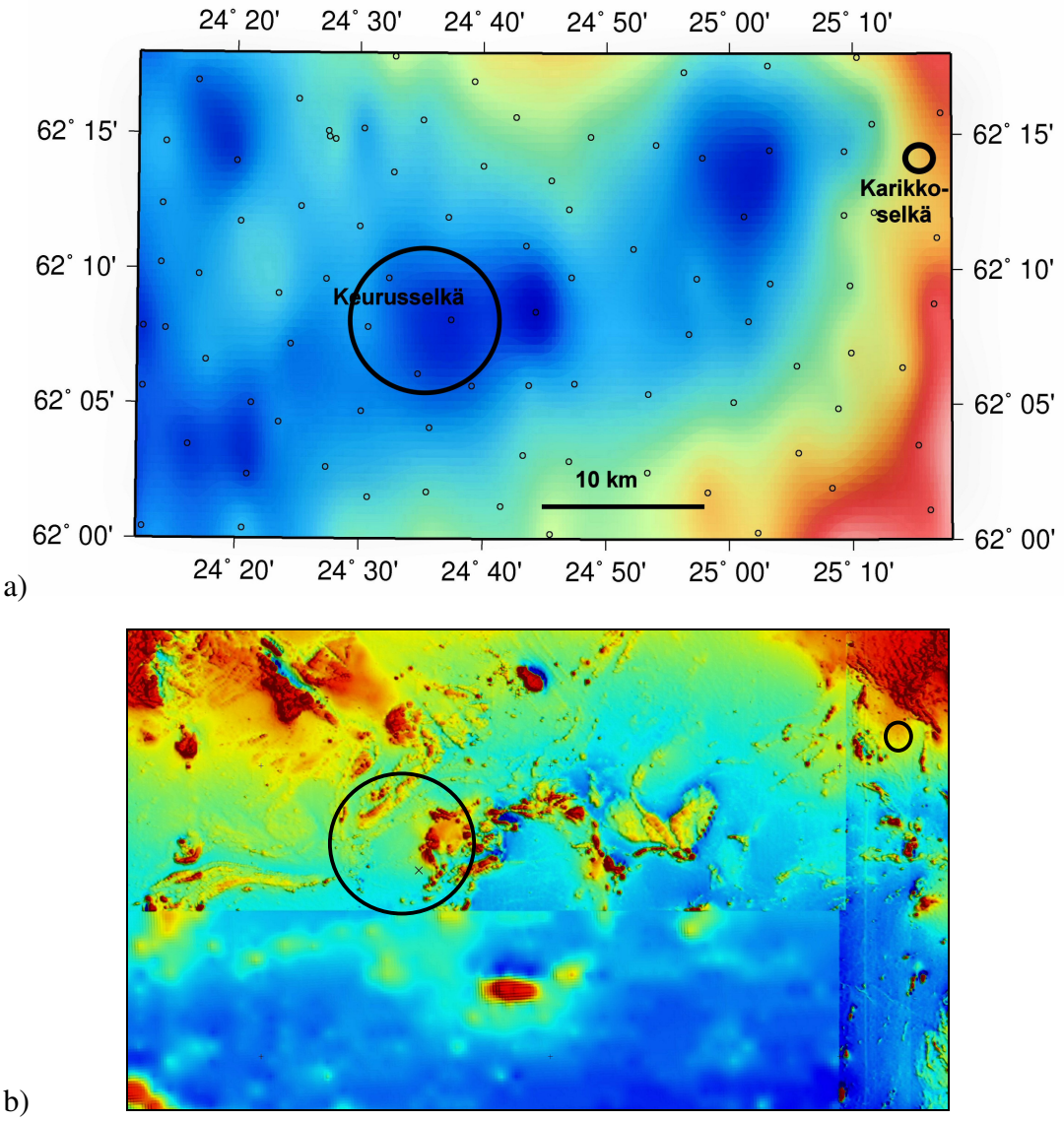


Figure. 2. (a) Bouguer gravity and (b) airborne magnetic map of the Keurusselkä area (for details, see Pesonen et al., 2004 and references therein). Small dots in (a) are places with gravity measurements. The circle denotes the area where shatter cones have been found. Karikkoselkä impact structure (D ~ 2.5 km) is shown in upper right corner. (Aeromagnetic map, courtesy Hanna Leväniemi, Geologial Survey of Finland.)

4. CONCLUSIONS AND DISCUSSION

Although the Keurusselkä structure has distinct geophysical anomalies associated, they appear, somewhat east from the area covered by shatter cones. To better constrain the location of the structure more gravity data will be collected. We will also look the seismic FIRE-transect data to see if the eastern margin of the impact structure will show up in seismic reflection data.

Petrophysical properties of the rocks will be measured to check if they show evidences of fracturing due to shock. Tentative petrophysical results show evidences of density decrease probably due to fractal jointings in the rocks within the central area. We will also study the

available deep drill core samples from mining wells in order to isolate possible shock features. More impact rocks will be searched in the area to further confirm the recent discoveries of monomict and polymict lithic breccias by one of us (SH) in the central part of the area. Finally, using paleomagnetic techniques we try to date the Keurusselkä impact event.

REFERENCES

Abels, A., Plado J., Pesonen, L.J., Lehtinen, M., 2002. The Impact Cratering Record of Fennoscandia. Pp 1-58 *in* Plado, J., Pesonen, L.J. (Eds.), *Impacts in Precambrian Shields*, Springer Verlag, Berlin. 336 pp.

Hietala, S., Moilanen, J., 2004a. XXVI LPSI, Houston, Texas. CD-ROM.

Hietala, S., Moilanen, J., 2004b. Keurusselkä on muinainen osuma. *Tähdet ja avaruus* **1/2004**, 24-29. (in Finnish)

Pesonen, L.J., Elo, S., Lehtinen, M., Jokinen, T., Puranen, R., Kivekäs, L., 1999. Lake Karikkoselkä impact structure, central Finland: New geophysical and petrographic results. Pp 131-139 *in* Dressler, B.O., Sharpton, V.L. (Eds.), *Large Meteorite Impacts and Planetary Evolution II. Geological Society of America, Special Paper* **339**. 464 pp.

Pesonen, L.J., Poutanen, M., Ruotsalainen, H., 2004. Lisähavaintoja Keurusselän kraatterista. *Tähdet ja Avaruus* **3/2004**, 29-30. (in Finnish)

Plado, J., Pesonen, L.J., and Puura, V., 1999. Effect of erosion on gravity and magnetic signatures of complex impact structures: Geophysical modeling and applications. Pp. 229-239 *in* Dressler, B.O., Sharpton, V.L. (Eds.), *Large Meteorite Impacts and Planetary Evolution II. Geological Society of America, Special Paper* **339**. 464 pp.

Pilkington, M., Grieve, R.A.F., 1992. The geophysical signature of terrestrial impact craters. *Reviews of Geophysics* **30**, 161-181.

Geodeettinen VLBI Metsähovissa

J. Piironen ja M. Poutanen

Geodeettinen laitos, Geodesian ja Geodynamiikan osasto, PL 15, 02431 Masala
Jukka.Piironen@fgi.fi, Markku.Poutanen@fgi.fi

Abstract

Geodetic VLBI was started in Metsähovi Radio Research Station during the course of 2004. Test measurements showed that the 2/8 GHz receiver and other devices were working properly. To make data recording easier hard disk based recorder Mk5A was provided in March 2005. In future Metsähovi will participate 5-10 sessions annually. Plans have been made also to join the scientific interpretation of the data.

1. JOHDANTO

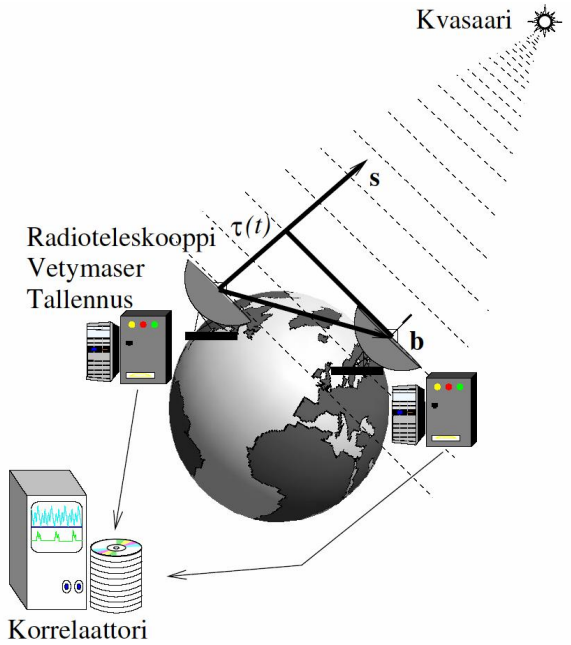
Geodeettinen laitos on aloittanut geodeettiset VLBI-mittaukset Metsähovissa yhteistyössä Teknillisen korkeakoulun Metsähovin radiotutkimusaseman kanssa. Havainnot tehdään Metsähovin 13.7 m radioteleskoopilla, ja tarkoituksena on osallistua vuosittain 5-10 havaintokampanjaan. Suunnitelmissa on osallistua myös havaintojen tieteelliseen tulkintaan.

2. MITÄ GEODEETTINEN VLBI ON?

Kaikkien tunteman GPS:n ohella geodesiassa on käytössä muutamia muitakin avaruus-geodeettisia mittausmenetelmiä, kuten satelliittilaser ja VLBI. Kullakin näistä on oma tehtävänsä globaalien koordinaatistojen luonnissa ja ylläpidossa, eikä niiden tuottamia havaintoja voi korvata toisilla menetelmillä.

Tarkin ja kaikkein fundamentaalisin globaalisista mittausmenetelmistä on pitkäkanta-interferometria, VLBI (Very Long Baseline Interferometry). Havainnot tehdään suurilla radioteleskoopeilla ja havaintokohteena on kaukaa aurinkokunnan ulkopuolelta tuleva radiotaajuinen säteily. Se on siis täysin riippumaton Maata kiertävistä satelliiteista. Pitkäkantainterferometriaksi kutsutaan menetelmää, jossa radioteleskoopit ovat niin kaukana, ettei niitä voi enää fyysisesti yhdistää toisiinsa. Tällöin havaittavat signaalit taltioidaan magneettinauhoille (nykyisin tietokoneen kovalevyille) yhdessä tarkkojen aikamerkkien kanssa.

VLBI kehitettiin alun perin radiotähtitieteen tarpeisiin parantamaan teleskooppien erotuskykyä, mutta myös geodesiassa VLBI on nykyisin korvaamaton globaalien koordinaatistojen luonnissa ja ylläpidossa sekä Maan asennon ja pyörimisliikkeen seurannassa. Geodeettisessa VLBI-mittauksessa havaintokohteina ovat satojen miljoonien valovuosien päässä olevat kvasaarit, jotka ovat voimakkaita pistemäisiä radiolähteitä. Eri puolilla maapalloa olevilla radioteleskoopeilla havaitaan kvasaareista tulevaa radiosäteilyä.



Kuva 1. Geodeettisen VLBI:n periaate. Kaukaisesta kvasaarista tuleva yhdensuuntainen aaltorintama saapuu eriaikaisesti kahteen teleskooppiin. Teleskooppeihin saapuvan signaalin aikaeron perusteella voidaan määrittää teleskooppien välinen vektori **b**, jos havaintoja on tehty useista eri puolilla taivasta olevista lähteistä. Aaltorintama häiriintyy ilmakehän läpi kulkiessaan, joten signaalien viive täytyy määrittää korreloimalla signaalit ja etsimällä korrelaatiofunktion maksimi. (Poutanen ja Piironen, 2004)

Kun eri teleskoopeista ja useista kymmenistä kvasaareista saadut signaalit prosessoidaan, voidaan teleskooppien välimatkat laskea senttimetrien tarkkuudella.

Optisella alueella (aallonpituus $\lambda \approx 500$ nm) kaukoputkella havaittavien yksityiskohtien erotuskykyä rajoittaa yleensä ilmakehä, jonka turbulenssit vääristävät tulevaa signaalia niin, että hyvissäkään olosuhteissa ei pystytä erottamaan alle kaarisekunnin päässä toisistaan olevia yksityiskohtia. Paljaan silmän erotuskyky on pari kaariminuuttia. Teleskoopin erotuskyky on luokkaa λ / D, missä λ on havaittavan säteilyn aallonpituus ja D teleskoopin läpimitta. Jo varsin pienellä kaukoputkella päästään optisella alueella kaarisekunnin erotuskykyyn, jolloin kaukoputken koon kasvattamisesta ei enää ole vastaavaa hyötyä.

Radioalueella havaittavat aallonpituudet ovat millimetristä metreihin. Ainoa tapa radioteleskoopin erotuskyvyn lisäämiseksi on teleskoopin koon kasvattaminen. Tässä tulee kuitenkin raja vastaan hyvin nopeasti. Suurimmat liikuteltavat radioteleskoopit ovat läpimitaltaan n. 100 m (Green Bank, USA ja Effelsberg, Saksa; Karttunen *et al.*, 2003). Jotta radioalueella saavutettaisiin samanlainen erotuskyky kuin optisella alueella, tarvittaisiin jopa kilometrien läpimittaisia antenneja.

Ratkaisuksi kehitettiin jo 1960-luvulla interferometrinen menetelmä, jossa kahdesta antennista tuleva signaali yhdistetään. Maapallon pyörimisen vuoksi antenneihin saapuvien signaalien välille syntyy tasaisesti muuttuva vaihe-ero, ts. radiolähdettä seuraamalla saadaan interferenssikuvio, jonka ominaisuudet riippuvat sekä vastaanottimien keskinäisestä asennosta että radiolähteen ominaisuuksista.

Geodeettisissa VLBI-mittauksissa radiolähteinä käytetään kvasaareita. Koska kvasaarien etäisyys on vähintään satoja miljoonia valovuosia, ne muodostavat eräänlaisen ajasta ja paikasta riippumattoman kiintopisteverkon. Vaikka kvasaarien todelliset nopeudet olisivat hyvinkin suuria, eivät niiden suhteelliset paikat taivaalla muutu ihmismittapuun mukaan mihinkään. Toinen seuraus suuresta etäisyydestä on, että keskinäiset asemat säilyvät

tarkasteltiinpa niitä maapallolta tai Marsista. VLBI-mittaukset ovat siis paikasta riippumattomia.

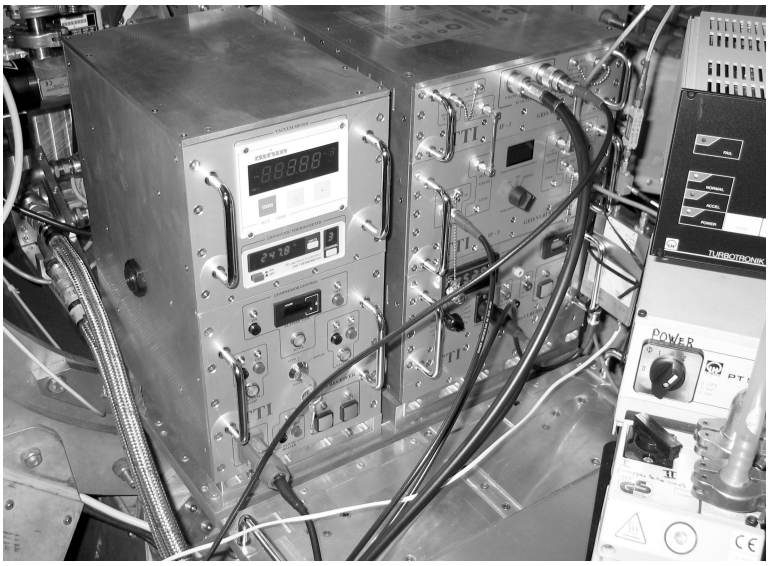
Geodeettisissa mittauksissa VLBI-tekniikkaa käytetään tavallaan käänteisesti tähtitieteellisiin sovelluksiin verrattuna. Havaitsemalla eri puolilla taivasta olevia pistemäisiä kvasaareita, voidaan teleskooppien välinen vektori laskea. Nykyisin geodeettisissa VLBI-havainnoissa käytetään mm. 2 GHz ja 8 GHz taajuuksia (15 cm ja 3.75 cm aallonpituuksia), jolloin pääosa ionosfäärin vaikutuksesta voidaan poistaa kahden taajuuden havainnoissa hieman samaan tapaan kuin GPS-havainnoissakin.

Geodeettiset VLBI-havainnot koordinoidaan Kansainvälisen geodeettisen assosiaation (IAG) geodeettisen VLBI-palvelun kautta (IVS, International VLBI Service for geodesy and astrometry) (IVS, 2004). Vuodesta 2004 lähtien myös Geodeettinen laitos on osallistunut tähän toimintaan.

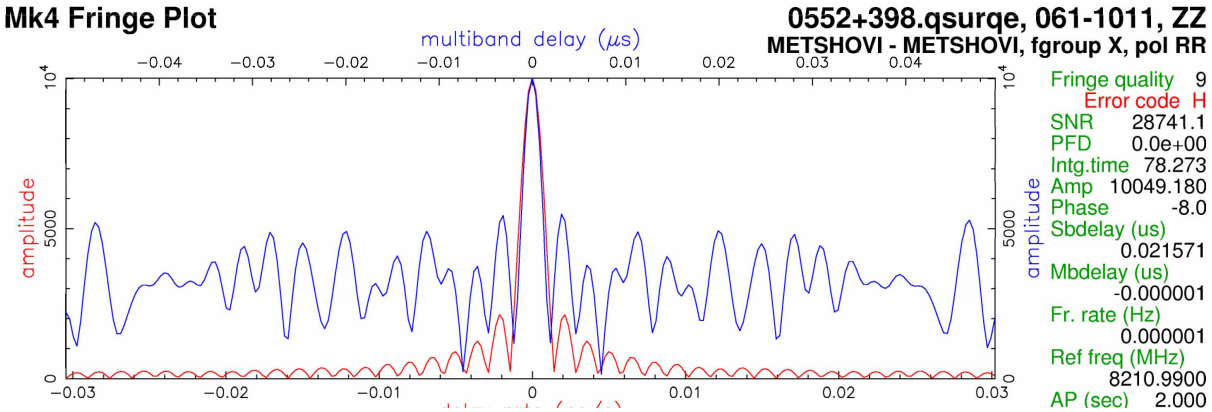
3. METSÄHOVIN LAITTEISTO

Metsähovin VLBI-havainnot tehdään espanjalaisen TTI-firman tekemällä vastaanottimella. Kyseinen vahvistin on kopio espanjalaisen Yebesin radioteleskoopin vastaavasta. Vahvistin toimii X- (8Mhz) ja S-kaistoilla (2MHz), joka on noin kertaluokkaa pienempi taajuusalue, kuin mitä on yleensä Metsähovissa käytössä. Kaistoilla on useita taajuuksia, joita havaitaan yhtäaikaisesti. Jotta kohina pysyisi mahdollisimman pienenä, niin vastaanottimen detektori jäähdytetään 13 asteeseen absoluuttisen nollapisteen yläpuolelle nestemäisen heliumin avulla.

Ironista kyllä, vastaanotettuun signaaliin sekoitetaan keinotekoista kohinaa kalibroinnin vuoksi. Lisäksi vetymaser-kellosta ympätään 5 MHz:in aikasignaali havaintoihin. Sen avulla saadaan vaadittava aikatarkkuus havaintoihin. Tämän jälkeen kokonaissignaali viedään kaapeleilla amerikkalaiseen Field System -moduuleihin, jossa signaalista muokataan nauhoitettavaksi kelpaavaa dataa. Data tallenetaan Mark5A kiintolevytallentimella, jonka kapasiteetti on yhden teratavun luokkaa.



Kuva 2. Heliumjäähdytteisen geo-VLBI-vastaanottimen etupaneeli. (Kuva Markku Poutanen.)



Kuva 3. Metsähovin VLBI-havaintojen testikorreloinnissa löydettyjä interferenssirenkaita.

Vastaanotin nostetaan paria päivää aiemmin Metsähovin 13.7 metrisen radioteleskoopin fokukseen. Nostaminen ei ole ihan ongelmatonta, koska vastaanotin painaa yhteensä yli sata kilogrammaa. Sen vuoksi se on TKK:n henkilöstön toimesta paloiteltu kahteen osaan, jotka liitetään taas yhteen noston jälkeen.

Havainto-ohjelma on valmiiksi ohjelmoitu, joten mittausten aikana paikan päällä on ainoastaan yksi henkilö valvomassa, että laitteet toimivat moitteettomasti ja tallennus ongelmitta. Ohjelman aikana radioteleskooppi havaitsee noin muutamaa kymmentä kvasaaria useaan kertaan päivässä. Muut ohjelmaan osallistuvat radioteleskoopit havaitsevat samoja kohteita (kvasaareja) samaan aikaan. Usein jopa yli kymmenen radioteleskooppia on yhtä aikaa ohjelmassa mukana.

Havaintoasemat lähettävät datat korreloitavaksi tutkimusasemille, joilla on siihen tarvittava laitteisto. Korreloinnissa eri asemien havainnot yhdistetään ja niistä erotetaan interferenssit. Interferensseiden kohdasta voidaan päätellä kuinka paljon havainnot samasta kohteesta eroavat ajallisesti. Virhelähteet otetaan huomioon ja lopulta pistemäisten kvasaarien havainnoista pystytään laskemaan havaintoon liittyvien asemien välimatka 1-2 senttimetrin tarkkuudella. Kun havaintoja suoritetaan useita kertoja vuodessa usean vuoden ajan, niin niistä pystytään näkemään mm. mannerten liikunta toisiinsa nähden ja maapallon asennossa, kuten navan paikassa ja pyörimisnopeudessa tapahtuvat muutokset. Metsähovissa osallistutaan noin 5-10 ohjelmaan vuodessa.

LÄHTEET

IVS (2004): International VLBI Service for geodesy and astrometry, verkkosivut, http://ivscc.gsfc.nasa.gov/

Karttunen H., K.-J. Donner, P. Kröger, H. Oja, M. Poutanen (2003): *Tähtitieteen perusteet*. 4. laitos. Ursa, Helsinki.

Poutanen M., Piironen J. (2004): Metsähovin geodeettiset VLBI-mittaukset. *Maanmittaus*, N:o **1-2**, 2004, 71-84.

”Kerkkoo 2004”: Kiinteän maan geofysiikan kenttäkurssi

E. Piispa[1], I. Öhman[2], K. Karkkulainen[3] J. Tammenmaa[2], L.J. Pesonen[1] T. Jokinen[4] ja ”Kerkkoo 2004” -ryhmä*

[1] Geofysiikan osasto, Helsingin yliopisto, Helsinki, elisa.piispa@helsinki,fi
[2] Rakennus ja ympäristötekniikan osasto, Teknillinen korkeakoulu, Espoo
[3] Seismologian laitos, Helsingin yliopisto, Helsinki
[4]Geologian tutkimuskeskus, Espoo

Abstract

A new solid earth geophysics field course took place in the autumn of 2004 in Kerkkoo, southern Finland. The "Kerkkoo 2004" field course was organized in a joint co-operation between Geophysics Division of University of Helsinki, Institute of Seismology of UH, Department of Materials Sciences of the Helsinki University of Technology and Geological Survey of Finland. The aim of the course was to get the geophysics students (MSc or PhD-level) familiar with available geophysical field methods and instrumentations. The course also emphasized for the students how the field data are stored and used in interpreting the results. Eleven students from three institutes (Geophysics Division of UH, Institute of Seismology of UH and Geophysics laboratory of DMS of HUT) participated. The course was given by experts from the organizing institutes. The content of the course consisted of (i) theoretical introductions, (ii) instrument demonstrations, (iii) practical field works and (iv) data processing and interpretations. The geophysical methods dealt with this first field course were: gravimetry, magnetics, seismic, electric resistivity, induced polarization and ground penetrating radar. As a prework for the course, a geophysical testline (700m N-S profile) was surveyed following the old profile of Lehtimäki (1980). Moreover, oriented hand samples from the outcrops along the profile were collected and used to constrain the geophysical interpretations. Here we show some highlights of the activities during the field course.

1. JOHDANTO

Vuorimiesyhdistyksen Geologijaoston XIV Neuvottelupäivillä Rovaniemellä, Pekka Nurmi (GTK) teki ehdotuksen hankkeesta, jossa järjestetään geofysiikan kenttäkurssi yhteistyössä GTK:n, HY:n Geofysiikan osaston, HY:n Seismologian laitoksen sekä TKK:n Rakennus- ja ympäristötekniikan osaston/Geoympäristötekniikan kanssa.

---

* Ohjaajat: Seppo Elo, Taija Huotari, Tarmo Jokinen, Jukka Keskinen, Lauri Pesonen, Reijo Sormunen, Jalle Tammenmaa ja Heikki Vanhala. Taustatyö: Fabio Donadini, Pekka Heikkinen, Jukka Lehtimäki, Pekka Nurmi ja Markku Peltoniemi. Opiskelijat: Romain Candela, Kati Karkkulainen, Emilia Koivisto, Minna Kuusisto, Antti Lakio, Marianne Malm, Elisa Piispa, Petra Roiha, Anna-Maria Tarvainen, Maaria Tervo ja Ida Öhman.

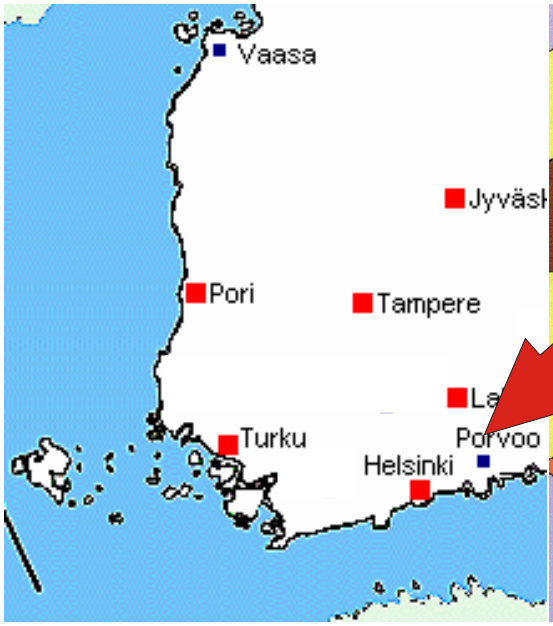
Päätettiin, että tällainen yhteistyössä järjestettävä kenttäkurssi on paitsi taloudellisesti edullinen niin myös synergiaa lisäävä yhteistyön muoto. Lauri Pesonen nimitettiin suunnittelemaan kurssia ja vetämään työryhmää, jonka muina jäseninä olivat Jukka Lehtimäki, Markku Peltoniemi ja Tarmo Jokinen.

Motivointeja uuden kurssin järjestämiseksi:

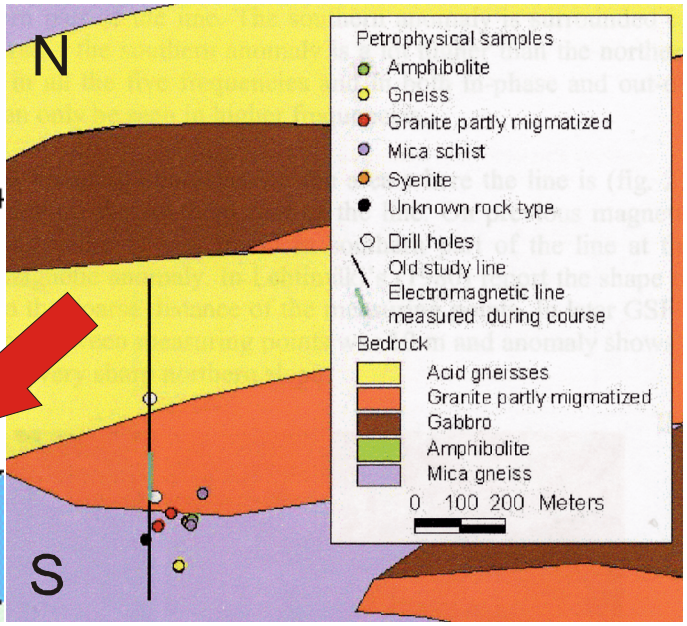
1. Geofysiikan opiskelijat ovat kauan toivoneet kenttäkurssia, erityisesti HY:n opiskelijat, joilta vastaava kurssi puuttuu.
2. Tällaisen osaamisen tarjoaminen sopii hyvin GTK:n uuteen strategiaan lisätä opetusta, kuten mm. Geotieteiden evaluointikomitea toteaa raportissaan (Finnish Geosciences EVALUATION RAPORT, 2003)
3. Kurssin ajoittaminen syksylle 2004 oli ajankohtaista, koska yliopistot parhaillaan muokkasivat opetusohjelmiaan Bolognan sopimuksen mukaisiksi ja uusi kurssi saatiin luontevasti ohjelmiin sekä HY:ssä että TKK:ssa
4. Tuleva geofyysikkosukupolvi saa käytännön kosketuksen kenttämittausten suorittamiseen ja instrumentteihin.
5. TKK:n ja HY:n opiskelijat tutustuvat toisiinsa ja oppivat ryhmätyötaitoja.

2. TOTEUTUS

Kurssi päätettiin pitää seuraamalla Lehtimäen vuonna 1977 mittaamaa testilinjaa (Kuva 1b) (Lehtimäki, 1980). Tämä sijaitsee Kerkkoossa, Porvoon lähellä (Kuva 1a). Alueelta oli vuonna 1975 löydetty kuparipitoinen lohkare, joka käynnisti malmitutkimukset. Näissä tutkimuksissa tehtiin geokemiallisia ja geofysikaalisia mittauksia ja porattiin kaksi kairareikää (Oivanen, 1976).



Kuva 1a. Kerkkoon sijainti Suomen kartalla.



Kuva 1b. Perä-Pohjakan N-S suuntainen profiili (700m) geologisella kartalla Laitalan (1964) mukaan.

Vuonna 1977 Lehtimäki suoritti alueella lisätutkimuksia 700 m:n pituista N-S -suuntaista profiilia (Kuva 1b) pitkin ja vertasi tuloksia kairarei'istä otettuihin näytteisiin. Kenttäkurssia varten linja paalutettiin uudelleen 1.10.2004 ja siitä mitattiin puuttuvat geofysiikan mittaukset (mm. painovoima). Linjalta otettiin nyrkkinäytteitä petrofysikaalisten ominaisuuksien selvittämiseksi (F. Donadini, L. J. Pesonen). Näin opiskelijoilla tulisi olemaan profiililta sekä vanhat että uudet (omat) mittaustulokset.

Kurssin suunnitellut työryhmä päätti, että kurssilla käydään läpi sovelletun geofysiikan mittausmenetelmiä kiinteän maan geofysiikan näkökulmasta katsottuna. Näitä ovat mm. gravimetriset, magneettiset, sähköiset, sähkömagneettiset, IP- ja seismiset menetelmät sekä maatutkaluotaus. Maastomittaustekniikoiden lisäksi opiskelijat perehdytetään mittausprofiilin suunnitteluun, mittalaitteisiin, maastomittausdatan keruuseen sekä datan prosessointiin. Opiskelijat myös tutustuvat profiilitulkintojen tekoon käyttäen apuna alueen geologista tietoa maa ja kallioperästä sekä kivistä määritettyjä petrofysikaalisia ominaisvakioita.

Kenttäkurssi "Kerkkoo 2004" järjestettiin periodikurssina 10-15.10.2004. Kurssille valittiin 11 opiskelijaa, tasaisesti eri laitoksilta: HY/Geofysiikka 4, HY/Seismologia 4 ja TKK 3. Opiskelijat jaettiin ryhmiin pyrkien sekoittamaan saman laitoksen opiskelijat.

Kenttäkurssin logistiikka järjestyi lähellä profiilia sijaitsevan Prestbackan kartanon tiloissa, jonka historia ulottuu aina 1500 -luvulle asti. Tyyliltään päärakennus edustaa myöhäis-empireä (Kuva 2). Isäntäväki, Merja ja Mauri Anttila, majoitti kurssilaiset Tiiläänjärven rannalla olevaan Mörknäs -mökkiin ja päärakennuksen lähellä sijaitsevaan vierashuoneeseen. Ruokailut olivat kartanon päärakennuksen tiloissa, lukuunottamatta kenttälounasta Ruoat olivat aivan erinomaisia. Erikoisuutena pääsimme vielä viimeisenä iltana tutustumaan Anttiloiden maatilamuseoon sekä nauttimaan normaalin saunan lisäksi puulämmitteisestä ulkoaltaasta tähtitaivaan alla.



Kuva 2. Prestbackan kartano (Kuva: A. Lakio).

3. PÄIVITTÄINEN OHJELMA

Jokaisen työpäivän aloitti sen aihepiiriin (painovoimamittaukset, magnetometraus jne.) johdatteleva aamuluento. Luennoitsijoina toimivat mm L.J. Pesonen (kurssin johdanto ja petrofysiikka), Seppo Elo (painovoimamittaukset), Tarmo Jokinen (magnetometraus), Jalle Tammenmaa (maatutkamittaus), sekä Tarja Huotari (sähköiset mittaukset). Tämän jälkeen

siirryttiin profiilille suorittamaan kunkin aiheen kenttämittauksia. Iltapäivällä mökille palattua suoritettiin datan siirto/purku sekä käytiin läpi päivän mittaustulokset. Iltaisin tehtiin myös alustavia tulkintoja. Kunkin päivän vastuuryhmä piti päivän päätteeksi lyhyehkön seminaarin päivän kulusta, tehdyistä mittauksista ja tulkinnoista.

4. RYHMÄTYÖT

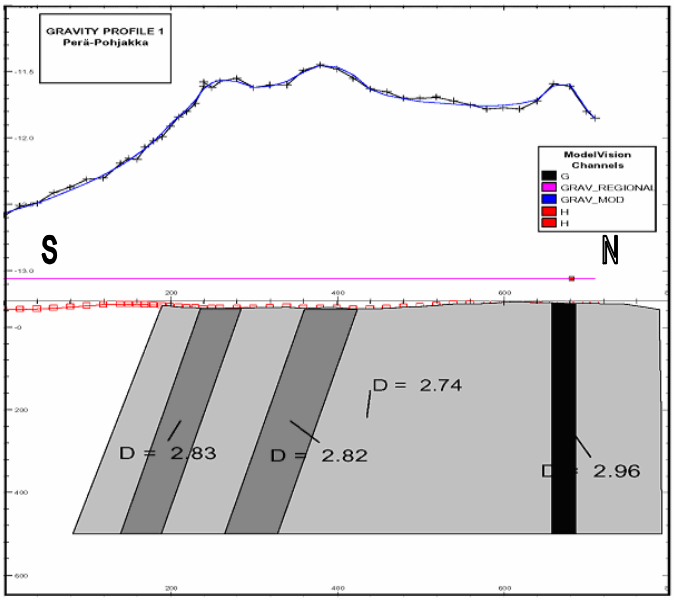
Mittauksia tehtiin neljänä päivänä, joten opiskelijat oli jaettu neljän ryhmään. Kurssin suoritus tapahtui ottamalla aktiivisesti osaa kaikkiin luentoihin ja mittauksiin. Iltaesitysten lisäksi kaikki ryhmät pitivät viimeisenä pitivät suullisen loppuseminaarin omista aiheistaan. Nämä noin 15 minuutin pituiset esitykset toimivat pohjana kirjalliselle loppuraportille, joka oli käytännössä laaja työselostus, sisältäen mm. teorian, mittalaitteet, mittaukset, tulkinnat ja pohdinnat. Jokaiselle ryhmälle oli nimetty omat ohjaajat loppuraportin tekoa varten.

Ryhmät olivat:

1) Maanantai 11.10.2004, painovoimamittaukset (ryhmä ”Gravi”: E. Piispa & M. Tervo sekä ohjaajat S. Elo & R. Sormunen).
Ensimmäisenä mittauspäivänä tehtiin painovoimamittaukset Scintrex CG-3 Autograv gravimetrillä (Kuva 3a). Kokonaisuudessaan mitattiin 240 metrin mittainen pätkä profiilia pitkin. Vaadittavat korkeudenmääritykset tehtiin samanaikaisesti hydrostaattisella korkeuseromittari LEVA-20:lla. Mallinnus mittaustuloksista tehtiin ModelVision 4 –ohjelmalla. Tämän tulkinnan tulokset ovat nähtävissä kuvassa 3b.



Kuva 3a. A. Lakio gravimetraamassa R. Sormusen ja M. Kuusiston seuratessa vieressä. (Kuva: M. Tervo)



Kuva 3b. M. Tervon ja E. Piispan ModelVisionilla tekemä tulkinta painovoima anomaliasta. Rasteilla merkitty viiva on todellinen anomalia ja sitä myötäilevä viiva mallin aiheuttama anomalia.

2) Tiistai 12.10.2004, magnetometraus ja sähkömagneettiset mittaukset (ryhmä “Magne”: K. Karkkulainen, A. Lakio & A.-M. Tarvainen sekä ohjaajat T. Jokinen & R. Sormunen).
Toinen päivä aloitettiin asentamalla linjan läheisyyteen magneettinen maa-asema. Magneettinen anomalia (240 m) mitattiin Scintrex ENVI magnetometrillä. Tämä mittaus epäonnistui laitehäiriöiden takia. Onneksi käytettävissä oli kuitenkin aikaisempi Tarmo Jokisen mittaama data. Iltapäivällä suoritettiin onnistuneesti sähkömagneettisen anomalian mittaus (110 m) APEX:in MaxMin-tyylisellä Slingram-laitteistolla (horisontaalikelapari, useita taajuuksia). Onnistuneen sähkömagneettisen ja vanhan magneettisen datan tulkinta tapahtui ModelVision 4 –ohjelmalla.

3) Keskiviikko 13.10.2004, seisminen- ja maatutkaluotaus (ryhmä ”Seismo”: M. Kuusisto, R. Candela & P. Roiha, ohjaajat J. Keskinen & J. Tammenmaa).
Seismiset räjäytysmittaukset (10 kpl) suoritettiin 75,5 n metrin mittaista linjaa pitkin käyttämällä heijastusseismistä menetelmää. Datan keruu tapahtui Terraloc Mark VI –vastaanottoyksiköstä ja 24 geofonista koostuvalla laitteistolla. Seismisenä lähteenä käytettiin dynamiittia. Puolet räjäytysten rekisteröinneistä epäonnistui. Jäljelle jäänyt data tulkittiin ensin GRM-menetelmää käyttäen ViewSeis-ohjelmalla ja myöhemmin tulokset laskettiin myös refraktioseismiikan peruskaavoja käyttäen. Maatutkamittaus tehtiin RAMAC/GPR vastaanottimella kolmea eri linjaa pitkin. GPR–tulkinnoissa käytettiin apuna Ground Vision-ohjelmaa.

4) Torstai 14.10.2004, sähköinen luotaus ja IP-mittaus (ryhmä ”IP”: I. Öhman, E. Koivisto & M. Malm sekä ohjaajat T. Huotari & H. Vanhala)
Viimeisen kenttäpäivänä oli vuorossa sähköinen resistiivisyysluotaus STING R1 mittarilla (254 elektrodia) n. 280 metrin matkalta. IP efektin mittaus suoritettiin Scintrex IPR12 vastaanottimella (dipoli-dipoli eloktrodi konfiguraatio) ja Scintrex IPC-9/200W lähettimellä. Molemmat mittaukset tulkittiin RES2DINV –ohjelmalla.

6. LOPUKSI

”Kerkkoo 2004” oli ensimmäinen kiinteän maan geofysiikan kenttäkurssi (HY) ja onnistui erittäin hyvin. Kurssi otetaan vakiokurssiksi (pidetään joka toinen vuosi) HY:n ja TKK:n geofysiikan osastojen opinto-ohjelmaan (Pesonen ja muut, 2004).

Suurkiitokset Prestbackan isäntäväelle eli Mauri ja Merja Anttilalle.

LÄHTEET

Huttula, T., (Editor), 2003, Finnish Geosciences EVALUATION RAPORT, + Liite, *Publications of Academy of Finland 14/03, Painopörssi Oy*, Helsinki, Finland, 88p. (+ Liite 19p.)

Laitala, M., 1964. Kokkola. Suomen Geologinen kartta 1:100 000: kallioperäkartta = Geological map of Finland 1:100 000: *pre-Quaternary rocks lehti, sheet 3021*.

Lehtimäki, J. 1976 (/1980). Kymmenen aluetta geofysikaalisten mittalaitteiden testausta varten. *TKK:n vuoriteollisuusosastolla taloudellisen geologian ja sovelletun geofysiikan opintosuunta. DI työ,* pp 9-20.

Oivanen, P., 1976. Selostus malmitutkimuksista Porvoon maalaiskunnan Perä-Pohjakan alueella vv. 1975-1976. *Porvoon mlk.*, 6s.

Pesonen, L.J., Hjelt, S.-E., ja Peltoniemi, M., 2004. Uusia tuulia kiinteän maan geofysiikan opetuksessa ja tutkimuksessa. *VMY:n Laivaseminaari*, 2.-4.2., 2004, 4 s.

Sovelletun geofysiikan opetusohjelmia Oulun yliopistosta

M. Pirttijärvi

Oulun yliopisto, Fysikaalisten tieteiden laitos, markku.pirttijarvi @ oulu.fi

Abstract

A long-lasting project has started where the existing modelling, processing, and interpretation algorithms and programs used at the University of Oulu are being updated and modernized. The software will be written in Fortran90 and the graphical user interface and visualization will be based on the DISLIN graphics library. The objective is to create a free software library for academic teaching and research in applied geophysics. Some programs have already been made available and distributed free of charge at the web site of the Division of Geophysics (http://www.gf.oulu.fi/~mpi/softat).

1. JOHDANTO

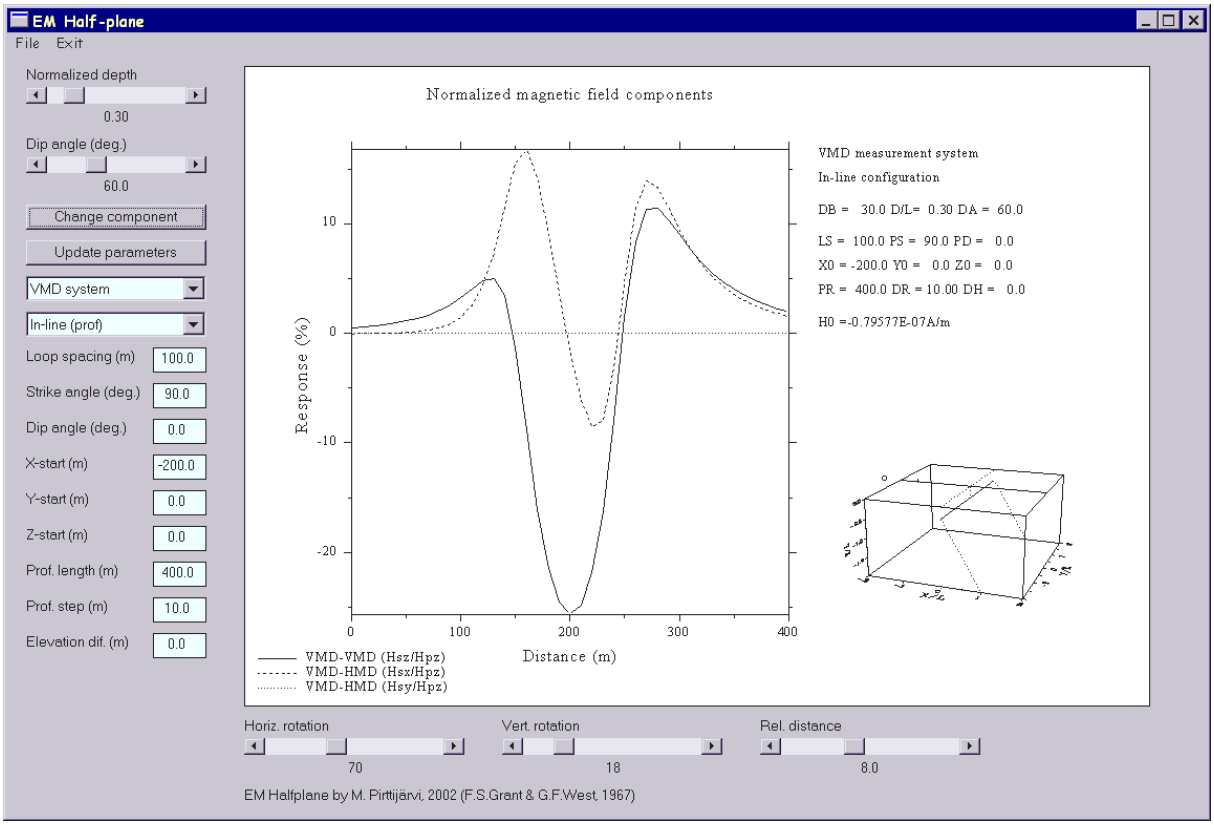
Sovelletun geofysiikan tutkimusmenetelmät perustuvat mittauksiin, joilla havainnoidaan maankamaran materiaalien fysikaalisten ominaisuuksien ja niiden epätasaisen geometrisen jakautumisen aiheuttamia muutoksia keinotekoisessa tai luonnon synnyttämässä lähdekentässä. Esimerkkinä mainittakoon magneettikentän voimakkuuden muutos runsaasti magnetiittia sisältävän kivilajin yllä, mikä aiheutuu maan magneettikentän indusoimasta magnetoitumasta ferromagneettisessa materiaalissa. Tutkimalla kenttien ajallista ja paikallista käyttäytymistä saadaan epäsuoraa tietoa maan sisäisestä rakenteesta, kuten pohjaveden tai kallion pinnan syvyydestä.

Tietokoneiden avulla suoritettavalla numeerisella mallintamisella pyritään selvittämään millaisen mittaustuloksen erilaiset geologiset rakenteet voisivat saada aikaan. Numeerisessa mallintamisessa on siis kyse suoran tehtävän ratkaisemisesta. Inversiossa eli käänteistehtävän ratkaisemisessa on kyse mittausten tulkinnasta, eli maan rakenteen selvittämisestä mittaustuloksia käyttämällä. Numeerinen inversio perustuu useimmiten mitatun ja mallinnetun vasteen välisen eron minimoimiseen tulkintamallin parametrien arvoja optimoimalla. Tuloksena saatujen parametrien avulla voidaan sitten tehdä johtopäätöksiä todellisesta geologisesta rakenteesta.

2. SOVELLETUN GEOFYSIIKAN OPETUSOHJELMAT

Numeerinen mallintaminen ja inversio ovat tärkeä osa geofysiikan opetusta ja tutkimusta yliopistoissa. Oulun yliopiston geofysiikan opetuksessa on vuosien saatossa käytetty monia omatekoisia ja tutkijayhteistyön kautta saatuja mallinnus, prosessointi ja tulkintaohjelmia ja algoritmeja, jotka on tehty tieteellisen tutkimuksen osana, kurssien harjoitustöinä tai niin sanotusti välttämättömyyden pakosta, kun saatavilla ei ole ollut kaupallisia vastineita.

Parin viime vuoden aikana olen muokannut eräitä geofysiikan opetuksessa ja tutkimuksessa käytettyjä, lähinnä sähkömagneettisiin menetelmiin liittyviä ohjelmia ja algoritmeja Fortran90 kielelle sekä tehnyt niihin graafisen käyttöliittymän DISLIN grafiikkakirjaston (http://www.dislin.de) avulla. DISLIN aliohjelmakirjaston etuna on: a) se on edullinen (jopa ilmainen), b) sillä voi laatia yksinkertaisen graafisen käyttöliittymän (valikot, painikkeet, tekstikentät, listat), c) sillä voi visualisoida aineistoa (2-D ja 3-D kuvaajat, tasa-arvokuvaajat) ja d) sama lähdekoodi on käännettävissä ja ajettavissa eri käyttöjärjestelmissä (Windows, Linux, SunOS). Lisäksi valmiita ohjelmia voi jakaa ja käyttää ilmaiseksi ilman lisenssimaksuja. Kuvassa 1 on esitetty esimerkkinä HPLANE ohjelman käyttöliittymä.



Kuva 1. Esimerkki HPLANE ohjelmasta, jolla voidaan mallintaa tyhjiössä olevan äärettömän hyvin sähköä johtavan puolitason aiheuttamaa sähkömagneettista vastetta ns. magneettiselle dipoli-dipoli mittausjärjestelmälle (Grant ja West, 1965 ja Pirttijärvi, 2003).

Tavoitteena on laatia mahdollisimman helppokäyttöisiä ohjelmia, jotka sopivat sovelletun geofysiikan opetukseen, mutta joita voidaan tarvittaessa käyttää geofysikaalisen aineiston pienimuotoiseen tulkintaan esimerkiksi opinnäytetöissä.

Tällä hetkellä Oulun yliopistossa on käytettävissä seuraavat ohjelmat:

HPLANE	Äärettämän hyvin johtavan puolitason SM vasteen mallinnus.
MTINV	Magnetotelluuristen luotausten 1-D tulkinta ja mallinnus.
MTOCC	Magnetotelluuristen luotausten 1-D Occam-inversio.
AMTINV	Audiomagnetotelluuristen luotausten 1-D tulkinta ja mallinnus.
DCINV	Tasavirtavastusluotausmittausten (DC) 1-D tulkinta ja mallinnus.

FDEMINV	SM dipoli-dipoli -luotausten 1-D tulkinta ja mallinnus.
2LAYER	VLF-R aineiston tulkinta 2-kerrosmallilla.
KHFFILT	VLF aineiston Fraser- ja Karous-Hjelt -suodatus.
MAGPRISM	Vinon, paksun prismamallin painovoimakentän mallintaminen.
GRAPRISM	Vinon, paksun prismamallin magneettikentän mallintaminen.
MAGINVx	Painovoimakentän tulkinta ja mallintaminen prismamallilla.
GRAINVx	Magneettikentän tulkinta ja mallintaminen prismamallilla.
BLOXER	3-D blokkimallien ja aineiston visualisointi ja editointi.
GRABLOX	Painovoimamittausten tulkinta ja mallinnus 3-D blokkimallilla.
MAGBLOX	Magneettikenttämittausten tulkinta ja mallinnus 3-D blokkimallilla.

Lisäksi mm. EMPLATES ohjelmasta, jolla voidaan approksimatiivisesti mallintaa johtavassa kaksikerroksisessa maassa olevan ohuen johdelevyn sähkömagneettista (SM) vastetta dipoli-dipoli mittausjärjestelmille (esim. Slingram, AEM), on olemassa rajoitettu versio, jota voi käyttää ilmaiseksi akateemisessa, ei-kaupallisessa tutkimuksessa.

Eräiden edellä mainittujen ohjelmien versiot MS Windowsille ovat jo nyt vapaasti käytettävissä ja noudettavissa Oulun yliopiston geofysiikan osaston WWW-sivuilta osoitteesta http://www.gf.oulu.fi/~mpi/softat. Ohjelmat on dokumentoitu englanninkielisillä käyttöohjeilla.

3. LOPUKSI

Tämän kauaskantoisen hankeen tavoitteena on uudenaikaistaa ja kehittää Oulun yliopiston sovelletun geofysiikan opetusohjelmia ja tarjota niitä vapaasti geofysiikan opetuksen ja tutkimuksen käyttöön koko maailmalle. Hanke toteutetaan täysin vapaalla aikataululla. Lähitulevaisuuden tavoitteena on parantaa mm. seismisten taittumisluotausten mallinnukseen ja tulkintaan liittyviä ohjelmia sekä tehdä uusia ohjelmia mm. lentomittausten ja aika-alueen SM mittausten 1-D tulkintaan ja täydentää siten aukkoja opetusohjelmien valikoimassa. Mahdollisuuksien mukaan osia ohjelmien lähdekoodeista saatetaan vapaaseen käyttöön. Yhteistyötarjouksia muiden yliopistojen ja tutkimuslaitosten kanssa otetaan mielellään vastaan.

LÄHTEET

Grant F.S., West G.F., 1965. Geophysical interpretation theory. McGraw-Hill, New York.

Pirttijärvi, M., 2003. Numerical modeling and inversion of geophysical electromagnetic measurements using a thin plate model. *Acta Univ. Oul.*, A-403. Oulun yliopisto.

Kasvihuoneilmiön voimistumisesta johtuvan ilmastonmuutoksen vaikutus Suomen lumiolosuhteisiin vuosina 2071 - 2100

L. Ruokolainen[1], J. Räisänen[1] ja L. Makkonen[2]

[1] Fysikaalisten tieteiden laitos, Helsingin yliopisto, Leena.Ruokolainen@helsinki.fi
[2] Valtion teknillinen tutkimuskeskus, Espoo

Abstract

Six 30-year regional climate model runs have been made by using boundary data from two global general circulation models (GCMs) at Rossby Centre in Sweden. Two of these were control runs for the years 1961-1990 and four scenario runs for the years 2071-2100. The results of these simulations were used to study the impacts of greenhouse gas induced climate change on snow conditions in Finland. It is found that the total amount of snowfall and snow are reduced, but the extremes of daily snowfall actually increase in two of the four scenario simulations.

1. JOHDANTO

Useat ilmastomallikokeet ennustavat keskilämpötilan nousevan Pohjoismaissa, etenkin talvella (esim. Räisänen 2000 ja Räisänen et al. 2004). Talvilämpötilojen nousu vaikuttaa luonnollisesti myös lumiolosuhteisiin, kuten lumisateen määrään sekä lumipeitteen paksuuteen. Seuraavassa esitellään joitain alueellisella ilmastomallilla (RCAO) tuotettuja tuloksia, joita on analysoitu VTT:n koordinoiman projektin ”Poikkeukselliset luonnonilmiöt ja rakennettu ympäristö muuttuvassa ilmastossa” yhteydessä.

2. TUTKIMUSAINEISTO JA MENETELMIÄ

Aineistona tässä tutkimuksessa käytettiin SMHI:n (Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut) kytketyllä alueellisella ilmastomallilla RCAO (Rossby Centre coupled regional climate model) tehtyjä simulaatioita. Mallin pääkomponentit ovat ilmakehämalli RCA2 (Jones 2001, Bringfelt et al. 2001) ja Itämerimalli RCO (Meier et al. 1999, Meier 2001). Kyseisellä mallilla on ajettu kahden globaalin yleisen kiertoliikkeen mallin (HadAM3H, Gordon et al. 2000 ja ECHAM4/OPYC3, Roeckner et al. 1999) reunaehtoja käyttäen yhteensä kuusi ajoa, joista kaksi oli vertailuajoa vuosille 1961-1990 ja neljä skenaarioajoa (IPCC:n SRES A2 ja B2, Nakićenović et al. 2000) vuosille 2071-2100. Skenaariossa A2 kasvihuonekaasupäästöt (CO_2, CH_4 ja N_2O) ovat suuremmat kuin B2:ssa. RCAO-mallin alue koostuu 106 × 102 = 10812:sta 49 × 49 km:n hilaruudusta vaakatasossa ja 24 pystytasosta, kattaen suurimman osan Eurooppaa. Tässä kuitenkin tarkastellaan lähinnä Pohjoismaiden ja Suomen aluetta.

3. VERTAILUAJOT JA HAVAINNOT

RCAO-mallin vertailuajojen RHC (HadAM3H:n reunaehdot sisältävä vertailuajo) ja REC (ECHAM4/OPYC3:n vastaava) tulokset poikkeavat jossain määrin saman ajanjakson havainnoista.

Vuoden kokonaislumisademäärää mallin vertailuajot näyttävät yliarvioivan 15 - 17 %. Lisäksi mallissa lumisateet alkavat syksyllä liian myöhään ja loppuvat keväällä liian aikaisin. Molemmat vertailuajot yliarvioivat vuosittaista lumipeitteen maksimivesiarvoa Suomessa lounaisrannikkoa lukuun ottamatta ja lumipeitteen maksimin ajankohtaa vertailuajot aikaistavat koko Suomessa, eniten Lapissa noin 20 vuorokautta. Mallitulosten ja havaintojen yksityiskohtaiseen vertailuun liittyy kuitenkin monia epävarmuustekijöitä.

4. ILMASTONMUUTOSSIMULAATIOT VUOSISADAN LOPULLE

Mallilla simuloitua kasvihuoneilmiöstä johtuvaa ilmastonmuutosta on arvioitu skenaario- ja vertailuajojen erotuksena. Muutoksen tilastollista merkitsevyyttä tarkasteltiin t-testin avulla tarkastelutason ollessa 5 %:n taso. Tällä pyrittiin selvittämään johtuuko mahdollinen muutos varmasti kasvihuonekaasujen lisääntymisestä vai voisiko olla kyse ainoastaan ilmaston satunnaisesta vaihtelusta.

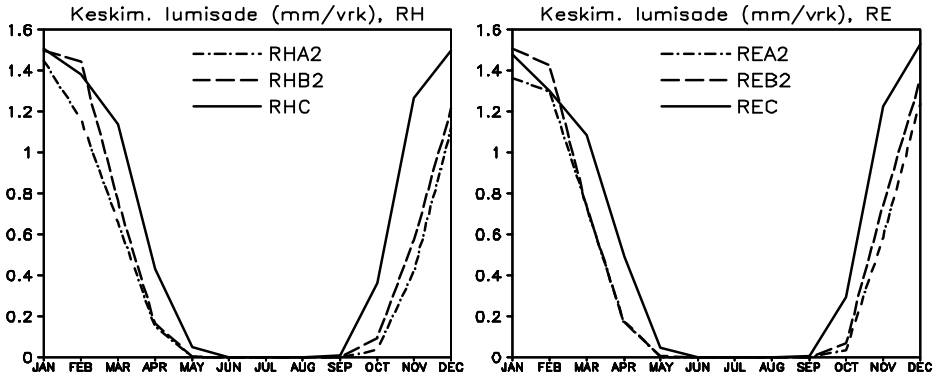
Taulukko 1. Muutokset vuosikeski- ja -ääriarvojen 30 vuoden keskiarvojen Suomen aluekeskiarvoissa neljässä eri ilmastonmuutossimulaatiossa. Tilastollisesti merkitsevät muutokset on lihavoitu.

Skenaario - vertailuajo	T2-Min (°C)	Lumisade/vrk (%)	Lumen vesiarvo (%)
RHA2-RHC, keskiarvo	**4,6**	**-35**	**-59**
RHB2-RHC, keskiarvo	**3,4**	**-25**	**-48**
REA2-REC, keskiarvo	**5,4**	**-27**	**-63**
REB2-REC, keskiarvo	**4,3**	**-19**	**-51**
RHA2-RHC, ääriarvo	**10,6**	-2	**-45**
RHB2-RHC, ääriarvo	**8,8**	-2	**-34**
REA2-REC, ääriarvo	**12,8**	**12**	**-48**
REB2-REC, ääriarvo	**10,1**	**16**	**-36**

Vuosittaiset keskimääräiset minimilämpötilat nousevat skenaariosimulaatiosta riippuen 3,4 – 5,4 °C ja talven alimmat minimilämpötilat vieläkin enemmän eli 8,8 – 12,8 °C (taulukko 1), muutosten ollessa tilastollisesti merkitseviä. A2-skenaarioajoissa minimi- ja myös maksimilämpötilan muutokset ovat voimakkaampia kuin vastaavissa B2-skanaarioajoissa. Muutokset ovat suurimpia vuoden talvipuoliskolla ja pienempiä kesällä

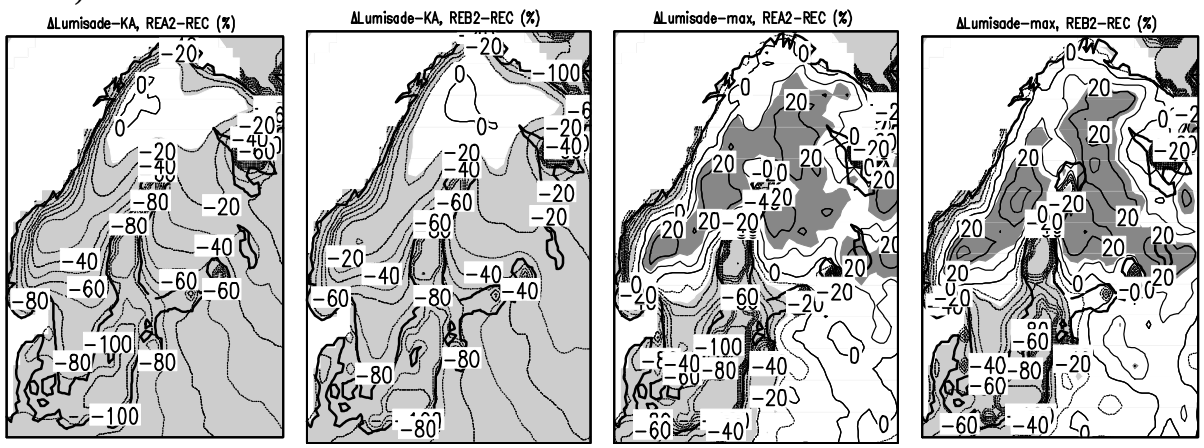
Vuoden kokonaislumisademäärä pienenee voimakkaasti. Vuosittaiset vuorokausimaksimit kuitenkin kasvavat RE-simulaatioissa 12 – 16 %, kun taas RH-simulaatioissa ei ole käytännössä lainkaan muutosta (taulukko 1). Tämä selittyy sillä, että RE-malliajoissa kokonaissademäärän vuorokausimaksimit kasvavat talvella enemmän kuin RH-malliajoissa. Mallissa käytettävien reunaehtojen vaikutus ilmakehän yleisen kiertoliikkeen muutoksiin

näkyy myös merenpintapaineen (Räisänen et al. 2004) ja esim. tuulen nopeuden talvi- ja kevätaikaisissa muutoksissa.



Kuva 1. Vuorokauden keskimääräisen lumisateen 30 vuoden keskiarvojen Suomen aluekeskiarvojen vuosikulkuja. Vasemmalla RH- ja oikealla RE-simulaatiot.

Kuukausittaiset vuorokauden keskilumisademäärät nähdään kuvassa 1, jossa ensimmäisessä ruudussa ovat RH- ja toisessa RE-vertailu- ja skenaariosimulaatiot. Suhteelliset muutokset ovat kaikissa simulaatioissa suurimpia kevät- ja syksykuukausina, jolloin vähäiset lumisateet pienenevät olemattomiin. Talvella muutokset ovat pienempiä tai lumisateet voivat joinain kuukausina jopa kasvaa hieman, esim. RHB2- ja REB2-simulaatiossa helmikuussa. Kuukausittaiset lumisateen vuorokausimaksimit kasvavat kaikissa simulaatioissa talvella, enimmillään hieman yli 20 %, mutta muina kuukausina vuorokausimaksimitkin pienenevät (ei kuvaa).

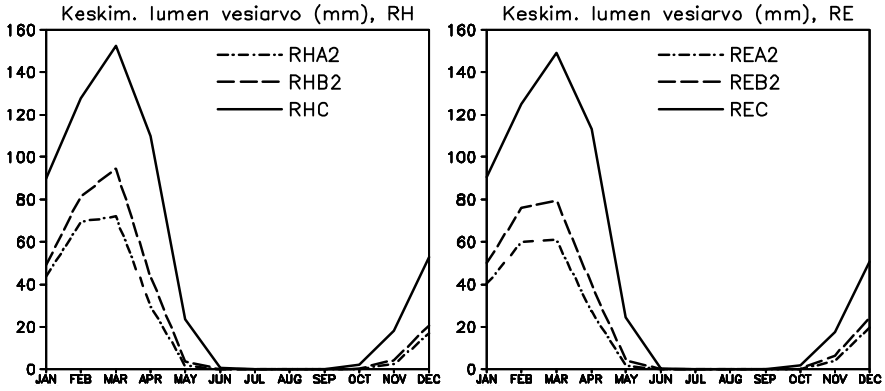


Kuva 2. Kokonaislumisademäärän ja vuorokausilumisateen maksimin 30 vuoden keskiarvojen muutosten maantieteelliset jakaumat RE-skenaariosimulaatiossa. Alueet, joilla muutos on tilastollisesti merkitsevä, on varjostettu.

Vuoden kokonaislumisademäärä vähenee suhteellisesti ottaen eniten Lounais- ja Etelä-Suomessa ja pohjoiseen mentäessä muutokset pienenevät (REA2- ja REB2-simulaatiot kuvassa 2). A2-skenaariossa muutokset ovat nytkin voimakkaampia kuin B2:ssa. RH-simulaatioissa ero Pohjois- ja Etelä-Suomen välillä ei ole aivan yhtä jyrkkä kuin vastaavissa RE-simulaatioissa (ei kuvaa). Vuosittaiset vuorokauden maksimilumisateet heikkenevät kaikissa skenaariosimulaatioissa Länsi- ja Etelä-Suomen rannikkoalueilla (kuvassa 2 RE-

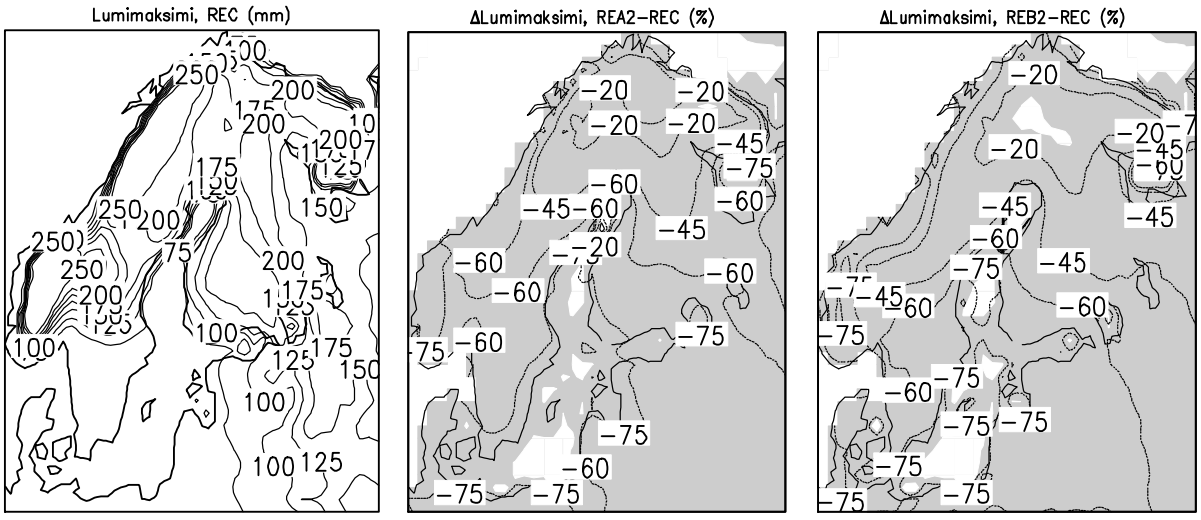
simulaatiot). Muualla Suomessa RH-simulaatioissa muutos on vähäinen, mutta RE-simulaatioissa maksimilumisateet runsastuvat keskimäärin 20 % Keski- ja Pohjois-Suomessa.

Keskimääräinen vuosittainen lumipeitteen vesiarvo pienenee erittäin merkittävästi kaikissa skenaariosimulaatioissa (taulukko 1). Suurin muutos on REA2-skenaarioajossa yli -60 % ja pieninkin muutos on lähes -50 %. Muutokset lumipeitteen vesiarvossa näyttävät olevan luonnollista seurausta lämpenemisestä ja lumisateiden vähenemisestä. Vuosittainen lumipeitteen maksimivesiarvo pienenee myös voimakkaasti, mutta ei aivan yhtä paljon kuin keskimääräinen arvo (taulukko 1).



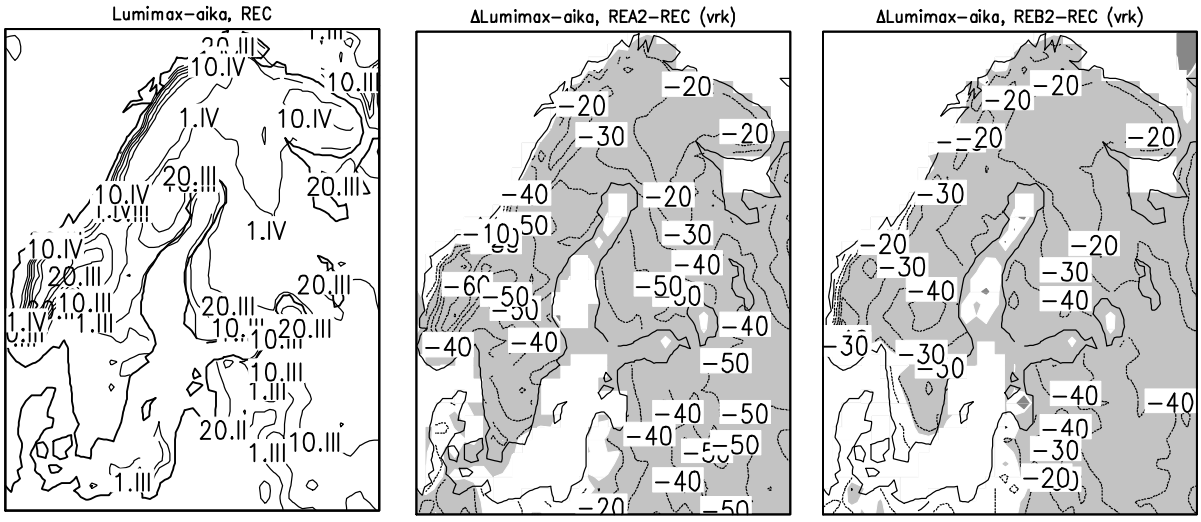
Kuva 3. 30 vuoden keskimääräisen lumen vesiarvon Suomen aluekeskiarvojen vuosikulkuja. Vasemmalla RH- ja oikealla RE-simulaatiot.

Lumen vesiarvo vähenee absoluuttisesti eniten tammikuusta huhtikuuhun, jolloin lumipeite on paksuimmillaan, mutta suhteellisesti suurin muutos on keväällä ja syksyllä, jolloin ohut lumipeite häviää lähes täysin (kuva 3). A2-skenaarioissa muutokset ovat kaikkina kuukausina suurempia kuin vastaavissa B2-skenaarioissa.



Kuva 4. Ensimmäisessä ruudussa on RE-vertailusimulaation lumipeitteen vuosittaisen maksimivesiarvon 30 vuoden keskiarvo ja seuraavissa REA2- sekä REB2-skenaarioajoissa saadut suhteelliset muutokset. Alueet, joilla muutos on tilastollisesti merkitsevä, on varjostettu.

Lumen vuosittainen maksimivesiarvo vähenee suhteellisesti eniten Lounais-Suomessa, enimmillään noin 75 % REA2-skenaariossa (kuva 4). Pohjoisemmaksi mentäessä muutos pienenee, ollen Lapissa -20 %. RH-skenaariosimulaatioiden muutosten maantieteelliset jakaumat ovat hyvin samankaltaiset, muutokset ovat vain vähän pienempiä kuin vastaavissa skenaarioissa RE:ssä (ei kuvaa).



Kuva 5. Ensimmäisessä ruudussa on lumipeitteen maksimivesiarvon ajankohta RE-vertailusimulaatiossa ja seuraavissa REA2- sekä REB2-skenaarioajoissa simuloidut muutokset (vuorokausina). Alueet, joilla muutos on tilastollisesti merkitsevä, on varjostettu.

Aikaisimmillaan lumipeitteen vuosittaisen maksimivesiarvon ajankohta on Lounais-Suomessa helmi-maaliskuun vaihteessa, josta se REA2-skenaarion mukaan aikaistuisi peräti 60 vuorokautta ja REB2-skenaariossakin yli 40 vuorokautta (kuva 5). Muutos pienenee pohjoisemmaksi mentäessä siten, että Lapissa maksimin ajankohta siirtyy noin 20 vuorokautta aikaisemmaksi. Muutokset ovat koko Suomessa tilastollisesti merkitseviä. Maksimin ajankohdan aikaistuminen on sopusoinnussa ilmaston lämpenemisen kanssa, sattuuhan havaittu ja simuloitu maksimiajankohta aiemmin lauhassa Etelä- kuin kylmässä Pohjois-Suomessa.

5. YHTEENVETO

Kasvihuoneilmiön voimistumisesta johtuva ilmastonmuutos muuttaa Suomen lumiolosuhteita RCAO-mallisimulaatioiden mukaan merkittävästi. Mallisimulaatioissa talvilämpötilojen nousun myötä on luonnollista, että lumisade muuttuu vedeksi jolloin kokonaislumisade vähenee, lumipeite ohenee ja se alkaa sulaa aikaisemmin keväällä. A2- skenaarioajoissa muutokset ovat vastaavia B2-skenaarioajoja voimakkaampia. Myös mallissa käytettävillä reunaehdoilla on merkitystä. ECHAM4/OPYC3:n reunaehtoja käyttävät simulaatiot antavat jonkin verran voimakkaampia muutoksia kuin HadAM3H:n simulaatiot samassa skenaarioajossa.

LÄHTEET

Bringfelt, B., J. Räisänen, S. Gollvik, G. Lindström, L. P. Graham ja A. Ullerstig, 2001: The land surface treatment for the Rossby Centre Regional Atmospheric Climate Model – version 2 (RCA2). SMHI Reports Meteorology and Climatology No. 98, SMHI, S-60176 Norrköping, Sweden, 40 siv.

Gordon, C., C. Cooper, C. A. Senior, H. Banks, J. M. Gregory, T. C. Johns, J. F. B. Mitchell ja R. A. Wood, 2000: The simulation of SST, sea ice extents ocean heat transports in a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments. *Climate Dynamics*, **16**, 147-166.

Jones, C., 2001. A brief description of RCA2 (Rossby Centre Atmosphere Model Version2). SWECLIM *Newsletter*, **11**, 9-14.

Meier, H. E. M., R. Döscher, A. C. Coward, J. Nycander ja K. Döös, 1999: RCO - Rossby Centre regional Ocean climate model: model description (version 1.0) and first results from the hindcast period 1992/1993. SMHI Reports Oceanography No. 26, SMHI, S-60176 Norrköping, Sweden 102 siv.

Meier, H. E. M., 2001: On the parameterization of mixing in 3D Baltic Sea models. *J. Geophys. Res.*, **106**, 30997-31016.

Nakićenović, N., J. Alcamo, G. Davis, B. Da Vries, J. Fenhann, S. Gaffin, K. Gregory, A. Grübler, TY. Jung, T. Kram, EL. La Rovere, L. Michaelis, S. Mori, T. Morita, W. Pepper, H. Pitcher, L. Price, K. Raihi, A. Roehrl, H-H. Rogner, A. Sankovski, M. Schlesinger, P. Shukla, S. Smith, R. Swart, S. Van Rooijen, N. Victor ja Z. Dadi, 2000: Emission Scenarios. A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 599 siv.

Roeckner, E., L. Bengtsson, J. Feichter, J. Lelieveld, ja H. Dodhe, 1999: Transient climate change simulations with the coupled atmosphere-ocean GCM including the tropospheric sulfur cycle. *J. Climate*, **12**, 3004-3032.

Räisänen J. CO_2-induced climate change in northern Europe: comparison of 12 CMIP2 experiments. SMHI Reports Meteorology and Climatology No. 87, SMHI, SE-60176 Norrköping, Sweden, 59 siv.

Räisänen J., U. Hansson, A. Ullerstig, R. Döscher, L. P. Graham, C. Jones, H. E. M. Meier, P. Samuelsson ja U. Willén, 2004: European climate in the late twenty-first century: regional simulations with two driving global models and two forcing scenarios. *Climate Dynamics*, **22**, 13-31.

Maapallon ilmasto – jääkausia ja lämpöaaltoja

K.Ruosteenoja[1]

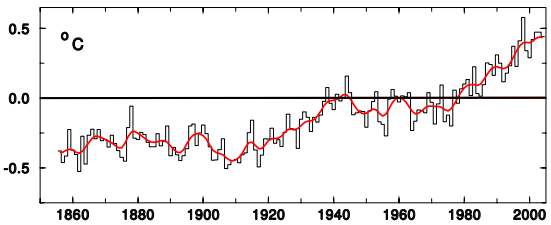
[1] Ilmatieteen laitos, Kimmo.Ruosteenoja@fmi.fi

1. ILMASTO JATKUVASSA MUUTOKSESSA

Koko maapallon olemassaolon ajan ilmasto pallollamme on jatkuvasti vaihdellut. Enimmän osan aikaa ilmasto on ollut varsin lämmin, ja napa-alueetkin ovat olleet pitkiä aikoja lähes jäättömiä. Lämpimien kausien välillä on ollut lyhyempiä kylmempiä vaiheita, tyypillisesti muutaman kymmenen miljoonan vuoden mittaisia, jolloin jomman kumman tai molempien napojen lähelle on muodostunut mannerjäätiköitä. Tällaista kylmää ilmastojaksoa elämme juuri tällä hetkelläkin. Edellisen kerran vastaavanlaista kylmyyttä koettiin kivihiilikauden aikana noin 300 miljoonaa vuotta sitten.

Kylminä jaksoina, varsinkin viimeksi kuluneen miljoonan vuoden aikana, ilmasto on heilahdellut voimakkaasti. On esiintynyt useita jääkausia, joitten kylmimpien vaiheitten aikana, esimerkiksi n. 20000 vuotta sitten, koko Pohjois-Eurooppa ja Pohjois-Amerikka aina Yhdysvaltojen pohjoisosia myöten oli jopa kolmikilometrisen jäätikön peitossa. Välillä taas on ollut nykyisenkaltaisia leudompia jääkausien välivaiheita, jolloin pohjoisella pallonpuoliskolla ainoa laaja mannerjäätikkö on Grönlannissa.

Nyt elettävän jääkausien välivaiheen ilmasto oli leudoimmillaan noin 6000 vuotta sitten. Sen jälkeen lämpötilat ovat jonkin verran pudonneet, mutta heilahdellen. Keskiajalla oli melko lämmintä, kun taas 1500-1800-luvuille osui koleampi ns. pikku jääkausi, jolloin mm. vuoristojen jäätiköt Euroopassa laajenivat. 1900-luvulla maapallon keskilämpötila on noussut (kuva 1). Vuosisadan alkupuolen lämpeneminen johtunee paljolti luonnollisista tekijöistä, mutta viime vuosikymmenien lämpötilan nousussa on ihmiskunnalla ollut vahvasti sormensa pelissä.



Kuva 1: Maapallon keskilämpötilan poikkeama pitkäaikaisesta (v. 1961-90) keskiarvosta vuosina 1856-2004.

2. KASVIHUONEILMIÖ

Ilmakehä päästää ison osan auringon säteilystä maan pinnalle, mutta pinnan lähettämän lämpösäteilyn se imee lähes kokonaan. Tiettyjen kaasujen, mm. hiilidioksidin ja vesihöyryn olemassaolon ansiosta ilmakehä toimii täten eräänlaisena lämpösäteilyn kulkua jarruttavana eristeenä maan pinnan ja avaruuden välillä. Tätä ilmakehän ominaisuutta kutsutaan *kasvihuoneilmiöksi*. Ilman kasvihuoneilmiötä maan pinnan lämpötila olisi noin 30 astetta nykyistä alhaisempi. Hiilidioksidin lisääntyessä ilmakehässä kasvihuoneilmiö on nykyisin koko ajan voimistumassa ja ilmasto lämpenemässä; aiheesta kerrotaan lisää kirjoituksen lopussa.

Havainnollistus: ilmakehä kasvihuonekaasuineen on kuin villapaita, joka pitää maapallon sopivan lämpimänä kylmässä avaruudessa. Kasvihuoneilmiön voimistuminen tarkoittaisi vielä yhden lisävaatekerroksen pukemista, jolloin tulisi jo hiki. Havaintoesimerkin rajoitus: kasvihuoneilmiö vaikuttaa *säteilyn* välityksellä kulkevaan lämpöön, villapaita taas lähinnä estää ilman *virtauksia* siirtämästä lämpöä iholta pakkasilmaan.

3. ERIPITUISILLA ILMASTONVAIHTELUILLA ERI SYYT

3.1 Hitaat vaihtelut

Satojen ja kymmenien miljoonien vuosien mittakaavassa esiintyneitten ilmastonmuutosten tärkeimpänä aiheuttajana pidetään mannerten liikuntoja. Kylmän ilmastojakson edellytyksenä on, että mantereita sijaitsee riittävän lähellä napoja. Jos molemmat navat ovat keskellä laajaa merta, ei jäätiköita helpolla pääse syntymään. Tällöin nimittäin napameret varastoivat kesällä niin paljon auringon energiaa, etteivät ne talvellakaan ehdi viilentyä jäätymislämpötilaan. Lisäksi merivirrat kykenevät tuolloin siirtämään tehokkaasti lämpöä korkeille leveysasteille. Jos sen sijaan napojen lähellä on isoja maa-alueita, voi niille muodostua talvisin lumipeite. Tämä lumi heijastaa keväisin suuren osan auringon säteilystä ja säilyy siksi pitkälle kesään. Kylmimmillä alueilla lumi saattaa säilyä sulamatta yli kesän ja näin jäätikön muodostuminen lähtee käyntiin. Jäätikön synty ja laajeneminen lisäävät auringon säteilyn heijastumista avaruuteen, mikä on omiaan laskemaan koko maapallon keskilämpötilaa.

Toinen hitaitten ilmastonvaihtelujen mahdollinen aiheuttaja on ollut vuoristojen synty ja häviäminen. Korkealla vuoristossa ilma on yleensä kylmää ja lumisateet runsaita, siispä jäätikköjä pystyy helposti muodostumaan. Jäätiköt heijastavat auringon säteilyä samalla laskien maapallon keskilämpötilaa. Nuorissa hiljan syntyneissä vuoristoissa on myös sellaisia mineraaleja, jotka kykenevät sitomaan ilmakehästä hiilidioksidia. Esimerkiksi viime vuosimiljoonina Tiibetin ylänkö on ilmeisesti ollut melkoinen hiilidioksidisyöppö.

3.2 Jääkausivaihtelu

Viimeksi kuluneen miljoonan vuoden aikana jääkaudet ja leudommat välivaiheet ovat seuranneet toisiaan noin 10-100 tuhannen vuoden välein. Sadassa vuosituhannessa mantereet ehtivät liikkua vain mitättömän vähän. Jääkausivaihtelun syyt löytyvätkin aivan toisaalta, maapallon kiertoradasta. Maan kiertoradan soikeus vaihtelee n. 100000 vuoden jaksolla. Kiertoradan aurinkoa lähimpänä sijaitseva piste taas sattuu samalle vuodenajalle aina 22000 vuoden välein:

tällä hetkellä olemme lähinnä aurinkoa tammikuun alussa, 11000 vuoden kuluttua heinäkuussa. Lisäksi maan pyörimisakselin kallistuskulma maan kiertoradan määräämän tason suhteen vaihtelee 41000 vuoden jaksolla.

Maan rataparametrien vaihtelut muuttavat eri puolilla maapalloa eri vuodenaikoina saatavaa auringonsäteilyn määrää jonkin verran. Esimerkiksi noin 10000 vuotta sitten pohjoiset napa-alueet saivat kesäaikaan nauttia keskimääräistä runsaammasta auringon lämmöstä. Juuri tähän aikaan sattui viimeisen jääkauden nopea sulamisvaihe. Vastaavasti niinä aikoina, jolloin aurinko suo lämpöään pohjoisille alueille niukalti, on todettu jäätiköitten laajenevan.

Jääkausien kylmimpien vaiheitten aikana ilmakehässä on ollut jopa kolmasosan verran vähemmän hiilidioksidia kuin jääkausien välillä. Tätä ei kuitenkaan tule tulkita niin, että hiilidioksidin väheneminen olisi sinänsä ollut ilmaston jäähtymisen alkusyy. Pikemminkin näyttää siltä, että merivirroissa ja valtamerien biologiassa jääkauden aikana tapahtuneet muutokset olisivat lisänneet merien kykyä sitoa hiilidioksidia, jolloin vastaavasti pitoisuus ilmakehässä olisi laskenut. Heikentynyt kasvihuoneilmiö olisi osaltaan voimistanut jääkauden ankaruutta.

3.3 Lyhytjaksoiset vaihtelut

Lyhyempien, jaksoltaan tuhannen vuoden luokkaa olevien ja sitä nopeampien vaihteluitten selityksiksi on esitetty tulivuorenpurkauksien määrän muutoksia ja auringonsäteilyn vaihteluita. Riittävän voimakkaan tulivuorenpurkauksen yhteydessä ylempiin ilmakerroksiin joutuu rikkidioksidia, joka edelleen hapettuu ja reagoidessaan veden kanssa muuttuu rikkihapoksi. Syntyvät pienet rikkihappopisarat varjostavat maan pintaa auringon säteilyltä, jolloin lämpötilat laskevat tyypillisesti joitakin kymmenysosa-asteita.

Viimeaikaisten tekokuumittausten perusteella näyttäisi siltä, että aurinko säteilisi aavistuksen voimakkaammin silloin, kun auringonpilkkuja on runsaasti. Kuitenkin säteilyn määrä muuttuu niin vähän, ettei pilkkujen määrän havaittu 11-vuotinen vaihtelu kykene mainittavasti vaikuttamaan maapallon ilmastoon. Sen sijaan pitemmillä ajanjaksoilla auringon säteily on saattanut vaihdella enemmän. Pikku jääkauden aikaan 1600-luvun loppupuolella ja 1700-luvun alussa auringonpilkkuja ei ollut juuri lainkaan, ja on esitetty arveluita, että tuolloin aurinko olisi säteillyt nykyistä laiskemmin. Valitettavasti tuohon aikaan ei osattu vielä mitata säteilyn määrää, joten suoraa näyttöä asiasta ei ole.

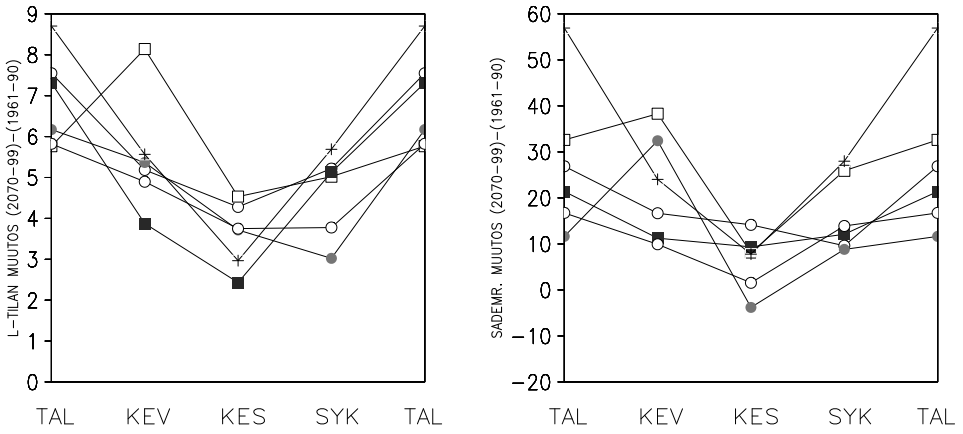
4. TULEVA ILMASTOMME

Kasvihuoneilmiö on sinänsä olemassaolollemme välttämätön, sillä ilman sitä maa olisi niin kylmä, ettei tänne olisi päässyt kehittymään nykyisenkaltaista elämää. Ongelmana on, että ihmiskunta nopeasti voimistaa kasvihuoneilmiötä, jolloin maapallon ilmasto muuttuu.

Tärkein ihmiskunnan ilmakehään syytämä kasvihuonekaasu on hiilidioksidi, jonka pitoisuus on noussut teollistumista edeltävän ajan noin 280 ppm:stä yli 370 ppm:ään. Toisen merkittävän kasvihuonekaasun, metaanin, pitoisuus on jopa yli kaksinkertaistunut. Toisaalta rikkipitoisten polttoaineitten käytön seurauksena ilmakehään on muodostunut pieniä leijuvia hiukkasia, jotka vähentävät maan pinnalle pääsevän auringon säteilyn määrää ja siten jarruttavat lämpenemistä.

Nämä hiukkaset ovat kuitenkin hyvin lyhytikäisiä, sillä sateet huuhtovat niitä koko ajan pois ilmakehästä. Hiilidioksidipäästöt sen sijaan vaikuttavat ilmakehässä jopa satoja vuosia.

Tulevia ilmastonmuutoksia voidaan arvioida ilmastomallien avulla. Nämä mallit kuvaavat ilmastojärjestelmää tietokoneohjelman muotoon puettujen fysiikan lakien avulla. Ilmakehän lisäksi ilmastomalleissa on oma osamallinsa mm. valtamerille, jää- ja lumipeitteelle, maaperän lämpö- ja vesitaloudelle yms. Kun on saatu muodostettua arvio kasvihuonekaasujen tulevista pitoisuuksista, voidaan mallien avulla laatia ennustuksia, miten maapallon ilmasto muuttuu.



Kuva 2: Kuuden eri ilmastomallin ennustama keskilämpötilojen (°C; vasen) ja sademäärien (%, oikea) muutos Suomessa 1900-luvun loppuvuosikymmenistä alkaneen vuosisadan loppuun. Muutokset on annettu erikseen kullekin neljälle vuodenajalle (kevät = maalis-toukokuu jne.).

Vaikka mallit sinänsä ovat puhdasta fysiikkaa, laskentakapasiteetin rajallisuuden vuoksi monet ilmiöt, esim. pilvien vuorovaikutus auringon säteilyn ja maan pinnan lähettämän lämpösäteilyn kanssa, joudutaan kuvaamaan varsin karkeakätisesti. Tämän johdosta ennustetut ilmaston muutoksetkin ovat eri malleissa erilaisia. Tätä havainnollistaa kuva 2, jossa on esitetty eri mallien ennustamia Suomen keskilämpötilojen ja sademäärien muutoksia eri vuodenaikoina tämän vuosisadan loppua lähestyttäessä. Talvella lämpötilat kohoavat mallista riippuen 5-9, kesälläkin 2-5 astetta. Ennustetut sademäärän muutokset poikkeavat malleissa toisistaan vieläkin enemmän. Ennusteet on laadittu olettaen, että kasvihuonekaasujen päästöt jatkavat nopeaa kasvuaan koko tämän vuosisadan ajan (ns. A2-SRES-skenaario).

KIRJALLISUUTTA

IPCC, 2001: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J.T., Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C.A. Johnson (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge and New York, 881 pp.

Eronen, M., 1991: Jääkausien jäljillä. Tähtitieteellinen yhdistys Ursa. 271 s.

Kuusisto, E., ja J. Käyhkö, 2004: Globaalimuutos. Kustannusosakeyhtiö Otava. 169 s.

Interferometrisesti rekisteröivän pitkän vesivaa'an kehitystyöstä ja sillä suoritetuista kallioperän liikkeiden tutkimuksesta

Hannu Ruotsalainen

Geodeettinen laitos, Hannu.Ruotsalainen@fgi.fi

Abstract

Finnish Geodetic Institute has carried out 40 years research for detection of small crustal movements by using and developing interferometrically recording long water tube tilt meter since 1965. Water tube tilt meter recordings with 177m long east west and 62 meter long north south water tube tilt meter were carried out by Kääriäinen since 1977 up to 1998. Results of the old tilt meter pair recordings in Lohja mine in 1977-1996 showed high resolution in tidal analysis.
New design and construction development have been carried out since 2000 to improve the instrumention with new technique to detect even smaller tilt waves originating from internal structure of the Earth. HeNe-laser with fiber-optics, and CCD-camera are used for interferometic fluid level recording. Automatic interference fringe interpretation routines have been programmed. Test measurements have been carried out with 5.5 meter long prototype tilt meter in our laboratory. Construction of the new prototype water tube tilt meter will be shown.

1. JOHDANTO

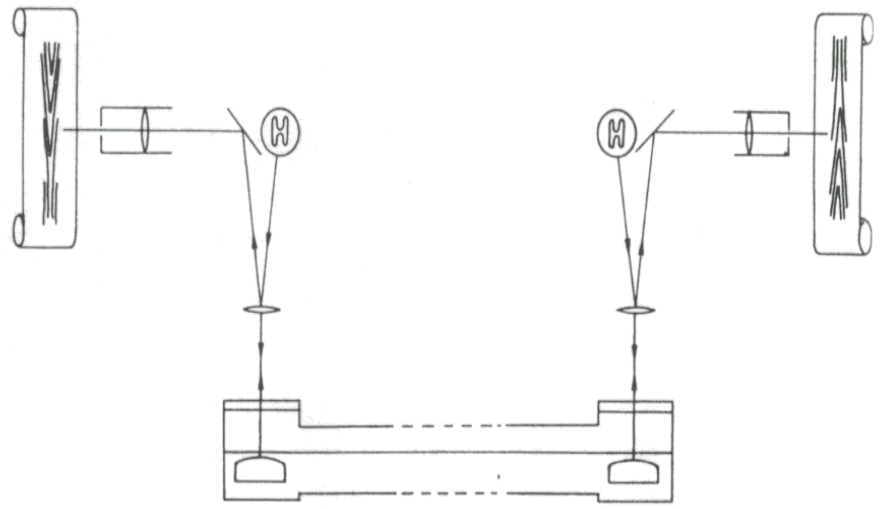
Kukkamäki (1966) esitti noin 1 km:n mittaisen interferometrisesti rekisteröivän nestevaa'an käyttöä Fennoskandian maannousututkimukseen Aulangolla järjestetyssä kansainvälisessä "Recent Crustal Movement" kokouksessa 1965. Hänen laskelmiensa mukaan maa kallistuu maannoususta johtuen suurimmillaan noin 15 mikrometriä kilometrin kannalla vuodessa suotuisimmilla alueilla Suomessa. Esimerkin nestevaakoihin hän oli saanut kuuluisista Michelson& Gale (1919) vesivaaoista viime vuosisadan alusta.
Kääriäinen (1971, 1979) tutki ja rakensi Lohjan Tytyrin kaivokseen 1977 itä-länsi suuntaisen 177 metriä pitkän vesivaa'an ja myöhemmin pohjois-eteläsuuntaisen 62 metriä pitkän vesivaa'an 1983. Laitteiden rekisteröinti osoitti alun alkaen huomattavaa erotuskykyä kallioperän liikkeisiin kuten vuoksivoimien aiheuttamiin nähden. Vesivaakarekisteröinneistä on saatu selville mm. jo 1960-luvun alussa ennustettu (Melchior, 1978) ja gravimetrihavainnoilla todennettu maan ytimen (sisä- ja ulkoydin) pyörimisliikkeen poikkeama vaipan ja kuoren vuorokausijaksosta eli n.k.. "Nearly Diurnal Free Wobble" (Melchior 1983).
Puolalainen Kaczorowski (1999) on rakentanut Michelson-Gale tyyppisen vesivaakakonstuktion, mutta käyttäen kuitenkin muoviputkiosia. Interferometrina hän käyttää yhdistettyä Michelson/Kääriäinen tyyppistä interferometria.
Luxemburgilainen d´Orey (2003) on valmistanut Walferdancen tutkimusasemalle Luxemburgiin 47 m pituisen vesivaa'an, jossa on kapasitiivisiin antureihin perustuvat

nestepintojen korkeuden rekisteröinnit. Nestepinnan korkeusskaala kalibroidaan ruiskuttamalla tai imemällä vesivaa'an keskellä olevasta reiästä insuliinipumpulla mikrolitrojen nestemääriä. Tällä laitteella saavutetut tulokset vaikuttavat lupaavilta myös Lohjan vesivaakoihin verrattuna

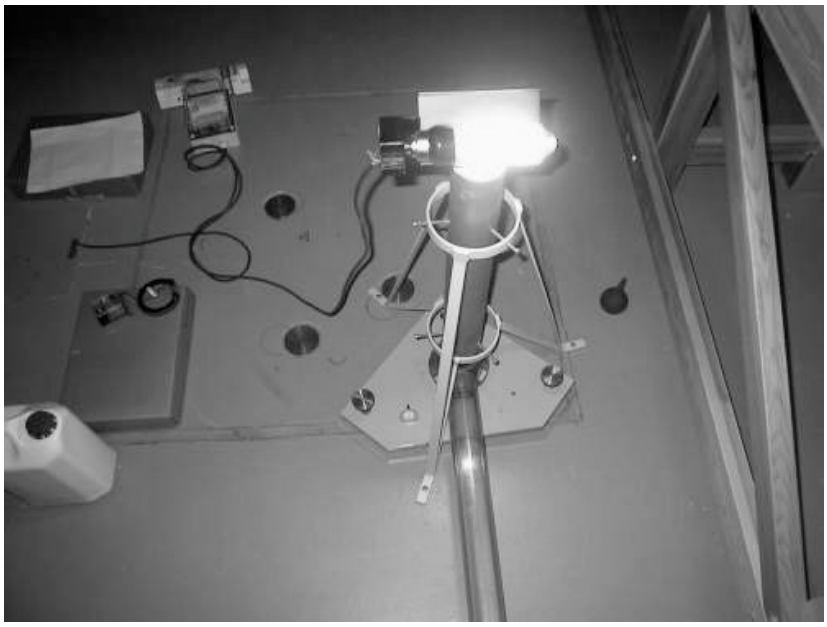
Pitkää vesivaakaa on käytetty kallioperän tektonisten liikkeiden tutkimukseen mm. Yhdysvalloissa (Wyatt et al., 1982), Japanissa (Ohyo et al., 2001) ja Kiinassa (Chen et al., 1995) nestepinnan kallistelun havainnoinnin tapahtuessa eri rekisteröintimenetelmillä.

2. TUTKIMUSTA LOHJAN PITKILLÄ VESIVAAOILLA 1977 – 1998

Aiemmin mainitun Kääriäisen (1979) vesivaa'an rekisteröintiperiaate esitetään alla olevassa kuvassa. Mainitusta viitteestä löytyy myös yksityiskohtainen kuvaus laitteiden toiminnasta sekä havaintotuloksia viitteissä Kääriäinen et al. 1983, 1989.



Kuva 1. Kääriäisen vesivaa'an periaate (1979)



Kuva 2. Vesivaakalaitteistoa laboratoriossa



Kuva 3. Rekisteröidyistä interferenssifilmeistä luetaan veden pinnan korkeusmuutos esim. mikrofilminlukulaitteen avulla.

Kuvan 3 mustan tai valkoisen keskikuvion kärjestä tai muusta vastaavasta kohdasta toiseen on matkaero $\lambda / 2n$ ja missä λ = käytetyn valon aallonpituus ja n veden taitekerroin. Natrium-valon ja veden tapauksessa se on $589\text{nm} / 2 ? 1.33 = 221.4\text{nm}$ Kun kuvio jaetaan vielä osavaiheisiin harmaasävyerojen perusteella Väisälän (1923) esittämän jaottelun mukaisesti ja päästään alle 50 nm erotuskykyyn vedenkorkeudessa pääteastiassa, mikä vastaa 177m pitkällä EW-vesivaa'alla ~0.04 millikaarisekunnin (msec) kulmaerotuskykyä. Interferenssifilmeiltä luetuista vedenkorkeuseroista muodostetaan taulukko ja lasketaan päiden väliset korkeuserojen summa aikasarjaksi (Kääriäinen, 1979). Kallioperän kallistusmuutokset analysoidaan esim. H.G.Wenzelin (1996) kehittämällä vuoksianalyysiohjelmistolla. Kiinteän maan vuoksi-ilmiön analysointiin kehitetty aaltokehitelmiä, jotka sisältävät nykyisin jopa tuhansia erillisiä aaltoja. Analysointi tehdään kuitenkin vain tiettyjen aaltoryhmien suhteen pienimmän neliösumman sovituksella (Melchior, 1978). Amplitudi- ja vaihetekijät kuvaavat kiinteän maan vastetta kuun, auringon ja planeettojen aiheuttamaan gravitaatiovaikutukseen nähden tietyissä tavallisesti vertikaali- tai horisontaalisuunnissa. Residuaaliksi jää vielä esimerkiksi valtamerten ja ilmakehän massojen aiheuttamaa kallioperän kuormitusta. Seuraavassa taulukossa on verrattu mainitun vuoksiaaltokehitelmän Lohjan EW-vesivaa'an ampituditekijöitä Wahr-Dehant maamallin tuottamiin ja prof. Jentzschin ryhmän (Weise, 1992, Weise et al. 1999) Metsähovin tutkimusasemalla porareikäheilurimittauksilla 1986 – 1989 havaitsemiin nähden.

Table 1. Comparison of amplitude factors of small diurnal tidal waves in horizontal EW tilt component of Wahr- Dehant earth model, observed with EW water-tube tiltmeter at Lohja, Finland, and vertical borehole pendulum at Metsähovi, Finland

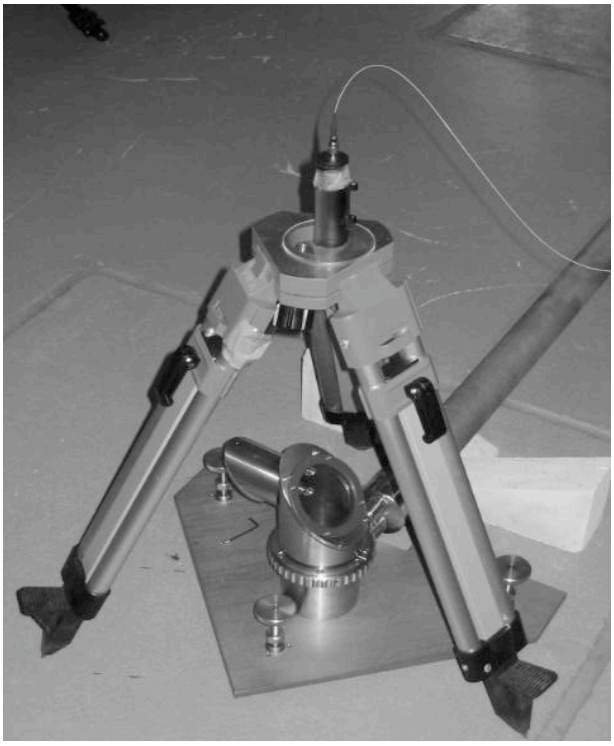
Wave	Frequency [°/hour]	Amplitude [millisecond of arc]	Wahr-Dehant model	Observed (*) EWWT, Lohja	Observed (**) Borehole tiltmeter Askania P7 (EW)
Q_1	13.999	0.7526	0.69456	0.695 ± 0.072	0.668 ± 0.075
ρ_1	13.471	0.2055	0.69460	0.666 ± 0.128	-
O_1	13.943	5.6508	0.69497	0.702 ± 0.005	0.6992 ± 0.0139
τ_1	14.196	0.0737	0.69507	0.910 ± 0.353	-
π_1	14.918	0.1538	0.70275	0.915 ± 0.207	0.6075 ± 0.5099
P_1	14.958	2.6293	0.70598	0.718 ± 0.013	0.7141 ± 0.0298
K_1	15.041	7.9472	0.73679	0.728 ± 0.007	0.7373 ± 0.0099
ψ_1	15.082	0.0622	0.52640	0.392 ± 0.583	-
ϕ_1	15.123	0.1132	0.66530	0.381 ± 0.301	0.6698 ± 0.6943
J_1	15.585	0.444	0.69098	0.643 ± 0.059	0.6493 ± 0.1765
OO_1	16.139	0.2432	0.69240	0.663 ± 0.092	0.7234 ± 0.3223

(*) EW water-tube tiltmeter recordings at Lohja station Finland, 23339 hourly readings
(**) Askania borehole pendulum P7 at Metsähovi station Finland 1986-1989, 16737 hourly readings
(Ruotsalainen, 2001)

Taulukossa EW vesivaa'alla havaittu ψ_1 aallon amplitudi 0.392 ilmentää aiemmin mainitun "Nearly Diurnal Free Wobble" resonanssin. Laitteen aiemmin esitetty kulmaerotuskyky ~0.04 msec on vain lievästi alle vuoksipotentiaalikehitelmän ψ_1 aallon teoreettisen amplitudin. Dekadin parannus laitteen erotuskykyyn parantaisi resonanssiaallon parametrien luotettavuutta sekä vahvistaisi τ_1 ja π_1 poikkeavia amplitudeja. Näillä amplitudipoikkeamilla saattaa olla jotain tekemistä sisäytimen mahdollisten liikkeiden kanssa.

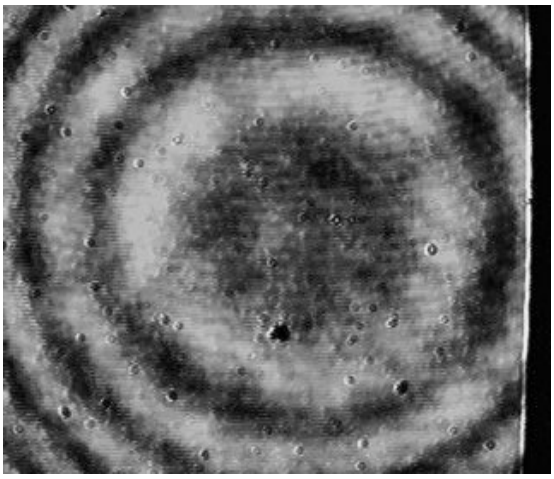
3. UUDEN VESIVAAKALAITTEISTON KEHITYKSESTÄ

Vuodesta 2000 lähtien Geodeettisessa laitoksessa on tehty kehitystyötä uuden vesivaakalaitteiston ja vedenkorkeusinterferometrin kehittämiseksi. Kuvassa 4. Teknillisen korkeakoulun maanmittausosaston hienomekaniikan pajassa valmistettu vesivaakalaitteiston pääteastiakonstruktio, joka valmistui keväällä 2004.



Kuva 4. Uuden vesivaa'an prototyyppi. Astia liitetty putkeen kuvassa kaksoispallonivelliitoksella. Astian yläosassa olevan kiilalasin avulla heijastetaan muodostunut interferenssikuvio rekisteröivään CCD-kameraan. Kolmijalalla kollimaattori ja laserkuitu

Laboratoriovesivaa'alla ja interferometrilla sekä AvCam-CMOS kameralla on suoritettu testiajoja vuoden 2004 alkupuolelta lähtien. Interferenssikuvion vaiheen automaattitulkintaa varten on ohjelmoitu pienimmän neliösumman keinolla tapahtuva epälineaarinen sovitus ennalta laskettuun kuvion matemaattiseen malliin. Kuvassa 5 on eräs interferenssikuvio kuvattuna laboratoriossa toukokuulla 2004. Tällä hetkellä tutkitaan pääteastiassa sijaitsevan tasokuperan linssin ja sen yllä olevan nestepinnan mahdollisten kaarevuusmuutosten vaikutusta mainittuun sovitukseen.



Kuva 5. Vesivaa'an interferometrin interferenssikuviosta CMOS- kameralla otettu kuva. Kuvion pinnalla oleva juovitus johtunee linssihionnasta. Kuvan koko luonnossa on CMOS-kuvakennon koko 3.5mm x 5mm.

LÄHTEET

Chen Defu, Li Zhengguan, Nie Lei, Li Xiaojan, Zhang Jiaumin, (1995): Water tube Tilt meter Network for Earth Tide Observation in China, *Proc. of the 12th Int. Symp. on Earth Tides,* Science Press, Beijing, New York.

Kaczorowski M.(1999) The Results of the preliminary tilt measurements by use of long water tube clinometer in Ksiaz geophysical station, *Artificial Satellites, Vol.**34**,* Polish Academy of Sciences.

Kukkamäki T.J., (1966): Recording of the secular land tilting with pipe level, *Proc. of 2nd Int. Conf. on Recent Crustal Movements, Acad. Sci. Fenn. AII, No**. 90.***

Kääriäinen J., (1971): A long pipe tilt meter, *Proc. of the 15th Int. Symp. of IUGG, Moscow*.

Kääriäinen J., (1979): Observing the Earth Tides with a long water tube tilt meter, *Publ. of the Finnish Geodetic Institute **88**,* Helsinki

Kääriäinen J. and I. Välimäki, (1983): Tilt measurements of Two Different Instrument, *Proc. of the 9th Int. Symp. of Earth Tides, Bonn*

Kääriäinen J. and H. Ruotsalainen, (1989): Tilt measurements in the underground laboratory Lohja 2, Finland, in 1977 - 1989, *Publ. of the Finnish Geodetic Institute,* no. ***110**,* Helsinki

Melchior P.(1978): The Tides of the Planet Earth, Oxford, Pergamon Press

Melchior P.(1986): The Physics of the Earth's core, An Introduction, Oxford, Pergamon Press

Michelson A. A. and H. G. Gale, (1919): The rigidity of the Earth, *Astrophys. J., **50**,* 330-345

Ohyo F., M. Teraishi, T. Furuzawa and Y. Sonoda (2001): Measurements of Earth Tidal Tilts with a Liquid-tube Tiltmeter of Half-filled Type, *Journal of the Geodetic Society of Japan, Vol **47**,* No 1, 58 - 63

d'Orey de Lantremange N.,(2003): Inclinomètre à niveaux hydrostatiques de haute résolution en géophysique, *Université Catholique de Louvain, Academic Diss.,* (in french*)*

Ruotsalainen H., (2001): Modernizing the Finnish Long Water-Tube Tilt meter, *Journal of the Geodetic Society of Japan*, Vol **47**, No 1, pp.28-33.

Ruotsalainen H., (2002): Developing a new version of the interferometrically recording long fluid level tilt meter of FGI, *Proc. of General Assembly of the Nordic Geodetic Commission (NKG)* in Espoo, Finland, Oct. 1. - 5.

Weise A. (1992) Neigungsmessungen in der Geodynamik – Ergebnisse von der 3-Komponenten-station Metsähovi, Doctoral Thesis, 180 pages, *Technical University of Clausthal, Germany (in german)*

Weise A, G. Jentzsch, A. Kiviniemi, J. Kääriäinen (1999): Comparison of long-period tilt measurements: results from the two clinometric stations Metsähovi and Lohja, Finland, *Geodynamics **27***, 237-257

Wenzel H.G. (1996): The nanogal software: Earth tide data processing packageETERNA3.30 *Bulletin d'Informations Mareés Terrestres, vol.**124***, 9425-9439,Bruxelles

Wyatt F.K., Cabaniss, G. and D.C. Agnew (1982): A comparison of tiltmeters at tidal Frequencies, *Geophysical Research Letters,* vol**.** 9, No**.7,** pp. 743-746

Väisälä Y. (1923) Die Anwendung der Lichtinterferenz zu Längenmessung auf grösseren Distanzen, Publ. of the Finnish Geodetic Institute No. **2.**

Tarkkavaaituksilla määritetty vuosittainen maannousu Suomen alueella

Veikko Saaranen

Geodeettinen laitos, PL 15, 02431 Masala
Veikko.Saaranen@fgi.fi

Abstract

Land uplift rates relative to mean sea level have been computed using three national precise levelling campaigns spanning more than a hundred years. The tide gauge at Hanko provided the starting value 2.63 mm/y. Only levelling data and benchmarks in bedrock have been used.

1. JOHDANTO

Maannousun määrittäminen voidaan tehdä merenkorkeushavaintojen, toistettujen vaaitusten ja nykyään myös pysyvien GPS-asemien tuottaman havaintoaineiston avulla. Tässä työssä maannousu on määritetty käyttäen hyväksi valtakunnallisia tarkkavaaituksia. Ensimmäinen tarkkavaaitus (1892-1910) ulottui ainoastaan Oulu-Kajaani linjan tasalle (*Blomqvist ja Renqvist*, 1910). Sen sulkuvirheistä laskettu tarkkuus on 1.16 $\mathrm{mm}\sqrt{\mathrm{km}}$. Toinen tarkkavaaitus alkoi 1935 ja päättyi 1975. Vuosina 1935-1955 mitattiin ensimmäisen vaaituksen kanssa yhteinen verkko sekä muutamia uusia linjoja siten, että vaaitus ulottui Aavasaksa-Rovaniemi-Kemijärvi –linjalle. Tämän mittauksen tulokset julkaistiin Geodeettisen laitoksen julkaisuissa 57 ja 61 (*Kääriäinen,* 1963; *Kääriäinen,* 1966). Ahvenanmaan ja Lapin alueen vaaitukset ilmestyivät erillisissä julkaisuissa (*Kakkuri ja Kääriänen,* 1977; *Takalo* 1977; *Takalo ja Mäkinen,* 1983). Toisen tarkkavaaituksen tarkkuus on 0.66 $\mathrm{mm}\sqrt{\mathrm{km}}$. Kolmas tarkkavaaitus alkoi 1978 ja syksyllä 2004 suoritettiin viimeiset vaaitukset. Kolmannen tarkkavaaituksen tarkkuus on 0.84 $\mathrm{mm}\sqrt{\mathrm{km}}$. Edellä esitetyt tarkkuusarviot pohjautuvat laskuun, jossa on hyödynnetty uusia maannousuarvoja (*Lehmuskoski*, 2005).

Maannousututkimuksella on pitkät perinteet. Katsaus maannousututkimuksen varhaisiin vaiheisiin sekä Ensimmäisen ja Toisen tarkkavaaituksen havaintoja käyttäen määritetty maannousukartta löytyy julkaisusta (*Kääriäinen,* 1953). Myös Toisen tarkkavaaituksen julkaisu (*Kääriäinen,* 1966) sisältää maannousukartan. Uudemmista määrityksistä mainittakoon Suutarisen tekemä uudelleentasoitus Ensimmäisen ja Toisen tarkkavaaituksen aineistosta (*Suutarinen,* 1983). Kolmannen tarkkavaaituksen edetessä on tehty muutamia maannousun määrityksiä. Maamme eteläosan maannoususta antoi tietoa (*Kakkuri ja Vermeer,* 1985). Kun kaikissa kolmessa vaaituksessa yhteinen verkko oli mitattu, voitiin alueen maannousu määrittää (*Mäkinen ja Saaranen,* 1998a). Lähes valtakunnallinen maannousukartta on julkaisussa (*Saaranen ja Mäkinen,* 2002) .

Nykyaikana on tehty määrityksiä käyttäen pysyvien GPS-asemien havaintoja. Määrityksissä on mukana GPS-asemia koko Fennoskandian alueelta (*Scherneck et al.*, 2003). Merenkorkeushavaintoja käyttäen on tehty lukuisia tutkimuksia (*Vermeer et al.*, 1988; *Johansson et al.*, 2004).

Toistetut tarkkavaaitukset mahdollistavat maannousuerojen tarkan määrittämisen, mutta niiden avulla ei ole mahdollista määrittää maannousulukemien lähtötasoa. Tässä julkaisussa maannousuerot on kiinnitetty merenkorkeushavainnoista laskettuun maannousuarvoon 2.63 mm/v Hangon mareografilla (*Johansson et al.*, 2004). Tämä luku ilmoittaa kallioperän keskimääräisen vuosittaisen nousun nopeuden merenpintaan nähden. Lukuun on tehty NAO-talvi-indeksin mukainen korjaus. Maannousu maan massakeskipisteen suhteen on nopeampaa, sillä maannousulukemia pienentää merenpinnan ja geoidin nousu. Sopiva arvio merenpinnan nousun nopeudelle on 1.5 mm/v (*Gornitz*, 1995). Vertailun vuoksi todettakoon, että pysyvien GPS-asemien havainnoista laskettu BIFROST-malli antaa kyseisessä paikassa maannousunopeudeksi 4.3 mm/v (*Scherneck et al.*, 2003) . Tämä maannousu on laskettu maan massakeskipisteen suhteen. Yksityiskohtainen vertailu eri tavoilla saatujen tulosten eroista löytyy esimerkiksi julkaisusta (*Mäkinen et al.*, 2003).

2. MATEMAATTINEN MALLI JA MAANNOUSUKARTTA

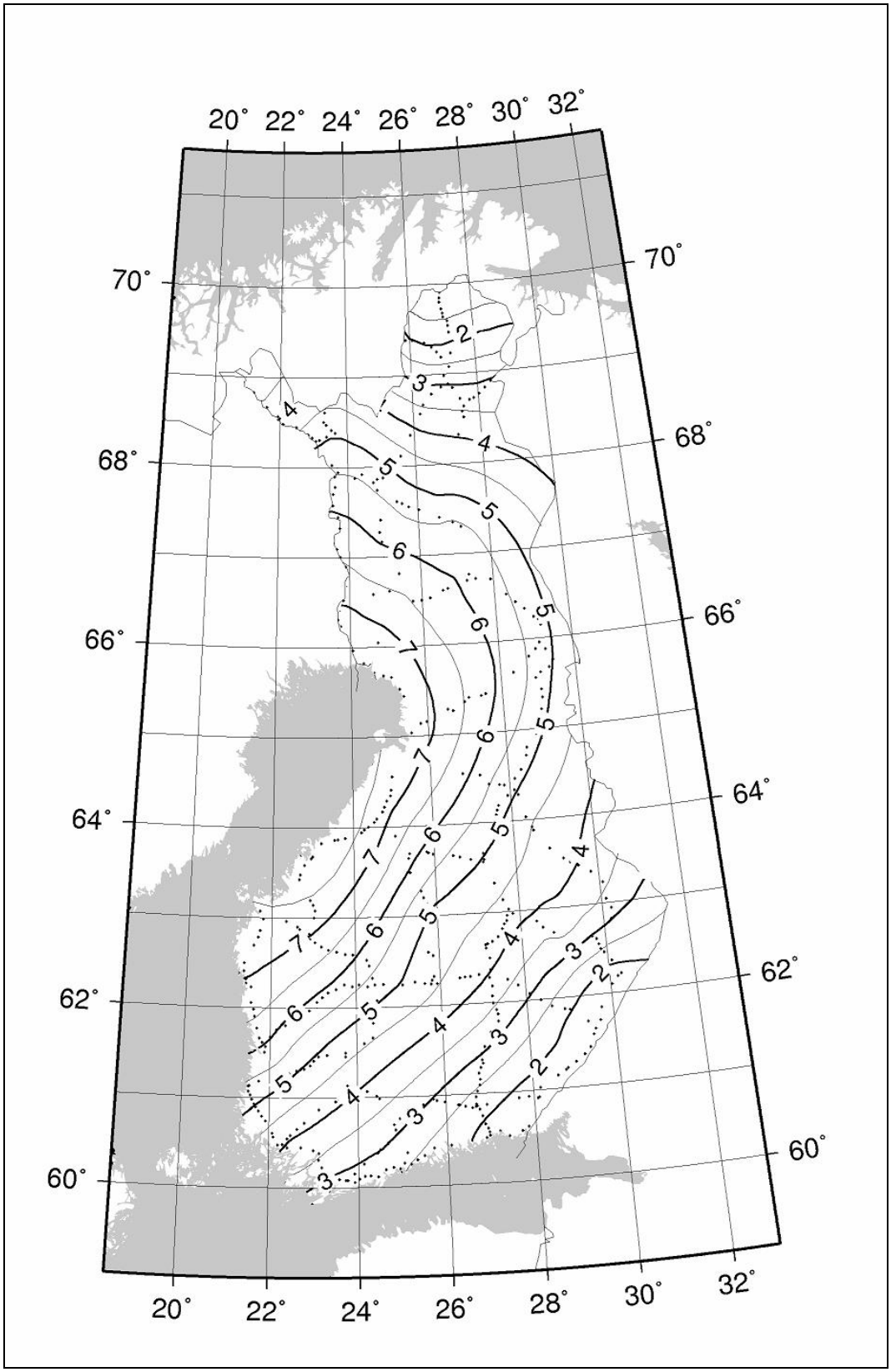
Maannousun määrittäminen on periaatteessa yksinkertainen tehtävä. Määritetään kiintopisteen korkeus ainakin kahdella eri ajanhetkellä ja jaetaan havaittu muutos korkeudessa mittaushetkien välisellä ajalla. Tarkkavaaituksessa havaitaan vain korkeuseroja, joten suoraa informaatiota maannousun absoluuttisesta suuruudesta ei saada vaaitushavainnoista. Tällöin joudutaan turvautumaan muilla menetelmillä määritettyihin maannousuarvoihin lähtötason määrittämisessä.

Tasoitukseen on valittu edustava kiintopistejoukko kalliopisteitä. Ensimmäisen vaaituksen alueella nämä pisteet kuuluvat pääsääntöisesti kolmeen vaaitukseen. Pohjois-Suomessa pisteet kuuluvat ainoastaan Toiseen ja Kolmanteen vaaitukseen. Valintakriteereinä ovat pisteen stabiilisuus ja alueellinen jakautuminen. Kiintopisteiden luotettavuutta on tutkittu esimerkiksi julkaisussa (*Lehmuskoski*, 1996). Joukosta on poistettu ne kiintopisteet, joiden korkeus edellisestä vaaituksesta poikkeaa tilastollisesti merkittävästi odotetusta arvosta. Mikäli mahdollista on pyritty siihen, että kiintopisteiden välinen etäisyys on korkeintaan 10 kilometriä. Varsinkin maamme pohjoisosissa on joitakin pitkiä välejä ilman käyttökelpoisia pisteitä. Tähän on vaikuttanut kalliopisteiden vähäisyys aikaisemmissa vaaituksissa. Vuosikymmeniä sitten ei kiintopisteiden perustaminen kallioon ollut ensisijainen valinta, vaan sen edelle meni usein kiintopisteen helppo saavutettavuus vaaitusreitiltä.

Tehdyn korkeuserohavainnon, kiintopisteiden korkeudet tasoitusepookissa ja kiintopisteiden korkeuden muutoksen nopeuden sitoo yhteen havaintoyhtälö

$$y(i,j,k) = h(j,t_0) - h(i,t_0) + \left[\dot{h}(j) - \dot{h}(i)\right]\left[t(i,j,k) - t_0\right] + e(i,j,k)\,.$$

Mallin termit ovat:



Kuva 1. Vaaituksien avulla määritetty maannousunopeus. Yksikkö on millimetriä vuodessa. Pisteet ilmaisevat laskennassa käytettyjen pisteiden sijainnit. Tässä esitetyssä mallissa lähtötaso on otettu Hangon mareografista, 2.63 mm/v.

$y(i,j,k)$	kiintopisteiden i ja j välinen mitattu korkeusero vaaituksessa $k, k = 1,2,3$
$t(i,j,k)$	havaintohetki (epookki),
t_0	Tasoitusepookki
$\dot{h}(i), \dot{h}(j)$	kiintopisteiden i ja j maannousunopeudet (tuntemattomia),
$h(i,t_0), h(j,t_0)$	kiintopisteiden i ja j korkeudet tasoitusepookissa t_0, (tuntemattomia),
$e(i,j,k)$	Havaintovirhe.

Matemaattisen mallin esitys matriisimuodossa ja selvitys vaaitustarkkuuksien määrittelystä löytyy esimerkiksi viitteestä (*Mäkinen ja Saaranen*, 1998a). Tasoituksessa ei ole käytetty sulkuvirheistä laskettuja ns. *a priori* tarkkuuksia, vaan niiden sijasta on käytetty varianssikomponenttiestimoinnin antamia tarkkuusarvioita. Käytetty tekniikka on nimeltään MINQUE (*Rao*, 1971). Estimoidut kilometrikeskivirheet kolmelle vaaitukselle ovat 2.01, 0.57 ja 0.88 $\mathrm{mm}\sqrt{\mathrm{km}}$. Estimointi on suoritettu kolmen vaaituksen yhteisellä alueella.

Käytetyssä mallissa määritetään korkeudet ja maannousuarvot samanaikaisesti. On mahdollista laskea maannousu ilman korkeuksien määrittämistä. Eri tasoitustekniikkojen antamista tuloksista on kirjoitetuksessa (*Mäkinen ja Saaranen*, 1998b). Tasoitustekniikan vaikutus on vähäinen.

Mallia laskettaessa oli havaintoja yhteensä 1223 ja kiintopisteitä 462. Kaikki tasoituksen pisteet ovat kalliossa olevia kiintopisteitä. Maannousun määrityksen tarkkuus heikkenee sen mukaan, miten kauaksi etäännytään kiinnitetystä pisteestä. Pohjoisimpien pisteiden maannousuarvon määrityksen tarkkuus on noin 0.6 mm/vuosi. Kuva 1. on piirretty GMT-ohjelmistoa käyttäen (*Wessel ja Smith*, 1998). Kuvaa tehtäessä on on käytetty GMT-ohjelmiston blockmean-rutiinia, jonka avulla on tehty 1° x 0.5 ° esisuodatus tasoitustulokselle. Tämä toimenpide yhdessä kiintopisteiden huolellisen valinnan kanssa on tuottanut maannousukuvan, josta mahdolliset todelliset paikalliset anomaliat kuten myös vaaitusvirheiden seurauksena seurauksena syntyneet epätasaisuudetkin on karsittu pois.

LÄHTEET

Blomqvist E, Renqvist H (1910): Das Präcisionsnivellement Finlands 1892-1910. *Fennia* **31**:2, 1-265.

Gornitz V. (1995): Monitoring sea level changes. Climatic Change **31**:515-544.

Johansson, M.M., Kahma, K.K.,Boman, H.& Launiainen J. (2004): Scenarios for sea level on the Finnish coast. *Boreal Env. Res*. **9**: 153-166.

Kakkuri J. and J. Kääriäinen (1977): The Second levelling of Finland for the Åland archipelago. *Publ. Finn. Geod. Inst.* N:o **82**.

Kakkuri J, Vermeer M (1985): The study of land uplift using the Third Precise Levelling of Finland. *Rep. Finn. Geod. Inst.* **85**:1.

Kääriäinen E. (1953): On the recent uplift of the Earth's crust in Finland. *Veröff. Finn. Geod. Inst.* **42**.

Kääriäinen E. (1963): Suomen toisen tarkkavaaituksen kiintopisteluettelo I. *Geodeettisen laitoksen julkaisu* N:o **57**.

Kääriäinen E. (1966): The Second Levelling of Finland in 1935-1955. *Publ. Finn. Geod. Inst.* **61**.

Lehmuskoski, P. (1996): Active fault line search in southern and central Finland with precise levellings. *Rep. Finn. Geod Inst.* **96**:5.

Lehmuskoski, P. (2005): Vaaitusten sulkuvirheistä lasketut tarkkuudet. *Geodeettinen laitos. Sisäinen muistio.*

Rao, CR (1971): Estimation of variance and covariance components-Minque Theory. *J. Multivariate Analysis* **1**: 257-275.

Mäkinen, J., H. Koivula, M. Poutanen and V. Saaranen, (2003): Vertical Velocities in Finland from Permanent GPS Networks and from Repeated Precise Levelling. *J. Geodynamics*, Vol **35**, 443-456.

Mäkinen J. and V. Saaranen (1998a): Determination of postglacial land uplift from the three precise levellings in Finland. *J. Geodesy*, **72:** 516-529.

Mäkinen J. and V. Saaranen. (1998b): Computation of Land uplift from the three Precise Levellings in Finland. *Proceedings of the 13th general meeting of the Nordic Geodetic Commission*, May 25.-29., 1998, Gävle, Sweden.

Saaranen V. and J. Mäkinen, (2002): Determination of land uplift from the three precise levellings in Finland, status in 2002. *Proceedings of the XIV General Meeting of the Nordic Geodetic Commission* (Ed. M. Poutanen, H. Suurmäki).

Scherneck H.-G., J.M. Johansson, G. Elgered, J.L. Davis, B. Jonsson, G. Hedling, H. Koivula, M. Ollikainen, M. Poutanen, M. Vermeer, J.X. Mitrovica, and G.A. Milne, (2002): BIFROST: Observing the Three-Dimensional Deformation of Fennoscandia, in *Glacial Isostatic Adjustment and the Earth System*, edited by J.X. Mitrovica and B.L.A. Vermeersen, Geodynamics Series, Volume **29**, Amer. Geophys. U, Washington, D.C.

Suutarinen O. (1983): Recomputation of land uplift values in Finland. *Rep.Finn. Geod. Inst.* **83**:1.

Takalo M. (1977): Suomen toisen tarkkavaaituksen kiintopisteluettelo II. *Suomen Geodeettisen laitoksen julkaisu* N:o **83**.

Takalo M. and J. Mäkinen (1983): The Second levelling of Finland for Lapland. *Publ. Finn. Geod. Inst.* N:o **99**.

Vermeer M., Kakkuri J, Mälkki P, Boman H, Kahma KK, Leppäranta M (1988): Land uplift and sea level variability spectrum using fully measured monthly means of tide gauge readings, *Finnish Marine Research* **256**: 3-75.

Wessel P. and Smith W.H.F. (1998): New, improved version of the Generic Mapping Tools released. *EOS Trans. Amer. Geophys. U.* **79**:5.

Jänisjärven törmäysrakenteen paleomagnetismi ja petrofysiikka – Baltica osa supermanner Rodiniaa?

J. Salminen, F. Donadini ja L.J. Pesonen

Geofysiikan osasto, Helsingin yliopisto, johanna.m.salminen@helsinki.fi

Abstract

Paleomagnetic reconstructions of continents are often hampered by the lack of dated poles for key intervals. Impact rocks can occasionally provide a solution to the problem since they can be accurately dated and they often yield reliable paleomagnetic data. We present paleomagnetic and rock magnetic data for Baltica derived from the Jänisjärvi impact structure, Russian Karelia. Isotopic datings (^{40}Ar-^{39}Ar, ^{40}K-^{40}Ar) yield an age ca. 700 Ma for this impact event.

The a.f. demagnetization of the samples is able to isolate a stable remanence component (component C) in the impactites (tagamites, suevites and breccias). The same component was also identified in several Svecofennian (ca.1.9 Ga) target rocks on and near the shoreline of Lake Jänisjärvi. The target rocks retained also a primary Svecofennian component. Demagnetization data, coupled with rock magnetic results, suggest that the component C, of dual polarity, is primary and either of thermal or thermochemical origin. The remanent magnetization direction from 16 sites is D = 74º, I = 72º (alfa95 = 2.1º). This yields a pole position Plat. = 54ºN, Plon. = 96ºE (A95 = 3.5º) which places Baltica to 60ºS paleolatitude at 700 Ma. The Late Precambrian reconstruction based on the data from the Jänisjärvi impact structure will be presented.

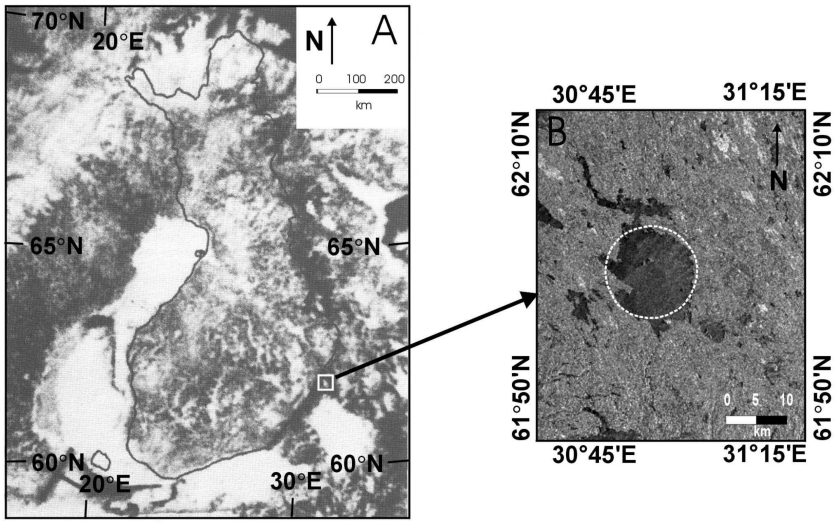
1. JOHDANTO

Impaktirakenteiden tutkimuksella on useita sovelluksia. Esimerkiksi törmäysrakenteen stratigrafian avulla törmäystapahtuma on kyetty linkittämään ainakin yhteen massatuhoon (Alvarez et al., 1980). Törmäyksen dynamiikan tutkiminen puolestaan on hyödyllistä ennustettaessa meteoriittitörmäyksien aiheuttamia tuhoja. Paleomagnetismi hyödyntää impaktikivien (impaktiittien) usein stabiilia termoremanenttia magnetoitumaa (esim. Pesonen et al. 1992; Järvelä et al., 1995) mm. muinaisten mannerliikkeiden tutkimisessa ja näennäisten napavaelluskäyrien (APWP) määrittämisessä.

Tässä työssä esitämme impaktiittien ja kohdekivien petrofysikaalista dataa tarkoituksenamme tutkia törmäysshokin vaikutusta alueen kiviin. Sen lisäksi esitämme kivimagneettista dataa, jonka perusteella ferrimagneettiset mineraalit ja magneettisuuden stabiilius identifioitiin. Paleomagneettisten tulosten avulla pohdimme Baltican sijaintia geologisen ajan kuluessa.

2. MAANTIETEELLINEN SIJAINTI JA GEOLOGIA

Jänisjärven törmäysrakenne sijaitsee Venäjän Karjalassa Fennoskandian kilven kaakkoisosassa (arvioitu keskipiste: 61°58'N, 30°58'E), noin 220 km Pietarista pohjoiseen ja 30 km Värtsilästä kaakkoon (Kuva 1). Törmäysrakenteen halkaisija on nykyisessä eroosiotasossa noin 15 km ja sen iäksi on isotooppiajoituksilla määritetty noin 700 Ma (^{40}Ar-^{39}Ar, Müller at al., 1990; ^{40}K-^{40}Ar, Masaitis et al, 1976).



Kuva 1. Eroosion kuluttama Jänisjärven törmäysrakenne avaruudesta tarkasteltuna. Satelliittikuvissa ei ole havaittavissa kraatterille ominaisia piirteitä, esim. kraatterin topografista kehää, joka on hahmoteltu b kuvaan. a) Suomessa talvella vastaanotettu ESSA-8-sääsatelliitin ottama kuva (muokattu Saarnisto, 1984, perusteella). b) Kesällä ERS-1-satelliitin ottama kuva Jänisjärven törmäysrakenteesta (muokattu Harris, 2003 perusteella, © 2003 The European Space Agency).

Jänisjärven rannan kohdekivet kuuluvat Laatokkasarjan proterotsooisiin Naatselän ja Pälkjärven liuskemuodostumiin. Järven ympärille laajalle levinnyt liuske on törmäysshokin vaikutuksesta rakoillutta. Jänisjärven impaktiitit: törmäyssulat, sueviitit ja breksiat, ovat paljastuneet vain järven keskellä olevilla saarilla (Iso-Selkäsaari, Pieni-Selkäsaari ja Hopeasaari) ja lounaisrannan Leppiniemellä (Masaitis, 1999).

3. NÄYTTEET JA MITTAUKSET

Yhteensä 54 nyrkkinäytettä, joista 51 suunnattua, otettiin vuosien 1997 ja 2003 kenttäkausien aikana. Näytteiden petrofysikaaliset ja paleomagneettiset mittaukset tehtiin pääosin Geologian tutkimuskeskuksessa (GTK, Espoo). Osa näytteistä mitattiin Helsingin yliopiston (HY) kiinteän maan geofysiikan laboratoriossa. Kivimagneettiset mittaukset (suskeptibiliteetin lämpötilariippuvuus ja hysteresisominaisuudet) tehtiin HY:ssa (Salminen, 2004 ja lähteet siellä).

4. TULOKSET

4.1. PETROFYSIIKKA

Törmäystapahtuman vaikutus tulee esille verrattaessa impaktiittien ja kohdekivien petrofysikaalisia ominaisuuksia (huokoisuus, tiheys, NRM, suskeptibiliteetti ja Q-arvo;

Taulukko 1). Impaktiiteilla on korkeampi huokoisuus ja näin ollen pienempi tiheys kuin vahingoittumattomalla kohdekivellä. Kuitenkin verrattaessa kivien magneettisia ominaisuuksia (suskeptibiliteetti ja NRM) huomataan, että törmäystapahtuma ei ole juurikaan muuttanut niitä, ainoastaan törmäyssulan magneettiset ominaisuudet poikkeavat muista.

Petrofysikaaliset ominaisuudet eroavat toisistaan myös impaktiittien välillä. Esimerkiksi törmäyssulilla on pienempi huokoisuus ja kertaluokkaa korkeammat magneettisuuden arvot kuin muilla impaktiiteilla. Tarkasteltaessa petrofysikaalisia ominaisuuksia radiaalisen etäisyyden funktiona, huomataan törmäyksen aiheuttamien muutoksien vähenevän siirryttäessä kauemmaksi törmäyskohdasta. Tämä käy ilmi esim. siten, että huokoisuus pienenee siirryttäessä kauemmaksi törmäyskohdasta (ks. Salminen et al., 2005).

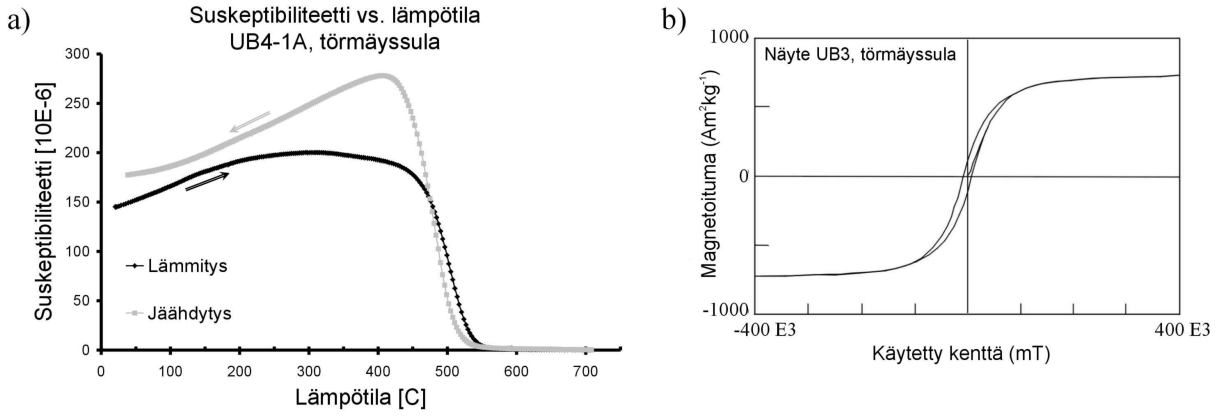
Taulukko 1. Jänisjärven törmäysrakenteen petrofysiikka.

Kivityyppi	**D** [kgm^{-3}]	**P** [%]	**K** [10^{-6}SI]	**J$_0$** [mAm^{-1}]	**Q**
Impaktiitit					
Törmäyssulat	2569	2,8	3074	265	2,2
Breksiat	2536	5,0	535	34	1,2
Sueviitit	2540	7,2	514	18	0,9
Rakoilleet kohdekivet	2484	7,1	215	2	0,2
Rakoilemattomat kohdekivet					
Liuskeet	2782	0,3	378	5	0,2
Graniitti/gneissi/ dioriitti	2758	0,7	960	19	1,0

D = tiheys; P = huokoisuus; K = suskeptibiliteetti; J_0 = NRM intensiteetti; Q = Königsbergerin suhde. Salminen (2004) on esittänyt tuloksiin liittyvät virherajat ja näytteiden lukumäärät.

4.2. KIVIMAGNETISMI

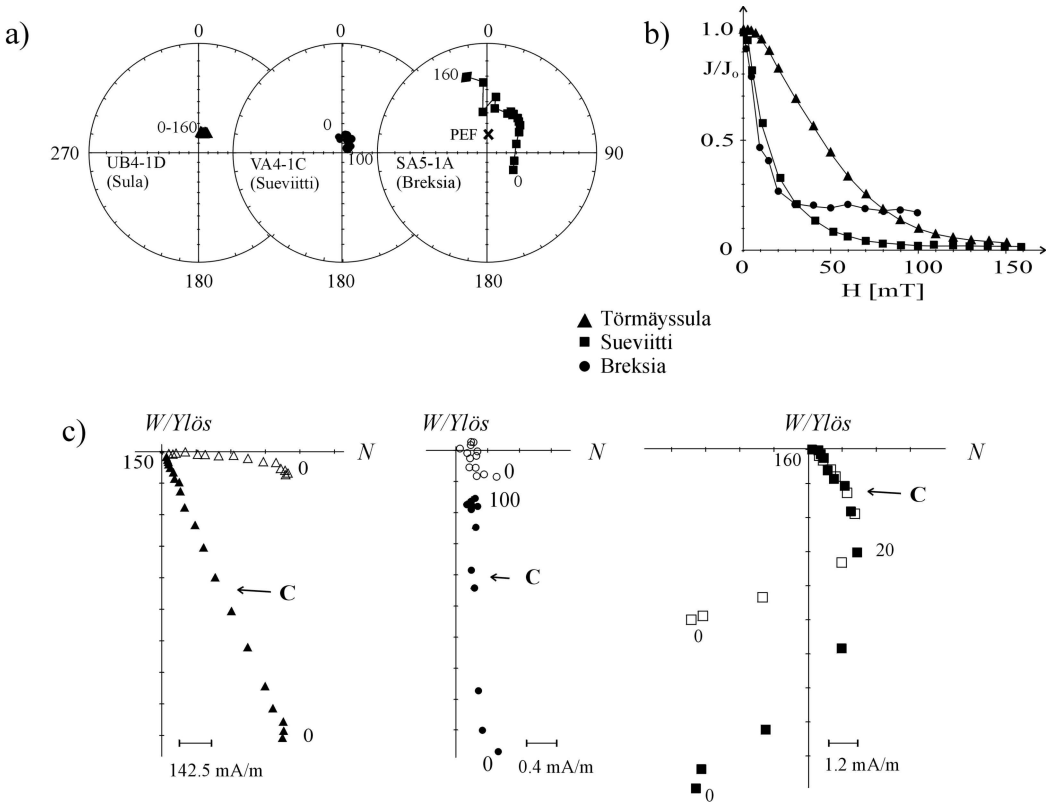
Termomagneettisten (Curie-pisteet) ja hysteresisominaisuuksien mittausten perusteella ferromagneettiseksi mineraaliksi identifioitiin PSD (pseudo-single domain)-luokkaan kuuluva magnetiitti (Kuva 2) ja jokin matalamman lämpötilan mineraali esim. titanomagnetiitti.



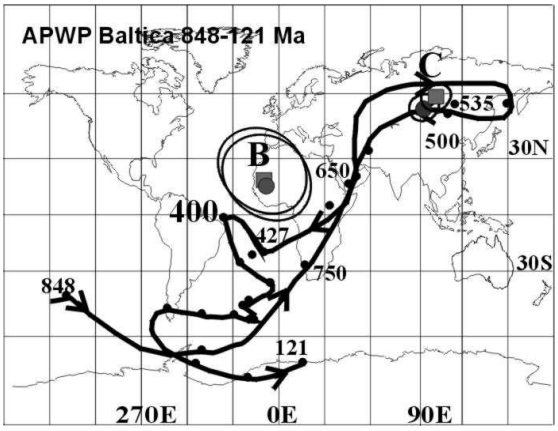
Kuva 2. Kivimagneettisia mittauksia Jänisjärven törmäysrakenteen törmäyssulista. a) Termomagneettinen käyrä, jonka tulkittiin osoittavan lähes puhdasta magnetiittia. b) Törmäyssulanäytteen hysteresiskäyrä osoittaa magneettisten domaininen kuuluvan PSD (Pseudo Single Domain) luokkaan.

4.3. PALEOMAGNETISMI

Paleomagneettisessa tarkastelussa impaktiiteista erotettiin selkeästi komponentti C (Kuva 3), jonka antaman paleomagneettisen navan (Plat. = 54ºN, Plon. = 96ºE, A95 = 3.5º) iäksi saatiin noin 500 Ma vertaamalla sitä Baltican näennäiseen napavaelluskäyrään (Torsvik et al., 1996, Kuva 4). Sama komponentti erotettiin myös kohdekivistä.



Kuva 3. Esimerkkejä vaihtovirtademagnetoinnin seurauksena impaktiiteista erotetusta C-komponentista. a) stereokuva, PEF = Maan nykyisen magneettikentän suunta Jänisjärven alueella, b) intensiteetin pienenemiskäyrä, c) ortogonaaliset vektorikuvaajat; avoimet symbolit = dataa N – S vs. E-W projektiolla; suljetut symbolit = dataa N – S vs. ylös – alas projektiolla.



Kuva 4. Jänisjärven törmäysrakenteen kivinäytteiden antamia paleonapoja (B ja C) verrataan Baltican näennäiseen napavaelluskäyrään (Torsvik et al., 1996). Kehät napojen ympärillä osoittavat navan virherajat. Koska Fennoskandian kilven tiedetään kallistuneen noin 3° itä-länsisuuntaisen akselin suhteen, on neliöllä merkittyä napaa kallistettu 3 astetta etelään päin. Napa C on impaktiiteista erotetun C-komponentin avulla laskettu napa. Komponentin uskotaan syntyneen törmäyksen johdosta kuumenneen kiviaineksen jäähtyessä. Napa asettuu Baltican ikäkalibroidulla näennäisellä napavaelluskäyrällä kuitenkin lähelle n. 500 Ma napoja. Fennoskandian kilven kallistuminen etelään päin ei selitä navan poikkeamista n. 700 Ma referenssinavasta.

Kohdekivistä ja impaktiiteista erotettiin toinenkin yhteinen komponentti (B), jonka iäksi saatiin noin 400 Ma (Kuva 4). Tämän komponentin alkuperää ja merkitystä ei kuitenkaan vielä tiedetä. Kohdekivistä erotettiin selkeästi myös Svekofennisen orogenian aikoihin syntynyt komponentti (ikä noin 1,9 Ga).

4.4 PALEOINTENSITEETTI

Paleointensiteettimittauksia varten valittiin 18 magneettisesti stabiilia törmäyssulanäytettä, jotka osoittivat hyviä kivimagneettisia ominaisuuksia. Mitatuista näytteistä yhdeksässä tapauksessa saatiin hyviä tuloksia. Näytteiden intensiteetin keskiarvo on 68,71 ± 7,60 μT. Verrattaessa tuloksia käytettävissä olevaan maailmanlaajuiseen paleointensiteettitietokantaan huomataan, että intensiteetin arvot ovat huomattavasti korkeampia, kuin muut 700 Ma ja 500 Ma lukemat.

5. POHDINTA JA YHTEENVETO

Jänisjärven törmäysrakenteen impaktiittien petrofysikaaliset ominaisuudet, erityisesti huokoisuus, eroavat selkeästi kohdekivien petrofysikaalisista ominaisuuksista, mikä on tunnusomaista törmäysrakenteiden kiville. Nämä tulokset yhdessä törmäysrakenteen morfologian kanssa selittävät geofysikaalisissa tutkimuksissa havaitut painovoimaminimit (Elo et al., 2000). Suskeptibiliteetin ja remanentin magnetoituman arvot vaihtelevat huomattavasti Jänisjärven kivissä, ollen kuitenkin kaikissa hyvin alhaisia. Impaktiittien heikko magneettinen luonne saattaa selittää Jänisjärven magneettista karttaa luonnehtivan tasaisen, lähes anomaliattoman, negatiivisen magneettisen reliefin (Elo et al, 2000).

Kivimagneettisten tutkimusten perusteella magneettisiksi mineraaleiksi identifioitiin PSD-luokan magnetiitti ja todennäköisesti jokin matalamman lämpötilan titanomagnetiitti. Magnetiitti takaa yleensä magneettisen stabiiliuden ja näin ollen hyvät paleomagneettiset tulokset. Paleointensiteettimittauksissa havaittiin, että törmäyssulanäytteiden paleointensiteetti on huomattavasti korkeampi kuin muiden tietokannassa olevien näytteiden arvot. Yksi selitys tähän huomattavaan eroon on vertailunäytteiden vähyys.

Törmäyskivistä erotetun C-komponentin, uskotaan syntyneen törmäyksen johdosta kuumenneen kiviaineksen jäähtyessä. Tästä komponentista lasketun paleomagneettisen navan ikä (noin 500 Ma) on selvästi pienempi kuin isotooppimenetelmällä saatu ikä (noin 700 Ma). Napa vie Baltican leveysasteelle 60ºS.

Kivien raekoon pienuus tukee ajatusta nopeasta jäähtymisestä (Sazonova, 1983), joten jäähtymisen hitaus ei ole syynä havaittuun paleomagneettisen ja radiometrisen iän poikkeamaan. Tässä työssä tutkittiin ja pois suljettiin myös paleosekulaarivariaatiosta ja mahdollisesta törmäyksen jälkeisestä kallistumasta johtuvat virheet paleomagneettisen navan asemassa. Fennoskandian kilven tiedetään kallistuneen hieman, arviolta < 3° (Viktor Masaitis, Martti Lehtinen ja Tapani Rämö, 2004, henkilökohtainen tiedonanto), itä-länsisuuntaisen akselin suhteen. Kuvasta 4 havaitaan, ettei kolmen asteen kallistuminen ratkaisen ongelmaa. Baltican näennäisen napavaelluskäyrän kalibroimiseen ei kuitenkaan ole ollut käytössä 700 Ma ikäisiä muodostumia (Torsvik et al., 1996). Ehkäpä Jänisjärven paleomagneettiset tulokset tarjoavat mahdollisuuden kalibroida Balticalle uuden APWP:n. Ennen sitä olisi kuitenkin tärkeää varmistaa Jänisjärven törmäyssulan radiometrinen ikä.

LÄHTEET

Alvarez, L. W., W. Alvarez, F. Asaro and H. V. Michel, 1980. Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction. *Science*, **208**, 1095-1108.

Elo, S., L. Zhdanova, A. Chepik, L. J. Pesonen, N. Philippov, and A. Shelemotov, 2000. Comparative geophysical description and modelling of Lappajärvi and Jänisjärvi structures, Fennoscandian shield. *In*: Plado, J. & Pesonen, L. J. (eds.): Meteorite impacts in Precambrian shields. Programme and abstracts, the 4th Workshop of European Science Foundation Impact Programme, Lappajärvi – Karikkoselkä – Sääksjärvi, Finland, May 24-28, 2000. Geological Survey of Finland and University of Helsinki, p. 35.

Harris, R. A. (toim.), 2003. ERS synthetic aperture radar imaging of impact craters. The European Space Agency, Netherlands, p. 39.

Järvelä, J., L. J. Pesonen and H. Pietarinen, 1995. On paleomanetism and petrophysics of the Iso-Naakkima impact structure, southeastern Finland. Geological Survey of Finland, Report Q19/29.1/3232/95/1, 43 pp.

Masaitis V.L., A. S. Sindeev, and Yu. G. Staritsky, 1976. The impactites of the Janisjarvi astrobleme (in Russian). *Meteoritika*, **35**, 103-110.

Masaitis, V. L., 1999. Impact structures of northeastern Eurasia: The territories of Russia and adjacent countries. *Meteorit. Planet. Sci.*, **34**, 691-771.

Müller, N., J. B. Hartung, E. K. Jessberger and W. U. Reimold, 1990. ^{40}Ar-^{39}Ar ages of Dellen, Jänisjärvi, and Sääksjärvi impact craters. *Meteoritics*, **25**, 1-10.

Pesonen, L.J., Marcos, N., & Pipping, F., 1992. Paleomagnetism of the Lappajärvi impact structure, western Finland. *Tectonophysics*, **216**, 123-142.

Saarnisto, M., 2003. Karjala veden peitossa. Itämeren vaiheet. *Teoksessa*: Saarnisto, M., (toim.). Viipurin läänin historia I, Karjalan synty, Gummerus kirjapaino Oy, 51-64.

Salminen, J., 2004. Jänisjärven törmäysrakenteen petrofysikka ja paleomagnetismi. Pro gradu- työ, Helsingin yliopisto, FTL, Geofysiikan osasto, 155 p.

Salminen, J., T. Öhman ja L. J. Pesonen, 2005. Törmäyskivien huokoisuus – avain kraatterien synnyn ja kehityksen ymmärtämiseen? *XXII Geofysiikan päivät*, Helsinki, 19.-20.5. (tämä julkaisu)

Sazonova, L. V., 1983. Structure of melt impactites as a reflection on the conditions of impact melt cooling (exemplified by the Yanisyarvi meteorite crater). *Moscow University Geology Bulletin*, **38**, 1, 39-45.

Torsvik, T.H., M. A. Smethurst, J. G. Meert, R. Van der Voo, W. S. McKerrow, M. D. Brasier, B. A. Sturt, and H. J. Walderhaug, 1996. Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Paleozoic - A tale of Baltica and Laurentia. *Earth-Science Reviews*, **40**, 229-258.

Törmäyskivien huokoisuus – avain kraatterien synnyn ja kehityksen ymmärtämiseen?

J. Salminen[1], T. Öhman[2] ja L.J. Pesonen[1]

[1]Geofysiikan osasto, Helsingin yliopisto, johanna.m.salminen@helsinki.fi
[2]Geologian osasto, Geotieteiden laitos, Oulun yliopisto

Abstract
Shock- and rarefaction waves created by a hypervelocity impact profoundly change the porosity of the target material. In crystalline targets impact cratering generally leads to shock metamorphic rocks with increased porosity, whereas sedimentary rocks with high initial porosity may lose a significant proportion of their pore space due to shock compression. We are compiling a global database of porosities in various types of impact structures, in order to gain a deeper insight into shock attenuation and other processes (e.g. hydrothermal fluid circulation) pertinent to impact cratering. In addition to being an important aspect of the theory of impact cratering, porosity of impactites bears major economic significance, since fractured rocks in impact structures can act as traps for hydrocarbons or groundwater. Also the fundamental questions on the origin of life and life on other planets relate to impactites' porosities, since bacteria and algae are supposed to thrive on craters' fractured rocks nourished by hydrothermal fluids circulating in the newly formed crater.

1. JOHDANTO

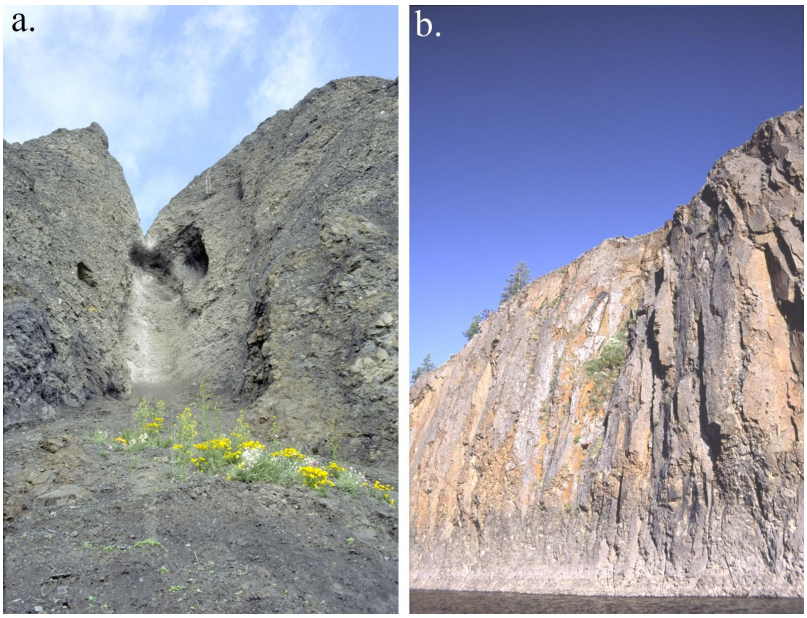
Törmäyskraatterin syntytapahtuman yksityiskohtiin, sen lopulliseen muotoon ja rakenteeseen vaikuttavat monet eri tekijät. Merkittävimpiä niistä ovat törmäävän kappaleen massa, nopeus (kineettinen energia) ja koostumus. Myös törmäysalustan tyypillä (vesi, jää tai manner) ja mantereen tapauksessa kivilajeilla (kohdekivi), rakenteella ja lujuusominaisuuksilla on suuri merkitys muodostuvan törmäyskraatterin kehittymiseen (Melosh, 1989; French, 1998). Jos tarkastellaan useaa törmäysrakennetta, voidaan törmäävän kappaleen ominaisuuksien olettaa keskiarvoistuvan pois. Näin ollen havaittujen erojen törmäysrakenteiden (petro)fysikaalisissa ominaisuuksia voidaan ajatella johtuvan vain törmäysalustan kivityypistä, kiteinen vs. sedimenttinen (Kieffer & Simonds, 1980).

Helposti ja nopeasti mitattavissa oleva törmäysrakenteiden kivien huokoisuus on avainominaisuus tutkittaessa mm. törmäysprosesseja, rakenteen törmäyksen jälkeistä kokoonpuristumista ja hautautumishistoriaa (Tsikalas et al., 2002). Törmäysrakenteiden huokoisuuksia on kuitenkin toistaiseksi raportoitu vain harvojen rakenteiden tapauksissa. Kun huokoisuutta tutkitaan etäisyyden funktiona törmäyskohdasta, se tarjoaa keinon tarkastella törmäyksessä syntyvän shokkiaallon vaimenemista kohdealustassa (Pesonen, 1993; Pesonen et al., 1999a). Shokkiaallon vaimeneminen on keskeinen tekijä kraatteroitumisprosessissa, mutta sitä ei vielä toistaiseksi ymmärretä kuin osittain (mm. Dence, 2004). Shokkibarometreinä käytetään lähinnä mineraalien korkean paineen

polymorfisia muotoja ja shokkilamelleja, sekä alhaisemmalla painealueella pirstekartioita. Petrofysikaaliset parametrit, lähinnä huokoisuus ja tiheys, voivat kuitenkin antaa merkittävää lisätietoa shokkiaallon ja kohdeaineksen vuorovaikutuksesta kraatteroitumisprosessissa. Tämän työn tarkoituksena on saattaa alulle tietokanta törmäysrakenteiden huokoisuuksista ja raportoida jo tiedossa olevia huokoisuuksia.

2. TÖRMÄYKSEN VAIKUTUS ERI KOHDEKIVIIN

Törmäystapahtumassa vapautuva energia vaikuttaa eri tavalla sedimenttisiin ja kiteisiin kohdekiviin. Tietokannan avulla pyritään tarkastelemaan eroja kiteiseen ja sedimenttiseen kohdealustaan muodostuneiden kraattereiden huokoisuuksissa. Törmäys kiteiseen kiveen aiheuttaa yleensä huokoisuuden kasvun (mm. Pilkington & Grieve, 1992; Pesonen et al. 1999a; Salminen, 2004). Törmäyksen johdosta syntyneiden impaktiittien huokoisuudet noudattavat yleensä trendiä siten, että sulien huokoisuus on selkeästi pienempi kuin sueviittien ja breksioiden. Törmäys sedimenttiin tai sedimenttikiveen, jonka huokoisuus on jo alun perin huomattavasti suurempi kuin kiteisen kiven – jopa yli 20% – voi puolestaan aiheuttaa kokonaishuokoisuuden pienenemisen (Kieffer, 1971; Kenkmann, 2003). Näin tapahtuu nimenomaan varsin alhaisen, korkeintaan noin 5 GPa:n shokkipaineen kokeneille huokoisille sedimenttikiville. Huokoisuus on myös sikäli merkittävä piirre, että se edesauttaa kvartsin korkean paineen polymorfisten muotojen syntymistä (Kieffer, 1971; Kieffer et al., 1976), samoin kuin kataklastista virtausta mm. kraatterien keskuskohoumien synnyssä (Kenkmann, 2003). Itse törmäyskivilajeihin huokoisuudella on myös varsin suora vaikutus, sillä sedimenttikivilajeihin syntyneissä kraattereissa pääosa törmäyssulasta on sueviiteissa (esim. Kara, Kuva 1a), mikä johtuu sulan hajaantumisesta pieniksi ”pisaroiksi” huokosfluidin höyrystyessä (Kieffer & Simonds, 1980). Kiteisen kiven muodostaessa pääosan kohdekivestä, pääsee törmäyssula helpommin muodostamaan suuria yhtenäisiä kivilajiyksiköitä (esim. Popigai, Kuva 1b).

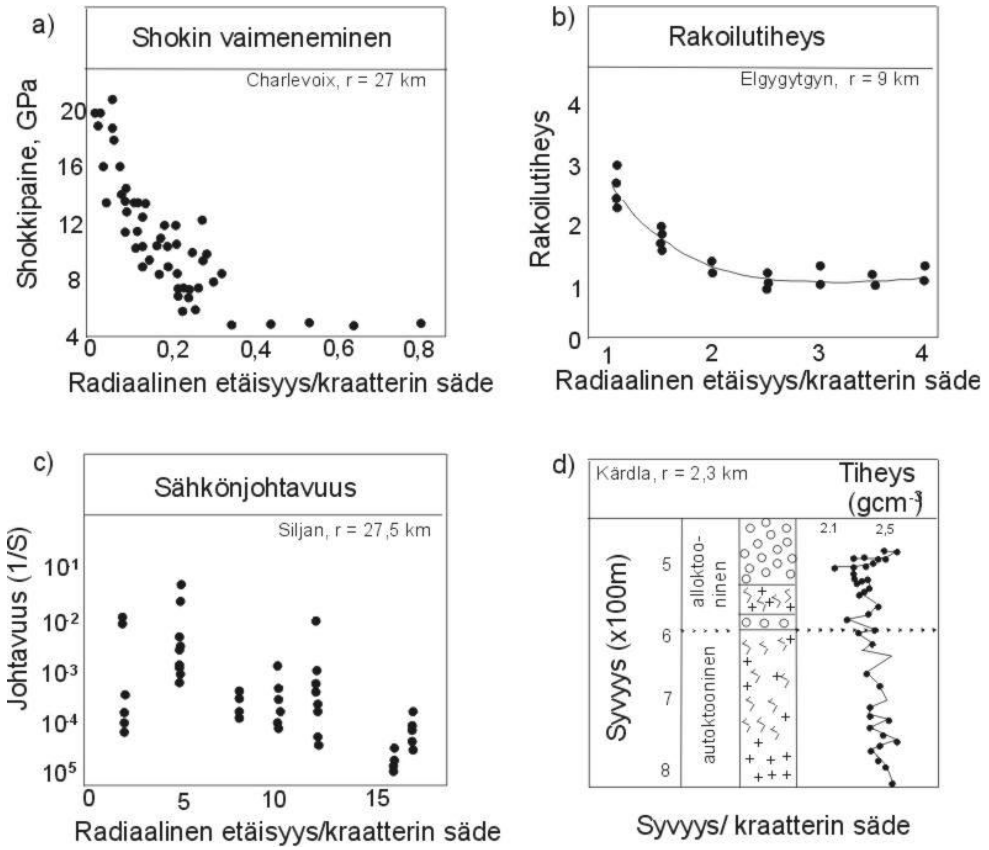


Kuva 1. Sueviitti hyvin huokoisena kivilajina on erittäin herkästi rapautuvaa (a, Karajoki, Karan kraatteri), kun tiiviimpi törmäyssulakivi puolestaan kestää rapautumista huomattavasti paremmin (b, Rassokhajoki, Popigain kraatteri; huomaa tyypillinen pylväsrakoilu

Jos törmäyksen jälkeen kraatteriin syntyy hydroterminen systeemi, kuten useimmiten tapahtuu, mm. karbonaattien, sulfidien ja fluoriitin saostuminen muuttavat nekin osaltaan huokoisuutta jopa niin, että törmäyksessä breksioituneen, mutta hydrotermisesti mineralisoituneen kiven tiheys on suurempi kuin vastaavan törmäyksessä deformoitumattoman kiven (esim. Lockne ja Tvären, ks. Törnberg and Sturkell, 2005).

3. TIETOKANTA ALULLE

Päätarkoitus on saattaa alulle törmäyskraattereiden huokoisuustietokanta. Koska tarkoituksena on myös tutkia törmäysenergian vaikutusta erilaisiin kiviin ja shokkiaallon vaimenemista, on tietokantaan hyväksytty vain ne kraatterit, joiden huokoisuusnäytteiden näytteenottopaikat on ilmoitettu. Tämä mahdollistaa sen, että näytteen etäisyys törmäyskraatterin keskipisteestä voidaan laskea. Lähtökohtana on se perusajatus, että törmäyskraatterien kohdalla shokin voimakkuus pienenee siirryttäessä radiaalisesti poispäin kraatterin keskipisteestä (Kuva 2a). Shokkiaallon radiaalisesta pienenemisestä kertoo myös rakoilutiheyden (Kuva 2b), sähkönjohtavuuden (Kuva 2c) ja tiheyden (Kuva 2d) pieneneminen (Salminen, 2004; Pesonen 1993).

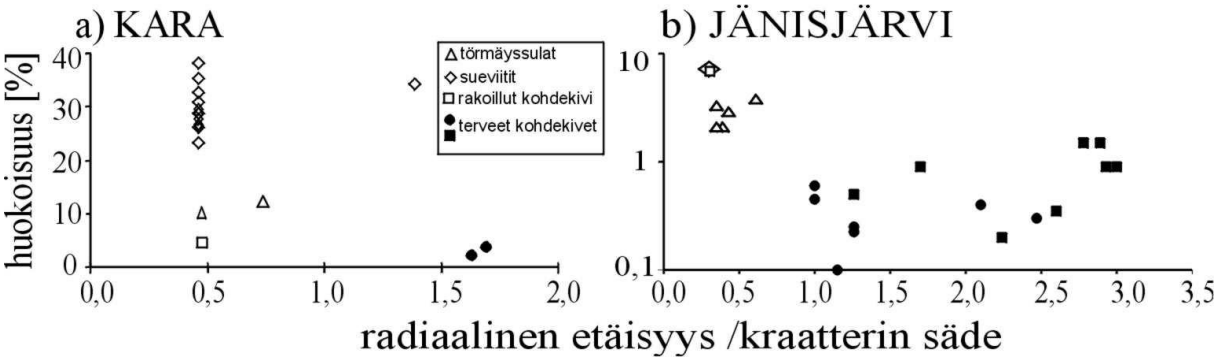


Kuva 2. Eräitä törmäysrakenteiden petrofysikaalisia ominaisuuksia kraatterin säteellä normeeratun radiaalisen etäisyyden funktiona. Radiaalinen etäisyys on näytteenottopaikan etäisyys kraatterin keskipisteestä. a) Laskettu shokkipaine pienenee horisontaalisen etäisyyden funktiona Charlevoix-kraatterin tapauksessa (muokattu Grieve at al., 1990 perusteella), b) rakoilutiheys pienenee horisontaalisen etäisyyden funktiona Elgygytgyn-kraatterin tapauksessa (muokattu Gurov & Gurova, 1983 perusteella), c) sähkönjohtavuus pienenee horisontaalisen etäisyyden funktiona Siljan-kraatterin tapauksessa (muokattu Henkel, 1992 perusteella) ja d) tiheys vertikaalin etäisyyden funktiona kraatterin keskipisteestä Kärdla-kraatterin tapauksessa (muokattu Plado et al, 1996 mukaan).

Tämän hetkisen tietokannan mukaan kiteiseen kiveen syntyneet impaktiitit noudattavat trendiä siten, että sueviittien huokoisuus on suurin, breksioiden toiseksi suurin ja törmäyssulan huomattavasti pienempi kuin edellisten (Kuva 3). Impaktiittien huokoisuus on kuitenkin suurempi kuin terveen kohdekiven. Taulukossa 1 esitetään havaittu huokoisuuksien ja tiheyksien trendi. Vaikkakin tulokset ovat suuntaa-antavia, niihin tulee suhtautua varauksella, mm. koska niitä laskettaessa käytettiin 1) tiheysarvoja, joista ei ollut ilmoitettu ovatko ne märkä- vai kuivatiheyksiä; 2) huokoisuusarvoja, joista ei käynyt ilmi ovatko ne turpoamiskorjattuja arvoja; 3) näytteenottopaikkojen etäisyydet keskiarvoistettiin ja 4) kiteisten- ja sedimenttisten kohdekivien arvot on yhdistetty. Käytettävissä oli dataa yhdestä sedimenttiin syntyneestä kraatterista (Kara, Kuva 3a), jonka huokoisuus noudatti samaa trendiä kuin kiteiseen kohdekiveen syntyneiden kraattereiden huokoisuudet, joka salli yhdistämisen. On kuitenkin huomautettava, että mitattujen näytteiden lukumäärä on hyvin pieni.

Taulukko 1. Havaittu trendi impaktikraattereiden kivien huokoisuudessa. Käytetyt kraatterit: Bosumtwi, Ilyinets, Jänisjärvi, Kara, Karikkoselkä, Kärdlä, Lappajärvi, Popigai, Suvasvesi N ja Sääksjärvi. Kaikista kraattereista ei ollut käytössä kaikkia eri kivityyppejä.

		Impaktiitit		**Kohdekivet**	
	sula	**sueviitti**	**breksia**	**rakoillut**	**ehjä**
Keskiarvo (N = 10)					
Tiheys	2470	2230	2399	2540	2692
Huokoisuus	6,9	15,8	9,6	5,4	2,1
Trendi					
		Tiheys kasvaa ja huokoisuus pienenee →			



Kuva 3. Impaktirakenteiden, Kara (a) ja Jänisjärvi (b), kivien huokoisuudet pienenevät siirryttäessä kauemmaksi kraatterin keskipisteestä. Kuvista huomataan myös, että törmäyssulan huokoisuus on selkeästi pienempi kuin sueviittien. Radiaalinen etäisyys tarkoittaa etäisyyttä kraatterin keskipisteestä normeerattuna kraatterin säteellä. Tiheydet ovat märkätiheyksiä ja huokoisuudet ovat turpoamiskorjattuja. a) Sedimenttiseen kohdealustaan syntyneen Karan (ikä n. 70,3 Ma) huokoisuus näyttäisi noudattavan samaa trendiä kuin kiteiseen kohdekiveen syntyneiden kraattereiden huokoisuudet. b) Huomaa Jänisjärven (ikä n. 700 Ma (?) Salminen et al., 2005) kuvaajassa huokoisuusakseli on logaritminen.

4. LOPUKSI

Tietokannan kokoaminen on vasta alussa, mutta tässä vaiheessa sen perusteella voidaan todeta, että huokoisuus pienenee siirryttäessä kauemmaksi törmäysrakenteen keskikohdasta. Näin ollen huokoisuus näyttäisi tarjoavan työkalun tutkia törmäysrakenteiden

syntymekanismia ja ennen kaikkea shokkiaallon vaimenemista. Jotta kiteiseen ja sedimenttiseen kohdekiveen syntyneen rakenteen huokoisuuseroja kyettäisiin tutkimaan, on tärkeää päivittää tietokantaa sedimenttisten rakenteiden osalta. Varsinkin, kun tarkastellaan törmäysshokin mahdollista vaikutusta huokostilavuuden pienentäjänä.
Huokoisuuden tutkiminen on tärkeää myös planeettojen biologisen evoluution kannalta. Törmäysrakenteiden huokoiset kivilajit voivat tarjota elinmahdollisuudet eräille bakteereille, joiden tutkiminen tarjoaa tietoa varhaisesta Maasta. Maan törmäysrakenteiden biologia ja etenkin olosuhteiden samankaltaisuus Marsin kraattereiden kanssa voi tarjota eväät tutkia muiden planeettojen mahdollista elämää (Cockell & Lee, 2002).

Törmäysprosessin synnyttämällä huokoisuuden kasvulla on usein myös huomattava taloudellinen ja käytännöllinen merkitys. Pohjois-Amerikassa noin kymmenen törmäysrakennetta on valjastettu öljyn ja/tai maakaasun tuotantoon, ja lisäksi lukuisissa todennäköisissä, mutta toistaiseksi todistamattomissa törmäysrakenteissa on öljyn tai kaasun tuotantoa. Myös Chicxulubin jättiläismäinen kraatteri on todennäköisesti taustalla lukuisissa Meksikonlahden öljyesiintymissä. Läheisempi esimerkki törmäyskivien kasvaneen huokoisuuden merkityksestä löytyy Suomesta, sillä Lappajärvellä breksioituneeseen kallioperään liittyy pohjavesiesiintymä. (Reimold et al., 2005; Pesonen et al., 1999b)

LÄHTEET

Cockell, C. S. and P. Lee, 2002. The biology of impact craters – a review. *Biol. Rev.,* **77**, 279-310.

Dence, M. R., 2004. Structural evidence from shock metamorphism in simple and complex impact craters: Linking observations to theory. *Meteorit. Planet. Sci.,* **39**, 267-286.

French, B. M., 1998. Traces of catastrophe: A handbook of shock-metamorphic effects in terrestrial meteorite impact structures. LPI Contribution No. 954, Lunar and Planetary Institute, Houston, 120 pp.

Grieve, R.A.F., V. L. Sharpton, and D. Stöffler, 1990. Shocked minerals and the K/T controversy. *EOS Transaction, AGU*, **71**, 1792.

Gurov, Ye P; Ye. P. Gurova, 1983. Zakonomernosti rasprostraneniya razlomov vokrug meteoritnykh kraterov (na primere kratera El'gygytgyn). Laws of distribution of faults around a meteor crater; example of Elgygytgyn Crater. *Doklady Akademii Nauk SSSR*, **269**, 1150-1153.

Henkel, H., 1992. Geophysical aspects of meteorite impact craters in eroded shield environment, with special emphasis on electric resistivity. *Tectonophysics*, **216**, 63-89.

Kenkmann, T., 2003. Dike formation, cataclastic flow, and rock fluidization during impact cratering: an example from the Upheaval Dome structure, Utah. *Earth Planet. Sci. Lett.,* **214**, 43-58.

Kieffer, S. W., 1971. Shock metamorphism of the Coconino sandstone at Meteor Crater, Arizona. *J. Geophys. Res.,* **76**, 5449-5473.

Kieffer, S. W.; P. P. Phakey and J. M. Christie, 1976. Shock processes in porous quartzite: transmission electron microscope observations and theory. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **59**, 41-93.

Kieffer, S. W. and C. Simonds, 1980. The role of volatiles and lithology in the impact process, *Rev. Geophys. Space Phys.*, **18**, 143-181.

Melosh, H. J., 1989. Impact Cratering, a Geologic Process, Oxford Monographs on Geology and Geophysics, No.11, Oxford University Press, New York, 245 pp.

Pesonen, L.J., 1993. Terrestrial impact craters – geophysical characteristics. In: Abstracts, Impact Cratering and evolution of Planet Earth, 1st ESF Workshop, Nördlingen, Germany, 8-10.

Pesonen, L. J., S. Elo, M. Lehtinen, T. Jokinen, R. Puranen, and L. Kivekäs, 1999a. Lake Karikkoselkä impact structure, central Finland: New geophysical and petrographic results. *In:* Dressler, B. O. & Sharpton, V. L. (eds.). Large meteorite impacts and planetary evolution II: *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, Boulder, Colorado, **339**, 131-147.

Pesonen, L. J., M. Lahti and K. A. Kinnunen, 1999b. Meteorite impact structures – Their economic importance and the role of geophysics. EAGE 61st Conference and Technical Exhibition, Helsinki, Finland, 7–11 June 1999, abstract 5-32.

Pilkington, M. and R. A. F. Grieve, 1992. The geophysical signature of terrestrial impact craters. *Rev. Geophys*, **30**, 161-181.

Plado, J., L. J. Pesonen, S. Elo, V. Puura, and K. Suuroja, 1996. Geophysical research on the Kärdla impact structure, Hiiumaa Island, Estonia. *Meteorit. Planet. Sci.*, **31**, 289-298.

Reimold, W. U., C. Koeberl, R. L. Gibson, and B. O. Dressler, 2005. Economic mineral deposits in impact structures: A review. In: Koeberl, C. & Henkel, H. (eds.): Impact tectonics. Springer, Berlin Heidelberg, p. 479-552.

Salminen, J., 2004. Jänisjärven törmäysrakenteen petrofysikka ja paleomagnetismi. Pro gradu- työ, Helsingin yliopisto, FTL, Geofysiikan osasto, 155 p.

Salminen, J., F. Donadini ja L. J. Pesonen, 2005. Jänisjärven törmäysrakenteen paleomagnetismi ja petrofysiikka – Baltica osa supermanner Rodiniaa? *XXII Geofysiikan päivät*, Helsinki, 19.-20.5. (tämä julkaisu)

Tsikalas, F., S T. Gudlaugsson, J. I. Faleide, and O. Eldholm, 2002, Porosity anomaly at the Mjølnir marine impact crater, Barents Sea. *Deep-Sea Res. Part II* (Topical Studies in Oceanography), **49**, p. 1103-1120.

Törnberg, R. and E. F. F. Sturkell, 2005. Density and magnetic susceptibility of the rocks of the marine Lockne and Tvären impact structures. *Meteorit. Planet. Sci.*(submitted).

Joitakin mesometeorologisia tutkimuksia

H. Savijärvi[1]

[1] Ilmakehätieteiden osasto, PL64, Fysikaalisten tieteiden laitos, 00014 Helsingin yliopisto
hannu.savijarvi@helsinki.fi

Abstract

New studies in Earth micro- and mesoscale meteorology made in the University of Helsinki (UH) are described. The related studies for planet Mars are in a separate article. The results concern physical processes and physical parameterisations as well as various mesoscale circulation phenomena. These are modelled by numerical methods (e.g. via the UH mesoscale model) and validated via observations. The references (most of them in English) provide more information.

1. JOHDANTO

Tässä artikkelissa kuvataan Helsingin yliopistossa tehtyjä viimeaikaisia fysikaalis-dynaamisen meteorologian tutkimuksia Maa-planeetan osalta. Rinnakkaisesta Mars-tutkimuksesta on oma esityksensä. Työvälineinä ovat olleet numeeriset menetelmät fysikaalisten prosessien kuvaamiseksi, sekä ilmakehämallit erityisesti pienessä ns. mesoskaalassa, jota operatiiviset säänennustusmallit (kuten HIRLAM ja ECMWF) eivät vielä kunnolla esitä. HY:n oman mesoskaalamallin horisontaalihilaväli on ollut näissä kokeissa 0.5…4 km. Tuloksia on aina pyritty vertaamaan saatavissa oleviin havaintoihin, jottei mallimaailma karkaisi irti todellisuudesta. Pääpaino on ollut sääilmiöiden syiden ymmärtämisessä. Alla tutkimuksia esitellään vain hyvin lyhyesti. Viitteet antavat lisätietoa.

2. PROSESSITUTKIMUKSIA

Suomen Akatemian Figare-ohjelman osana tutkittiin ilmasto- ja säänennustusmalleissa paljon käytetyn ns. Sundqvist-sateenmuodostusparametrisoinnin käyttäytymistä (Tisler ja Savijärvi 2002). Tässä menetelmässä on kaksi vakiota, jotka säätelevät lämpimän sateen muodostuksen alkamisherkkyyttä ja voimakkuutta. Syöttöparametrinä on ennustettu pilviveden määrä. Uudet mikroaaltosatelliitit pystyvät kartoittamaan pilvi- ja sadeveden määrää. Näiden mittausten avulla määritettiin uudet, paremmat lukuarvot alkuperäisille ’Sundqvist-vakioille’.

Auringonsäteilyä tutkittiin Antarktiksella usean aseman havaintojen avulla, erityisesti lumen albedon käyttäytymistä (Pirazzini 2004). Tutkimuksessa tuli esiin sääparametrien vaikutuksen lisäksi mm. lumen päivittäisen metamorfoosin suurehko vaikutus, aseman lähiympäristön topografian vaikutus, pienten lumidyynien (sastrugien) vaikutus sekä jopa anturipuomien

kääntämisen vaikutus. Työtä jatketaan nyt myös lämpösäteilyalueen mittauksilla sekä säteilynkulun mallituksella Antarktis-olosuhteissa.

Rajakerrosilman yöllisen jäähtymisen pääaiheuttajasta on ollut epäselvyyttä. Tämän selvittämiseksi konstruoitiin tarkka mutta hidas ns. kapeakaistamenetelmä lämpösäteily-vaikutusten laskemiseksi ja se kytkettiin osaksi HY:n mesoskaalamallia. Kokeet tehtiin Yhdysvaltain keskilännen alueelle, jossa mittauskampanjasta saatiin tietoa mallin käynnistykseen ja tulosten validointiin. Ko. kesäisen selkeän sään vuorokausivaihtelu saatiin melko tarkasti simuloiduksi. Tulokset selittävät tyydyttävästi aiemmat ristiriidat. Tyynessä yötilanteessa (pintatuuli alle 1.5 m/s) säteilyjäähtyminen dominoi kaikkialla kun taas tuulisemmissa tilanteissa turbulenttinen jäähdytys dominoi rajakerroksen keskiosissa 0.1h ... 0.8h, missä h on rajakerroksen korkeus. Alempana ($z < 0.1h$) ja ylempänä ($z > 0.8h$) dominoi näissäkin tapauksissa pitkäaaltosäteilyjäähdytys Aivan pinnan lähelle alimpaan 3 m kerrokseen syntyy maanpinnan ja pintailman lämpötilaerojen takia omat säteilyn ja turbulenssin yhteisvaikutuksesta ilmiönsä (Savijärvi 2005).

Ns. WINTEX-kokeen yhteydessä tehtiin Sodankylässä paljon erikoismittauksia talvella 1998. Lentokonemittauksia verrattiin HY:n mesoskaalamallin tuloksiin (Savijärvi ja Amnell 2001). Hyvin kylmän talviyön simuloinnissa (Savijärvi ja Kauhanen 2001) tuli tulokseksi, että kaikki ns. fysikaaliset parametrisoinnit (ja niiden esitystarkkuus) voivat vaikuttaa paljon lopputulokseen. Erityisen tärkeää oli hyvin eristävän uuden lumen kerroksen suuri vaikutus lumipinnan kylmyyteen. Mm. HIRLAM-ennusteissa oli ko. yönä toivomisen varaa ja ainakin kolme parannusehdotusta nousi esiin.

TKK:n ns. arktisen kitkatutkimuksen (ARTTU) yhteydessä tutkittiin aluksi tieliikenne-onnettomuustilastoja ja säätä. Peltikolareissa oli usein osatekijänä lumipyry kun taas vakavissa onnettomuuksissa nousi esiin kuuraliukkaus, so. pakkasen lauhtuessa kylmänä pysyvään tiehen ilmasta suoraan huurtuva kosteus, tai jäätävä vesisade eli musta jää (Helsingin seudun 17.3.05 kolarisumassa ilmeisesti kaikki kolme vaaratekijää esiintyivät yhtä aikaa aiheuttaen poikkeuksellisen liukkaan kelin). HY:n mesomalli modifioitiin simuloimaan asvalttitien pinnan lämpötilaa ja jään kertymistä havaitun tai ennustetun pintasään funktiona, ja tutkittiin talvisen tien liukkauden muodostumista (Lauros 2001, Ruotsalainen 2003). Vaarallisissa kuuraliukkaustilanteissa pintatuulen olemassaolo voimisti jään kertymistä huomattavasti, jopa ajoneuvoliikennevirran itsensä aiheuttama!

3. VIRTAUSILMIÖTUTKIMUKSIA

Saastuminen on laaksokaupunkien suuri ongelma. Kiinan Lanzhoun tilannetta tutkittiin HY:n mesomallilla (Savijärvi ja Jin 2001). Aiempi havaintokampanja oli antanut tietoa pintatuulen hienorakenteesta tässä kapean jokilaakson pahoin saastuneessa teollisuuskaupungissa. Tyynessä talvisessa ’Siperian korkeapaine’ -tilanteessa (= tyypillinen saaste-episodi) kaupungin voimakas lämpösaareke synnyttää mallin mukaan päivällä kaupunkikiertoliikkeen, joka on tasan vastakkainen iltapäivän laaksotuulille ylös rinteitä. Tuloksena on aivan tyyntä kaupungissa (so. ei tuuletusta). Yöllä taas rinteiden kylmä alasvirtaus (katabaattinen tuuli) ja kaupunkikiertoliike kasaavat yhdessä saasteet kaupungin keskustaan ja ne jäävät sinne inversioloukkuun. Havainnot tukivat mallituloksia. Kaupunkikiertoliike siis edesauttaa vaarallisten tilanteiden syntymistä laaksogeografiassa.

Maa- ja merituulen vaikutusta Loviisan voimalaitospäästöihin tutkittiin HY:n mesomallin avulla (Jylhä-Ollila 2004) lisäämällä siihen trajektorilaskenta. Tyynessä tilanteessa päivän merituulisolu vie aamupäivän päästöjä sisämaahan, nostaa ne rajakerroksen yläosiin ja kierrättää takaisin mutta Coriolisvoiman vaikutuksesta ne kääntyvät hieman sivuun. Vallitseva perusvirtaus vaikuttaa voimakkaasti maa- ja merituuliin ja päästötrajektoreihin.

Virtaustutkimusta tehtiin myös pienelle tropiikin Nauru-saarelle, josta oli paljon erikois-havaintoja U.S. Atmospheric Radiation Measurement –projektissa (Savijärvi ja Matthews 2004). Tämä 5 km leveä saari toimii päivän auringonpaisteessa lämpösaarekkeena, aiheuttaen mm. cumuluspilvijonoja merelle. HY:n mesoskaalamalli tuotti klassisen lämpösaareke- ja virtausrakenteen, joka sopi hyvin lentokonehavaintoihin ja lineaariseen teoriaan. Mallin avulla voitiin osoittaa että lämpösaarekevirtaus syntyi aamun pasaatituulessa tuulenpuolen 'merituulisolun' ajautuessa saaren ylle ja vaihelukittuessa siihen, kun taas suojanpuolen vastaava solu ajautui nopeasti merelle ja katosi. Myös mallin synnyttämien seisovien lämpögravitaatioaaltojen rakenne vastasi teoriaa ja havaintoja. Yöllä saari taas toimi kylmäsaarekkeena, kun maa jäähtyi ympäröivää merta hieman viileämmäksi.

Pintatuulen ja sään hienorakennetta rannikon läheisyydessä on tutkittu artikkelissa Savijärvi (2004) havaintojen ja mesomallin avulla. Tuulen nopeuden ja suunnan systemaattinen muuttuminen rannikon lähellä eri olosuhteissa kiinnostanee mm. purjehtijoita ja laiva-päällikköjä. Maan rosoisuus luonnollisesti jarruttaa ja kääntää mereltä tulevaa tuulta (pintatuuli jarruuntuu tyypillisesti n. 30% jo 5 km matkalla), aiheuttaen ns. rannikko-konvergenssia, nousevaa liikettä ja lisääntyneitä sade- ja lumimääriä rannikon tuntumaan. Hyvin suuri merkitys on myös ilman stabiilisuudella, käytännössä meren pintalämpötilalla. Syksyinen lämmin meri tehostaa rannikkokonvergenssia ja aiheuttaa pilvi- ja sadejonoja itätuulilla merellä Suomen etelärannikolla, länsituulilla Viron rannikolla. Keväällä taas maalta tuleva lämmin tuuli tekee mutkan kylmässä sisäsaaristossa, tuulen suunnan reagoidessa ensin merialustan kylmyyteen ja vasta myöhemmin sen sileyteen. Vesialueen koolla on myös suuri merkitys: pieni vesialue ei 'ehdi' vaikuttaa pintatuuleen yhtä paljon kuin esim. Suomenlahti.

Tuulen käyttäytymistä hieman suuremmassa skaalassa Suomenlahden yllä on myös tutkittu (Savijärvi, Niemelä ja Tisler 2005), koska pintatuulen on merellä rannikon lähellä väitetty olevan epätavallisen voimakasta, jopa supergeostrofista aina silloin kun se on ollut rannikon suuntaista (so. idästä tai lännestä). Tämän tilanteen mallitus hienohilamalleilla (HY:n meso-malli ja meso-HIRLAM) vahvisti väitteen todeksi tietyin ehdoin. Syynä on ns. inertiaali-oskillaatio: kun esim. Pietarin-Viron suunnalta tuleva kohtalainen kaakkoistuuli tuo ilmaa, joka joutuu merelle, alustan kitka pienenee ja ilma joutuu kiihtyvään liikkeeseen. Voimakkain tuuli saadaan 4-5 tunnin kuluttua mutta silloin ilma onkin jo kulkeutunut Suomen rannikon tuntumaan, jossa siis saadaan suhteellisen kovia rannikon suuntaisia pintatuulia. Selkeissä kesätilanteissa merituulisolu vielä voimistaa ko. ilmiötä ja saadaan supergeostrofisia pintatuulia. Vastaavaa 'kanavoitumista' tapahtuu myös sopivilla länsituulilla Suomenlahden keski- ja itäosissa.

Kesäinen selkeä perusvirtaus etelä-itäsektorista näyttäisi siis aiheuttavan voimakasta matalaa itäistä suihkuvirtausta Suomen eteläarannikon eteläpuolella. Tämä säätilanne on otollinen hyönteisvaelluksille. Tällöin etelämuuttajat (mm. perhoset) kulkeutuvat pitkin Suomen rannikkoa ja päätyvät läntiseen saaristoomme. Ao. mesoskaalailmiötä on vaikea saada esiin

normaalisäähavainnoista ja se vaatii ilmakehämalleiltakin melko pientä hilaväliä (< 10 km) tullakseen hyvin kuvatuksi. Toisaalta siitä on saatu viitteitä säätutkakuvissa, ja se vaikuttaa mm. päästöjen kulkeutumiseen rannikolla ja saaristossa, niin ilmassa kuin meressäkin.

Merituulitilanteissa kohtalainen itäkoillinen perusvirtaus kumosi mallituloksissa etelärannikon merituulen, jolloin rannikolle siis saatiin tyynehkö vyöhyke, 'pläkä'. Lounaistuulilla taas Viron puolen merituulisolu voi ajautua Suomen puolelle, tuloksena jälleen tyynehkö vyöhyke. Suhteellisesti kovimmat pintatuulet saatiin kaakkoisen ja läntisen perusvirtauksen vallitessa eo. inertiaalioskillaation ja merituulen yhteisvaikutuksena (Savijärvi, Niemelä ja Tisler 2005).

LÄHTEET

Jylhä-Ollila, A., 2004. Maa- ja merituulen vaikutus Loviisan ydinvoimalan onnettomuus-päästöjen kulkeutumiseen. Pro gradu –työ, HY/FTL, 77 s. + liitteet.

Lauros, J., 2001 Tienpinnan talviset liukkausolosuhteet ja niiden mallintaminen. Pro gradu –työ, HY/FTL, 57 s.

Pirazzini, R., 2004. Surface albedo measurements over Antarctica sites in summer, *J.Geophys.Res.*, **109**, D20118, doi:10.1029/2004JD004617 (1-15).

Ruotsalainen, J., 2003. Kahden tiesäämallin verifiointia. Pro gradu –työ, HY/FTL, 58 s.

Savijärvi, H., ja L.-Y. Jin, 2001. Local winds in a valley city, *Boundary-layer Meteor.*, **100**, 301-319

Savijärvi, H., ja T. Amnell, 2001. Horizontal variability in the wintertime boreal boundary layer: high resolution flight observations and numerical simulations, *Theor.Appl.Clim.*, **70**, 245-252.

Savijärvi, H., ja J. Kauhanen, 2001. High resolution numerical simulations of temporal and vertical variability in the stable wintertime boreal boundary layer: A case study, *Theor.Appl.Clim.*, **70**, 245-252.

Savijärvi, H., ja S. Matthews, 2004. Flow over small heat islands: a numerical sensitivity study, *J.Atmos.Sci.*, **61**, 859-868.

Savijärvi, H., 2004. Model predictions of coastal winds in a small scale, *Tellus*, **56A**, 287-295.

Savijärvi, H., S. Niemelä ja P. Tisler, 2005. Coastal winds and low level jets: Simulations for sea gulfs, *Quart.J.Roy.Met.Soc.*, **131**, 625-637.

Savijärvi, H., 2005. Radiative and turbulent heating rates in the clear-air boundary layer, *Quart.J.Roy.Met.Soc.*, submitted

Tisler, P., ja H. Savijärvi, 2002. On the parameterization of precipitation in warm clouds, *Atmosph.Res*., **63**, 163-176.

Modeling of Martian atmospheric phenomena and atmosphere-surface interactions at University of Helsinki and Finnish Meteorological Institute

T. Siili[1], A.-M. Harri[1], S. Järvenoja[2], J. Kauhanen[3], A. Määttänen[3] and H. Savijärvi[3]

[1] Finnish Meteorological Institute / Space research, Tero.Siili@fmi.fi
[2] Finnish Meteorological Institute / Climate and global change
[3] University of Helsinki / Atmospheric research

Abstract

Collaboration between the University of Helsinki (UH) Atmospheric research and the Finnish Meteorological Institute (FMI) in modeling Martian atmospheric phenomena and atmosphere-surface interactions has been going on since the early 1990s. This activity has supported the FMI Mars mission participation and together therewith has formed a comprehensive Mars' atmospheric research effort. For a long time the primary tools have been the 1-D column and the 2-D mesoscale model. The Antares *funding programme enabled two significant steps forward: the development and implementation of the 3-D Mars Limited Area Model and work in the field of microphysical phenomena related to Martian nucleation processes of ice crystals.*

1. INTRODUCTION

Mars — the fourth planet of our Solar System — is in it perhaps the one most like the Earth. Its length-of-day (24.6 h) and inclination of the rotational axis (25.19°) are very close to terrestrial values. Mars is smaller and has weaker gravity, it lacks liquid water bodies on its surface and due to its outer orbit the year is longer (687 d), but the seasonal variations are highly similar and the planet has polar ice caps (composed of, however, H_2O *and* CO_2 ices). The atmosphere comprises mostly of CO_2 (>95 %), the global mean surface pressure $\langle \bar{p_s} \rangle \approx 8$ hPa, the near-surface atmospheric temperatures are in the 145 K . . . 290 K range. Although Mars' atmosphere is dry in absolute terms, relative humidity can often reach 100 %. As a result condensation clouds and near-surface fogs composed of H_2O ice do occur (*e.g.*, *Savijärvi*, 1995, 1999). Dust storms of varying spatial scales are observed regularly and they influence strongly the atmospheric heating and cooling characteristics.

Many climatological and meteorological phenomena occurring in the Martian and terrestrial atmospheres are quite similar, with certain important differences. Hence the experience in modeling efforts accumulated and developed for terrestrial conditions is applicable after reasonable modifications for Mars studies. This approach was pioneered in Finland for mesoscale studies in co-operation between the UH and FMI. Despite of the similarities, observations are crucial

to guide and validate the models. The basic work has considered parameterization methods for the physical processes in the Martian atmosphere (*e.g.*, turbulence, radiative transfer, soil heat transfer, cloud and fog physics). The applied work has consisted of studies of mesoscale and planetary boundary layer (PBL) phenomena driven by atmosphere-surface interactions.

FMI's space research has since mid-1980s had a substantial involvement in Mars missions with special emphasis on atmospheric investigations. FMI has previously participated in, *e.g.*, the Mars 96, Mars Polar Lander, NetLander and Beagle 2 missions; currently the FMI team is working on, *e.g.*, the MetNet surface meteorological network concept as well as on the Phoenix and Mars Science Laboratory missions. FMI also represents Finland in the International Mars Exploration Working Group. The modeling activities and the mission involvements together form a strong and comprehensive Mars atmospheric research effort.

2. PROCESS STUDIES, PHYSICAL PARAMETERIZATIONS AND THE COLUMN MODEL

We have studied the fundamental physical processes of the Martian atmosphere and have developed parameterizations for them. A radiative transfer study for the dustless case (*Savijärvi*, 1991b) showed that the effect of H_2O in Mars is generally small. It has so far been left out of Mars General Circulation Models (MGCMs), but should be included in the next generation.

A column model including a mixing length closure for turbulence and simple radiation schemes for the effects of CO_2, H_2O and dust gave a fairly good simulation for the two Viking Lander (VL) sites (*Savijärvi*, 1991a). The diurnal cycle of H_2O was studied more closely in *Savijärvi* (1995) with a refined scheme for the thermal diffusion in the soil. Also the preliminary MPF observations were fairly well simulated (*Savijärvi*, 1999). With the MPF wind speed data finally available and with a radiation scheme tuned and validated against line-by-line (LBL) calculations, the match was even better (*Savijärvi et al.*, 2004; *Määttänen and Savijärvi*, 2004).

The shortwave (SW) LBL comparison (*Savijärvi et al.*, 2005) included a general improvement suggested for the so-called delta-two-stream SW radiation schemes. The improvement reduced the systematic error of these methods by more than 50 %. It can be applied in Earth GCM schemes as well. The improved method was then used to study the "anti-greenhouse" effect of the Martian dust on its climate as the function of dust amount and dust optics. A Mars intercomparison of radiation codes is now an ongoing worldwide project lead by UH and FMI. In this project, all the main Mars GCM codes are being compared against the first-principles LBL results in fixed reference conditions.

Presently the temperature profiles from the thermal emission spectrometers (mini-TES) onboard the Mars Exploration Rovers (MER) are being studied by the group, and compared with model calculations. These profiles appear to indicate strong daytime convection above the radiatively heated surface layer, as predicted by the column model.

3. THE 2-D MESOSCALE MODEL

The 2-D Mars Mesoscale Circulation Model (MMCM) is in a way an extension of of the 1-D column model, as the 2-D model adds a horizontal dimension representing a "slice" of the atmosphere. The limited spatial dimensionality brings with it inherent limitations — the area under study and simulation has to exhibit only moderate or small variations in the most significant variables in the direction perpendicular to the computational grid.

The 2-D MMCM is based on a terrestrial research model. The Mars version was created already in the early 1990s. It has subsequently been developed further and used to study primarily so-called surface-induced circulation phenomena, such as slope winds (*Savijärvi and Siili*, 1993), circulations driven by horizontal thermal contrasts caused by variations in surface properties such as albedo, thermal inertia (*Siili*, 1996), ice (CO_2 and/or H_2O) cover (*Siili et al.*, 1997) as well as combinations thereof. In the recent years phenomena in the Martian polar regions have been of primary interest. Consequently H_2O condensation, sublimation and transport (horizontal advection, vertical diffusion) processes have been incorporated into the model, the approach is essentially as described by *Savijärvi* (1995).

Since atmospheric modelling is sensitive to initial conditions, *ensemble* or statistical type approaches have been investigated for and even introduced to terrestrial models to some degree. In these approaches a forecast is arrived at by running a set of simulations with varied initial or boundary conditions and analysing the set of results using statistical methods. The robustness of these approaches is mitigated by the high computational cost. Due to its reasonable computational cost the we have used our 2-D model in a pilot study of Mars ensemble simulations.

4. THE MARS LIMITED AREA MODEL

The Mars Limited Area Model (MLAM) is a spatially fully 3-D MMCM and is based on the dynamical core of the widely (also by FMI) used operational weather forecast model HIRLAM (HIgh Resolution Limited Area Model), v. 5.0.0. As with the 1-D and 2-D models earlier, planetary constants and parameterizations (the "physics") appropriate for Mars have replaced the terrestrial values and schemes. A limited area model needs also realistic initial and boundary conditions; they were taken initially from the European Mars Climate Database and currently simulation results of the Oxford University's MGCM are used. Results from other MGCMs could also be used in the future. Our model system is hence the first European 3-D MMCM.

The MLAM results have been tested and compared against the 1-D and 2-D and other 3-D MMCM model results as well as VL, MPF and most recently MER Mini-TES observations. VL1 and MPF diurnal temperature cycles and wind fields are reproduced very well. An example of the results is shown in Figure 1. The 3-D nature of the model has also enabled more realistic simulations of Hellas impact basin summertime circulations. We are also planning MER simulations using data of the Mars Global Surveyor/Thermal Emission Spectrometer instrument assimilated with the Oxford MGCM as initial and boundary conditions for the MLAM.

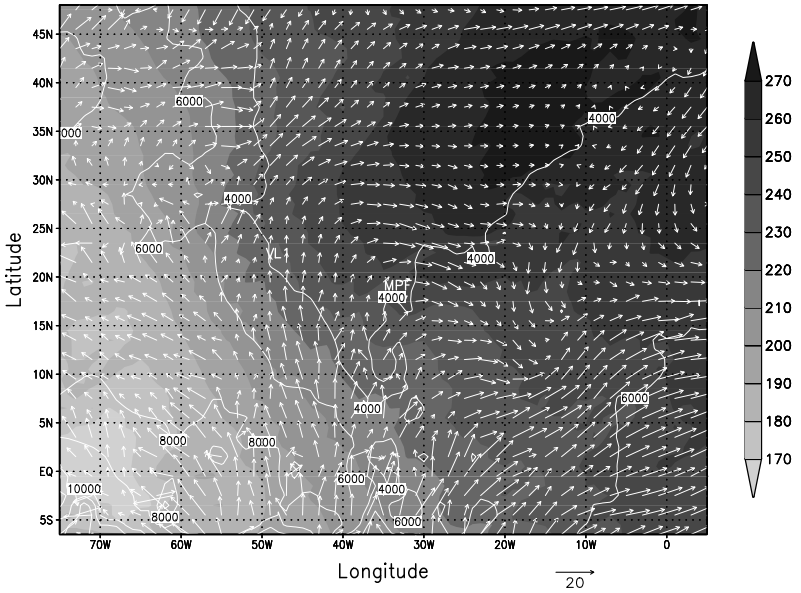


Figure 1: A MLAM forecast of ground temperature (greyscale; in K) and 1.5 m level winds (arrows; in m/s; the arrow below the image denotes 20 m/s) over topography (contours; in m from Mars' lowest elevation) in the VL1 and MPF landing region (the landing sites are marked with "VL1" and "MPF"). Season is summer solstice ($L_s = 90°$) and local time is 1100 at 0°W (0900 at 30°W — the MPF longitude).

5. AEROSOL PROCESSES

Besides dust, also ice crystals are frequently observed in the form of clouds in the Martian atmosphere. We have studied their formation processes in Martian conditions, and compared with observations and previous modelling results. The situation in the Martian atmosphere differs from the terrestrial conditions, since the atmosphere is nearly pure CO_2 vapour, which takes part in the processes of particle formation (nucleation) and subsequent growth. In a near-pure situation nucleation becomes non-isothermal and strong coupling of fluxes arises in multicomponent condensation. These effects need to be taken into account in the theories used.

We studied homogeneous and heterogeneous nucleation of CO_2 based on the work by *Wood* (1999), and H_2O nucleation following the same schemes. We have compared the results to CO_2 laboratory measurements (*Glandorf et al.*, 2002). The H_2O results were compared to those of *Inada* (2002). A more detailed description can be found in *Määttänen et al.* (2005). On Mars, homogeneous nucleation would require very high saturation ratios (10^8). Anyhow, the onset saturation ratio (the saturation ratio for nucleation rate of 1 s^{-1}) of heterogeneous nucleation for CO_2 on dust particles of 1.0 μm radius is 1.32. This is in fair agreement with measured values (*Glandorf et al.*, 2002). For constant concentration of CO_2 it gives a threshold temperature of 145 K. For water with average concentration of 300 ppm the onset saturation ratio would be 1.18 and the corresponding threshold temperature 200 K (Figure 2).

We have modelled nucleation as a function of height at different locations, *e.g.*, the MPF landing

site, and compared the results with observations. Here the nucleation model predicted H_2O nucleation in a slightly thinner (40 m) layer than the 1D model (80 m). This is related to the higher threshold saturation ratio calculated by the nucleation model (1.18 vs. 1.0) restricting nucleation to happen closer to the surface. The model results are in good agreement with each other and observations (*Schofield et al.*, 1997). In the Memnonia region, where surface fog was observed by the Viking Orbiter 1 (*Briggs et al.*, 1977), the model shows clear H_2O nucleation throughout the night reaching up to the height of 100 m. This result agrees with the model results of *Inada* (2002). The model predicted nucleation also higher in the atmosphere, when using the unmodified landing profile of the MPF. Our nucleation results agree well with the cloud model results of *Colaprete et al.* (1999) at 55 km and below.

Work on modelling binary nucleation of CO_2 and H_2O has been started. We assume an ideal mixture of CO_2 and H_2O as a first approximation which will be tested and improved in later phases of the study. The original model (*Noppel et al.*, 2002) does not include heterogeneous nucleation which needs to be added to the model. Both homogeneous and heterogeneous results will be presented in the near future.

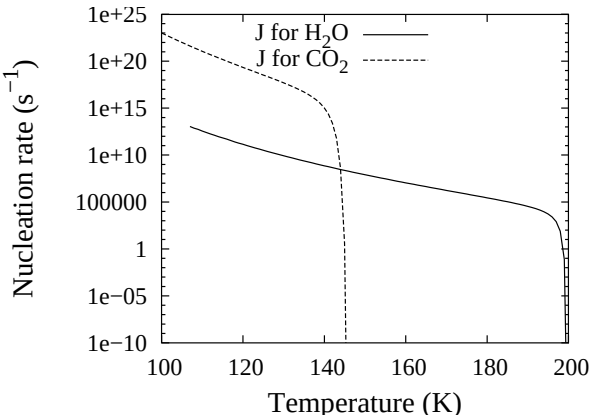


Figure 2: Heterogeneous nucleation rates for H_2O and CO_2 in the Martian atmosphere.

6. CONCLUSIONS AND FUTURE PROSPECTS

The UH-FMI joint Mars atmospheric modelling activity has given rise to a consortium with exceptional expertise in micro- and mesoscale dynamical modelling — especially on national arena, yet with very good standing internationally as well. Our group develops and uses the currently only European MMCM and has in that context a good working relationship with the European modelers of Martian global scale phenomena. The aerosol microphysics research feeds back in a natural way into the dynamical modelling studies. The modelling effort is strongly enhanced by the close and tight links *via* FMI with work on *in situ* observations of both micro-, meso- and macroscale phenomena of the Martian atmosphere. Future plans include expanded and new collaboration (national and international) with other groups in the areas of optical properties of aerosols, atmospheric remote sensing as well as atmospheric transport phenomena.

REFERENCES

Briggs, G., K. Klaasen, T. Thorpe and J. Wellman, 1977. Martian dynamical phenomena during June-November 1976: Viking Orbiter imaging results. *J. Geophys. Res.*, **82**, 4121–4149.

Colaprete, A., O. B. Toon and J. A. Magalhães, 1999. Cloud formation under Mars Pathfinder conditions. *J. Geophys. Res.*, **104**, E4, 9043–9053.

Glandorf, D. L., A. Colaprete, M. A. Tolbert and O. B. Toon, 2002. CO_2 snow on Mars and early Earth: experimental constraints. *Icarus*, **160**, 66–72. doi:10.1006/icar.2002.6953.

Inada, A., 2002. Simulations of Martian Surface Fog and Calibration of Mars Imaging Camera for its Future Observations. Ph.D. thesis, Kobe University.

Määttänen, A. and H. Savijärvi, 2004. Sensitivity tests with a one-dimensional boundary-layer Mars model. *Boundary-Layer Meteorol.*, **113**, 305–320.

Määttänen, A., H. Vehkamäki, A. Lauri, S. Merikallio, J. Kauhanen, H. Savijärvi and M. Kulmala, 2005. Nucleation studies in the Martian atmosphere. *J. Geophys. Res.*, **110**, E2, E02002. doi:10.1029/2004JE002308.

Noppel, M., H. Vehkamäki and M. Kulmala, 2002. An improved model for hydrate formation in sulfuric acid-water nucleation. *J. Chem. Phys.*, **116**, 218–228.

Savijärvi, H., 1991a. A model study of the PBL structure on Mars and the Earth. *Contrib. Atmos. Phys.*, **64**, 219–229.

Savijärvi, H., 1991b. Radiative fluxes on a dustfree Mars. *Contrib. Atmos. Phys.*, **64**, 103–112.

Savijärvi, H., 1995. Mars boundary layer modelling: diurnal moisture cycle and soil properties at the Viking Lander 1 site. *Icarus*, **117**, 120–127.

Savijärvi, H., 1999. A model study of the atmospheric boundary layer in the Mars Pathfinder lander conditions. *Q. J. R. Met. Soc.*, **125**, 483–493.

Savijärvi, H. and T. Siili, 1993. The Martian slope winds and the nocturnal PBL jet. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 77–88.

Savijärvi, H., D. Crisp and A.-M. Harri, 2005. Effects of CO_2 and dust on present-day solar radiation and climate in Mars. *Q. J. R. Met. Soc.* Accepted for publication.

Savijärvi, H., A. Määttänen, J. Kauhanen and A.-M. Harri, 2004. Mars Pathfinder: new data and new model simulations. *Q. J. R. Met. Soc.*, **130**, 597, 669–683.

Schofield, J. T., J. R. Barnes, D. Crisp, R. M. Haberle, S. Larsen, J. A. Magalhães, J. R. Murphy, A. Seiff and G. Wilson, 1997. The Mars Pathfinder Atmospheric Structure Investigation/Meteorology (ASI/MET) experiment. *Science*, **278**, 1752–1758.

Siili, T., 1996. Modeling of albedo and thermal inertia induced mesoscale circulations in the midlatitude summertime Martian atmosphere. *J. Geophys. Res.*, **101**, 14957–14968.

Siili, T., R. M. Haberle and J. R. Murphy, 1997. Sensitivity of Martian southern polar cap edge winds and surface stresses to dust optical thickness and to the large-scale sublimation flow. *Adv. Space Res.*, **19**, 1241–1244.

Wood, S. E., 1999. Nucleation and Growth of CO_2 Ice Crystals in the Martian Atmosphere. Ph.D. thesis, University of California.

GPS:n käyttömahdollisuudet mareografitutkimuksessa

Maaria Tervo, Markku Poutanen ja Hannu Koivula

Geodeettinen laitos, maaria.tervo@fgi.fi

Abstract

Sea level monitoring is an important part of oceanography and climate investigation. It is done traditionally with tide gauges, which measure the sea level relative to a benchmark. Movements of these benchmarks and thus movements of the tide gauges and the ground around them have been conventionally observed by levelling. It can also be done with GPS (Global Positioning System). This study introduces some possible applications of GPS for tide gauge stability monitoring as well as possibilities for observing the absolute sea level rise with GPS and tide gauge time series.

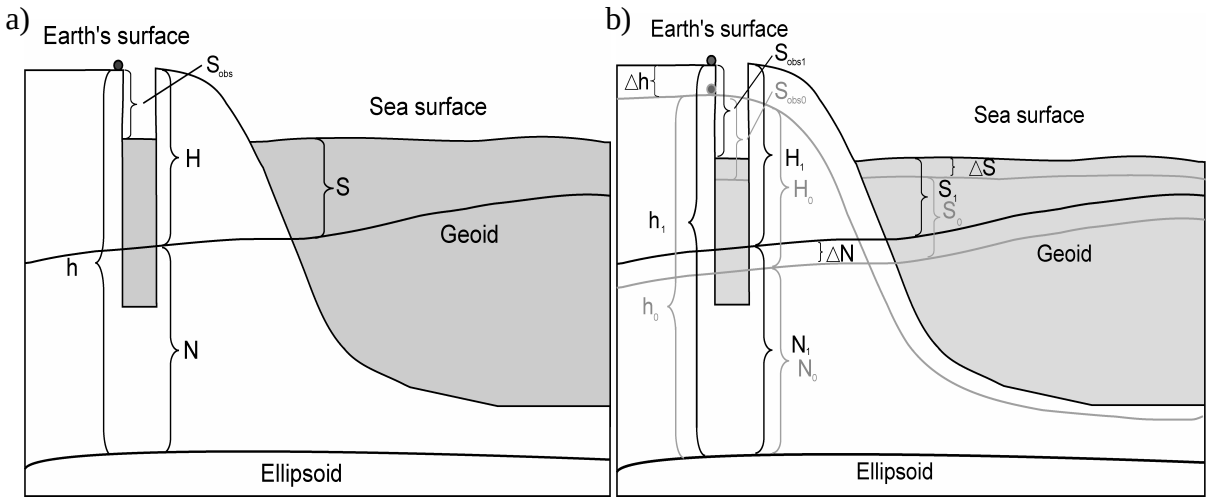
1 JOHDANTO

Merenpinnan tason seuranta on tärkeä osa merien ja ilmaston tutkimusta. Vedenkorkeutta on perinteisesti tarkkailtu mareografeilla, jotka mittaavat merenpintaa suhteessa rannalla sijaitsevaan kiintopisteeseen. Näiden kiintopisteiden ja mareografien liikkeitä on seurattu vaaitsemalla. Samaan tarkoitukseen voidaan käyttää myös GPS:ää (Global Positioning System).

Tässä työssä esitellään merenpinnan absoluuttisen nousun määrittämismahdollisuuksia GPS- ja mareografiaikasarjoista sekä GPS:n käyttömahdollisuuksia mareografien stabiilisuuden seurannassa. Datana on käytetty Suomen kiinteän GPS-asemaverkon FinnRefin dataa sekä Merentutkimuslaitoksen mareografiaikasarjoja (Tervo, 2004, Poutanen et al., 2004).

2 TEORIA

Mareografit mittaavat merenpintaa suhteessa maanpintaan, jolloin saadaan havaittu merenpinnan korkeus S_{obs}. Maanpinnan korkeus saadaan joko vaaitsemalla tai GPS:n avulla. Vaaitseminen tuottaa ortometrisen korkeuden H ja GPS ellipsoidikorkeuden h (Kuva 1a). Geoidin ja ellipsoidin välinen ero on geoidinkorkeus N ($N = h - H$). Todellinen merenkorkeus on ortometrisen korkeuden ja havaitun merenpinnan korkeuden välinen erotus S.



Kuva 1. Korkeuksia määritettäessä käytettävät a) pinnat ja suureet b) pintojen ja suureiden muutokset.

Kun aika kuluu, tasot muuttuvat ja saadaan mitattua muutossuureita (Kuva 1b.). Kuoren deformaatio ΔH voidaan laskea ortometrisistä tai ellipsoidikorkeuksista, erona on vain geoidinkorkeus. Ortometrisen korkeuden muutos on

$$\Delta H = H_1 - H_0 \tag{1}$$

tai käyttämällä ellipsoidi- ja geoidinkorkeuksia

$$\Delta H = (h_1 - h_0) - (N_1 - N_0) = \Delta h - \Delta N \,. \tag{2}$$

Havaittu merenkorkeus on kiintopisteen ja merenpinnan välinen korkeus

$$S_{obs} = H - S \,, \tag{3}$$

joten havaittu merenpinnan muutos on

$$S_{obs1} - S_{obs2} = (H_1 - S_1) - (H_0 - S_0) = (H_1 - H_0) - (S_1 - S_0) \tag{4}$$

$$\Delta S_{obs} = \Delta H - \Delta S \,. \tag{5}$$

Absoluuttiseksi merennousuksi saadaan

$$\Delta S = \Delta H - \Delta S_{obs} \,. \tag{6}$$

Yhdistämällä kaavat (2) ja (6) saadaan laskukaava ellipsoidikorkeuksia käytettäessä

$$\Delta S = \Delta h - \Delta N - \Delta S_{obs} \,. \tag{7}$$

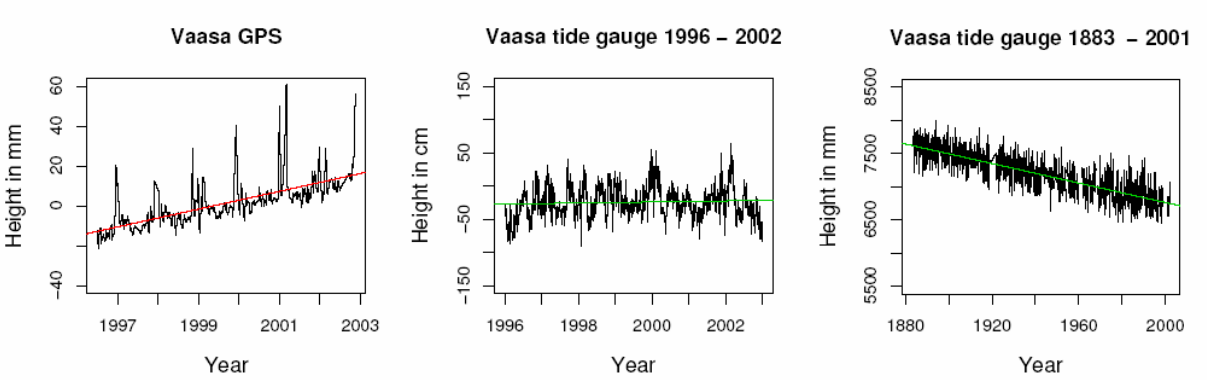
Havaittu merennousu sisältää kuoren deformaatiota, merenpinnan topografian muutoksia sekä geoidin muutoksia. Kuoren deformaatio lasketaan GPS-havainnoista ja geoidin muutokset geoidimalleista.

3 TULOKSET

3.1 Merenpinnan muutos

Merenpinnan absoluuttinen muutosnopeus Itämerellä lasketaan kaavalla 7. Kuvassa 2 on esimerkit mareografi- (tide gauge) ja GPS-aikasarjoista Vaasan asemilta. GPS-aikasarja on laskettu suhteessa Metsähovin GPS-asemaan. Merenkorkeusaikasarjat ovat kahdelle

erimittaiselle ajanjaksolle. Lyhyempi aikasarja on vuodesta 1996 vuoteen 2002 ja pidempi aikasarja on mareografin koko aikasarja, eli Vaasan tapauksessa vuodesta 1883 lähtien. Kuudelle mareografille aikasarjoista lasketut trendit ovat taulukossa 1.



Kuva 2. Aikasarjat Vaasan kiinteälle GPS-asemalle ja Vaasan mareografille. Huomaa, että GPS-aikasarjan skaala on 10 cm ja mareografiaikasarjojen 3 metriä.

Taulukko 1. Mareografiaikasarjoista lasketut absoluuttiset merennousunopeudet. Lyhyt aikasarja tarkoittaa vuosia 1996-2002 ja pitkä aikasarja on pisin mahdollinen mareografille löytyvä aikasarja. ”Maannousu” –sarakkeessa merennousuarvot on korjattu maannousulla ja ”Geoidin nousu” –sarakkeessa myös mallista saadulla geoidin nousunopeudella (Tervo, 2004).

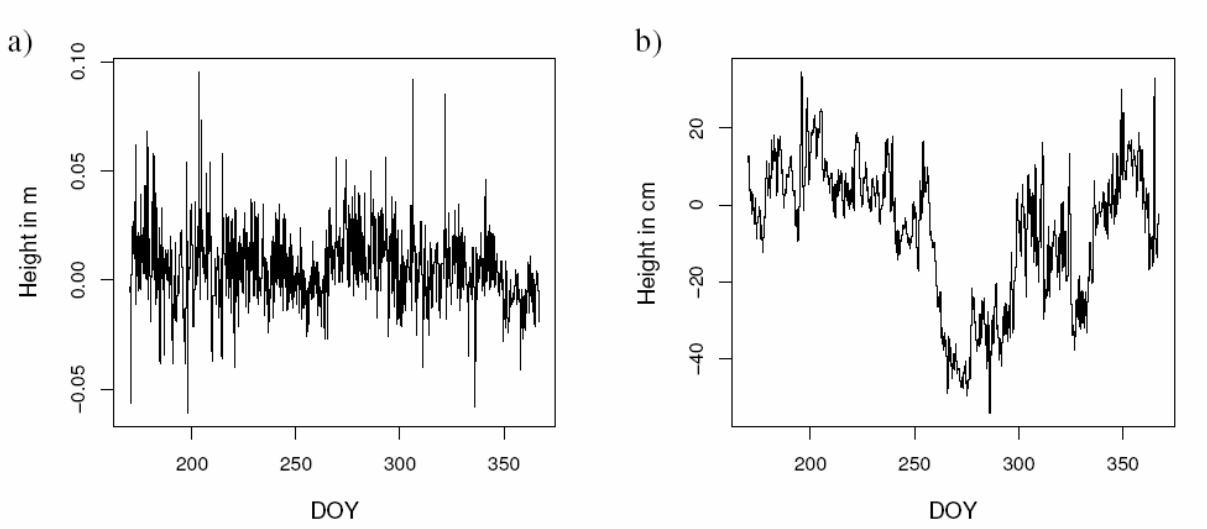
Nousunopeudet (mm/vuosi)

	Lyhyt aikasarja		**Pitkä aikasarja**	
	Maannousu	**Geoidin nousu**	**Maannousu**	**Geoidin nousu**
Helsinki	16,3	16,0	2,2	1,9
Hamina	15,5	15,3	1,4	1,2
Turku	16,5	16,1	2,6	2,3
Rauma	17,0	16,6	3,3	2,9
Vaasa	16,7	16,2	1,6	1,1
Oulu	14,5	14,1	0,5	0,1

Globaalisti merenpinnan nousunopeudeksi mareografiaikasarjoista on saatu 1-2 mm/vuosi (Douglas, 2001), pitkistä aikasarjoista saadut tulokset sopivat siis hyvin maailmanlaajuiseen trendiin. Lyhyen aikavälin nousevaa trendiä ei sen sijaan ole pystytty tyydyttävästi selittämään (Johannson et al., 2003).

3.2 Kuormitus

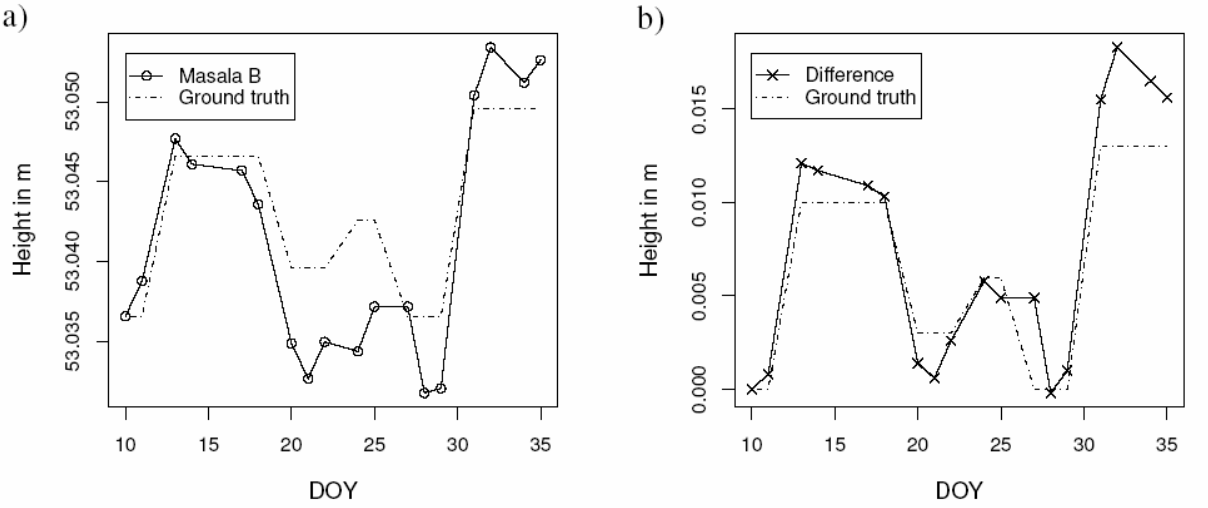
Merenpinnan vaihteluista johtuvaa maanpinnan kuormitusta pyrittiin havaitsemaan GPS-havainnoista laskemalla 6 tunnin aikasarjoja ja vertaamalla niitä mareografien tuntidataan (Kuva 3). Korrelaatiota ei tässä käytetyllä aineistolla löytynyt. Seuraava vaihe olisi ottaa mukaan meteorologiset havainnot.



Kuva 3. a) Joensuu-Metsähovi-vektorin korkeuskomponentti ja b) Helsingin mareografin korkeus samalle ajanjaksolle. (DOY= Day of Year)

3.3 Stabiilisuus

GPS-antennin erotuskykyä millimetriluokan liikkeissä tutkittiin pienellä mittauskampanjalla. Kaksi identtistä antennia olivat vierekkäin ja toista liikutettiin pystysuunnassa, niin että liikkeet tiedettiin. Millimetriluokan liikkeet eivät ole havaittavissa yhden antennin avulla päiväratkaisuissa (Kuva 4), koska kohinan osuus nousee päiväratkaisuissa liian suureksi (Poutanen et al, 2004). Sen sijaan pidemmillä aikasarjoilla millimetriluokankin vertikaaliliikkeet ovat havaittavissa, kuten maannousuaikasarjat osoittavat (Mäkinen et al, 2003).



Kuva 4. a) Liikutellun antennin havaitut (Masala B) ja todelliset liikkeet (Ground truth) b) Paikallaan olleen ja liikutellun antennin korkeuksien havaittu (Difference) ja todellinen erotus (Ground truth).

4 YHTEENVETO

GPS sopii hyvin mareografien seurantaan, erityisesti Itämeren alueella. Merennousu-nopeudeksi Itämeren Suomen rannikolla saatiin 0,5 – 3,3 mm/vuosi. Maailmanlaajuisissa mareografien aikasarjojen tulkinnoissa nousun on havaittu olevan luokkaa 1 - 2 mm/vuosi, eli

tämän työn tulokset sopivat globaaliin trendiin, joskin hajonta ja trendin epävarmuus ovat varsin suuria.

Myös GPS:n tarkkuutta pienten pystysuuntaisten liikkeiden havaitsemisessa tutkittiin. Tulokseksi saatiin, että päivän mittaiset havaintojaksot eivät ole tarpeeksi pitkiä millimetrien luokkaa olevien liikkeiden havaitsemiseksi. Pitkissä aikasarjoissa äkilliset hypyt ja muutokset kuitenkin todennäköisesti huomattaisiin.

Meren aiheuttamia kuormituksia maan kuoressa pyrittiin myös tutkimaan. GPS-aikasarjoista laskettiin kuuden tunnin havaintojaksoilla puolen vuoden aikasarja, jota verrattiin mareografin tuntidataan samalta ajanjaksolta. Selvää korrelaatiota ei löytynyt, seuraava askel olisi sää-havaintojen mukaan ottaminen.

GPS:lle löytyy useita sovelluksia merentutkimuksen yhteydessä. Tärkein sovellus on mahdollisuus absoluuttisten merennousunopeuksien laskemiseen mareografiaikasarjoista GPS-aikasarjojen avulla. Mareografien ja GPS-asemien maailmanlaajuinen yhdistäminen tarjoaa mareografeille sekä sitä myötä myös merennousunopeuksille hyvin määritellyn koordinaattijärjestelmän.

LÄHTEET

Douglas, B.C., 2001, Sea level change in the era of the recording tide gauge, Julkaisussa: *Sea level rise*, B. C. Douglas, M. S. Kearney, S. P. Leatherman (toim.), International geophysics series, vol. **75**, Academic press, San Diego, p. 37-64

Johansson, M., K. Kahma ja H. Boman, 2003, An improved estimate for the long-term mean sea level on the Finnish coast, *Geophysica*, **39:** 51-73

Mäkinen, J., H. Koivula, M. Poutanen ja V. Saaranen, 2003, Vertical velocities in Finland from permanent GPS networks and repeated precise levelling, *Journal of Geodynamics*, **38:** 443-456

Poutanen, M., H. Koivula, M. Tervo, K. Kahma, M. Ollikainen ja H. Virtanen, 2004, GPS time series and sea level, Julkaisussa: *Celebrating a decade of the international GPS service – Proceedings*, Meindl, M. (toim.) Astronomical Institute, University of Berne, CD

Tervo, M., 2004, Benefits of combining tide gauges and GPS stations, *Pro gradu -tutkielma*, Helsingin yliopisto, 45 s.

3D-inversio maavastusluotaustutkimuksissa

K. Tiensuu[1] ja T. Huotari[2]

[1] Geologian tutkimuskeskus, karla.tiensuu@gtk.fi
[2] Geologian tutkimuskeskus, taija.huotari@gtk.fi

Abstract

In this work we have compared different inversion programs for electrical resistivity sounding. The used data consists of calculated (synthetic) and measured data.

1. JOHDANTO

Tässä työssä on testattu erilaisia vastusluotausaineistolle tarkoitettuja inversio-ohjelmia synteettisellä ja mitatulla aineistolla. Tutkimuksen tarkoituksena oli testata Geologian tutkimuskeskukselle hankittua uutta AGI:n (Advanced Geosciences, Inc.) EarthImager 3D Resistivity Inversion –ohjelmaa. Ohjelman ominaisuuksia kuten luotettavuutta, tarkkuutta ja erottelukykyä tutkittiin synteettisen ja siten tunnetun kohteen mallinnuksella.

2. MALLINNUKSESSA KÄYTETYT OHJELMISTOT

Työssä on käytetty pääasiassa kolmea eri ohjelmaa. Käytetyt synteettiset mallit on tehty Geologian tutkimuskeskuksessa kehitetyllä ohjelmalla Gpk3ce, jota käytettiin myös vasteiden laskemiseen. Ohjelma laskee käyttäjän määrittelemän kohteen tuottaman vasteen halutulla elektrodijärjestelmällä, tässä tapauksessa Wenner-elektrodijärjestelmällä. Myös ominaisvastusarvot ovat käyttäjän määritettävissä. (Hongisto & Oksama, 1998)

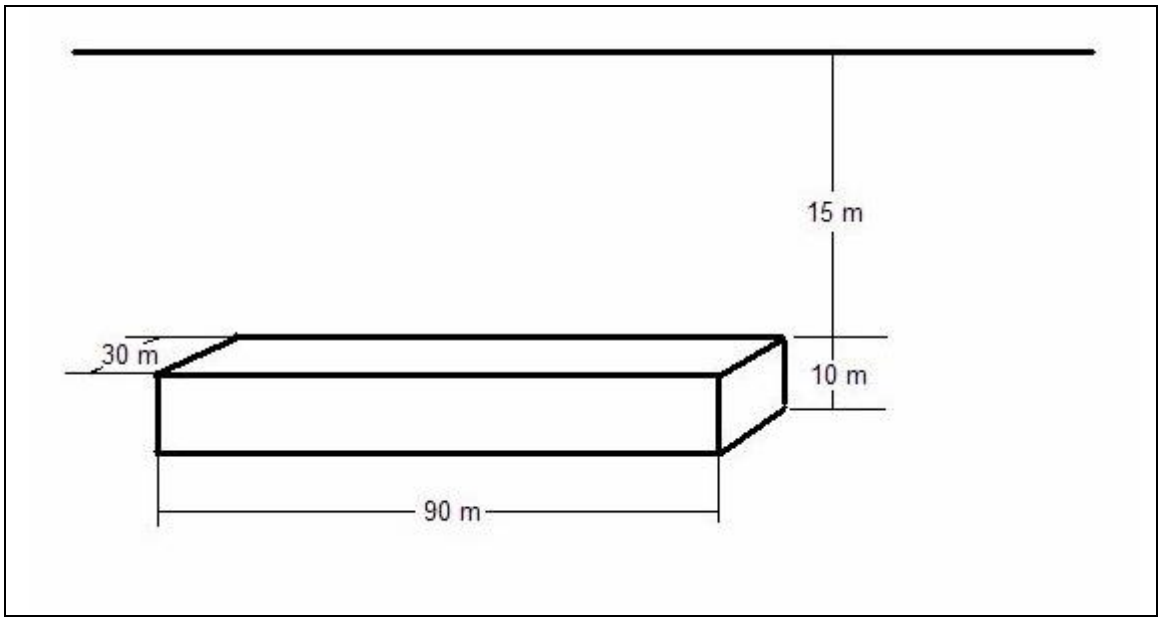
Lisäksi on käytetty AGI:n ohjelmaa "EarthImager 2D Resistivity and IP Inversion" mallinnustulosten vertailussa. Varsinainen testattu ohjelma on AGI:n "EarthImager 3D Resistivity Inversion." Molemmissa AGI:n ohjelmissa käyttäjä voi määritellä käytettävän elektrodijärjestelmän ja muita malliparametreja. (AGI, 2004a; AGI, 2004b)

3. VASTUSLUOTAUSAINEISTON MALLINNUS

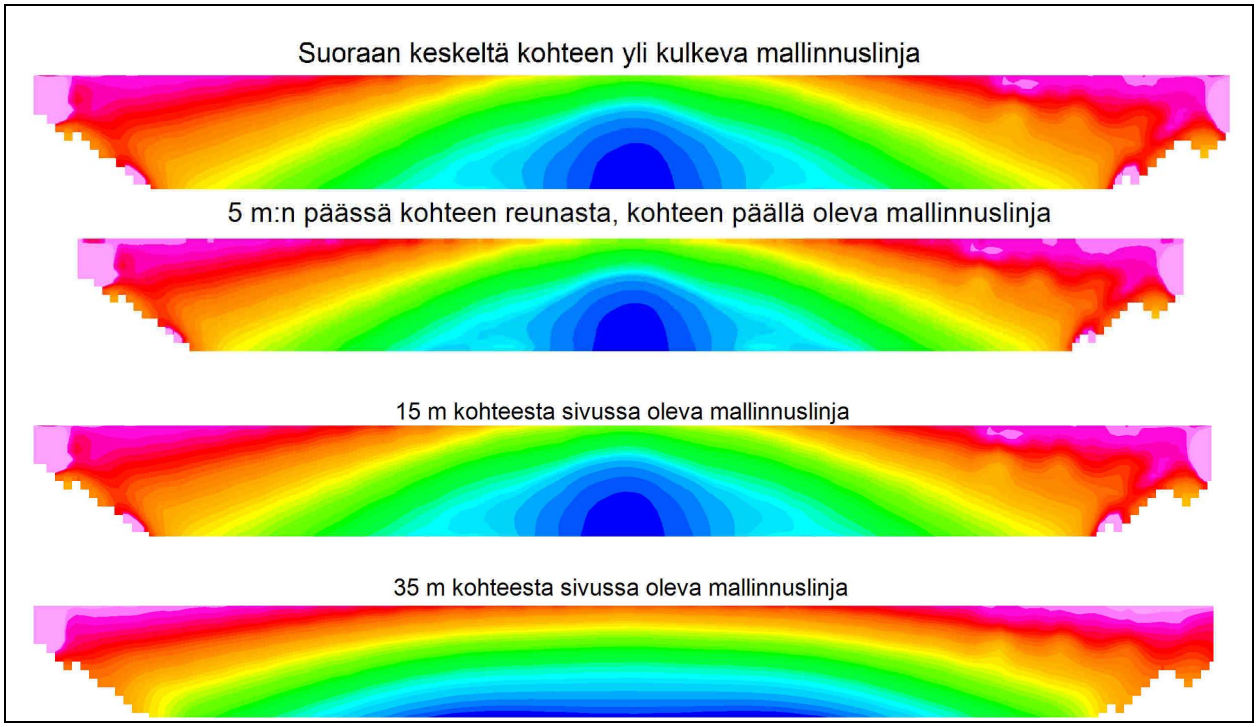
3.1. Mallinnus synteettisellä aineistolla

Synteettisessä aineistossa johtavampi kappale ("kohdekappale") on upotettu homogeeniseen, resistiivisempään maa-ainekseen. Kohdekappaleen ominaisvastus ρ_t on 30 Ωm ja taustan ominaisvastus ρ_b on 1000 Ωm. Kohdekappaleen yläpinnan syvyys maanpinnasta on 15 m, paksuus 10 m ja pituus ja leveys 90 m ja 30 m. Laskentalinjoja on 11, ja ne ovat 20 m:n etäisyydellä toisistaan kohtisuoraan kappaleen pituusakselia (90 m) vastaan. Laskennalliset

mittaukset on suoritettu Wenner-elektrodijärjestelmää käyttäen. Synteettinen malli on esitetty kuvassa 1.



Kuva 1. Synteettinen malli. Kohdekappaleen ominaisvastus ρ_t = 30 Ωm ja ympäristön ominaisvastus ρ_b = 1000 Ωm.

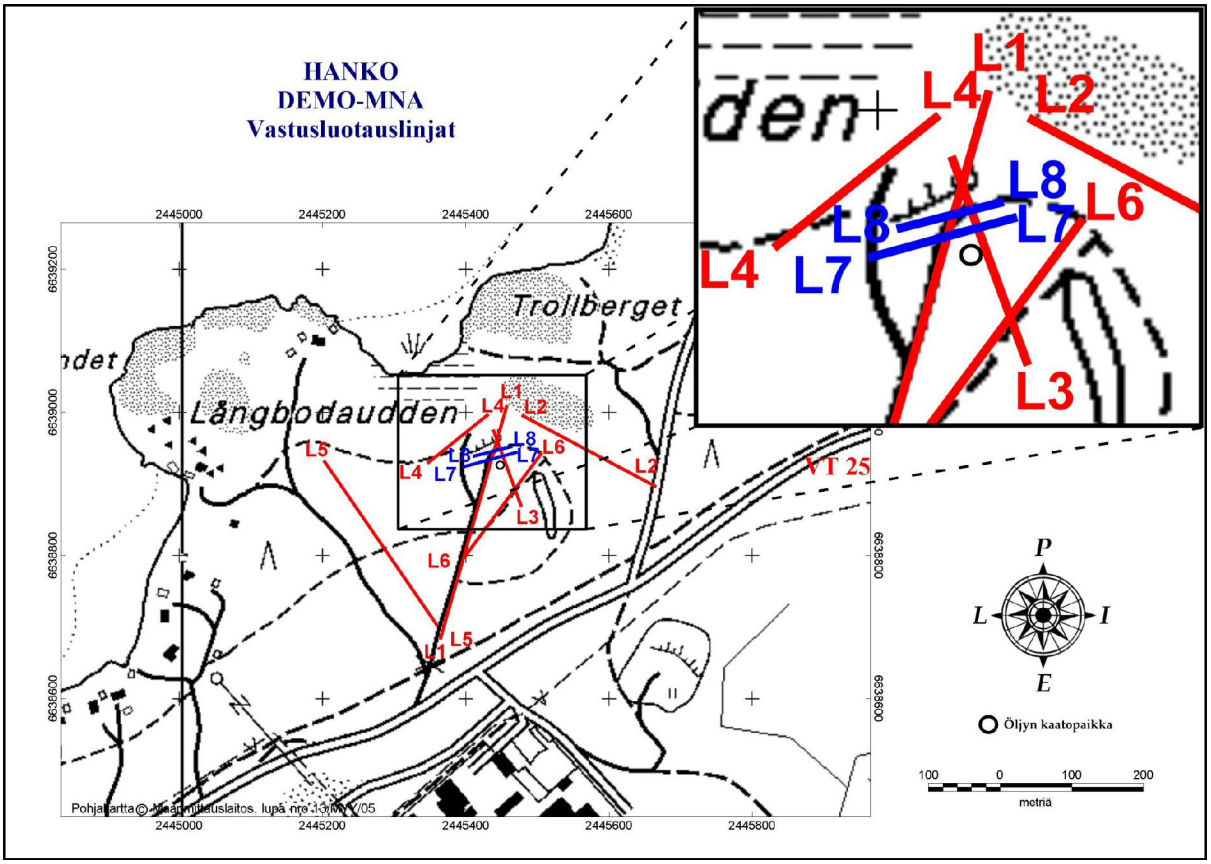


Kuva 2. Mallinnustuloksia kuvassa 1 esitetystä mallista. Mallinnetut mittauslinjat kulkevat kohtisuoraan kohdekappaleen pitkää sivua vasten. Kohdekappaleen ominaisvastus ρ_t = 30 Ωm ja ympäristön ominaisvastus ρ_b = 1000 Ωm. Tulosten visualisoinnissa on käytetty Geosoft Inc.:n Oasis montaj 6.1. –ohjelmaa.

Kuten kuvassa 2 on esitetty, käytetyn synteettisen mallin tapauksessa kohdekappaleesta saadaan selvä anomalia 15 m päässä kohteen reunasta mitattaessa. Vielä 35 m:n päässäkin tuloksissa on selviä viitteitä kohteesta, joskin tämän muoto ja koko ovat heikommin tulkittavissa. Tämän jälkeen anomalia heikkenee vähitellen.

3.2. Mallinnus Hangossa mitatulla aineistolla

Suomen ympäristökeskuksella (SYKE), Geologian tutkimuskeskuksella (GTK) ja Hangon kaupungilla on Hangossa meneillään kolmivuotinen EU-Life –rahoitteinen projekti (2003 – 2006), jossa havainnollistetaan monitoroitua luontaista puhdistumista (MLP) öljyllä saastuneen alueen kunnostusmenetelmänä Suomessa (Björklöf *et al*. 2004). Projektin nimi on DEMO-MNA (Demonstration of the Monitored Natural Attenuation). Öljyllä saastuneiden kohteiden luontainen puhdistuminen perustuu öljyhiilivetyjen biohajoamiseen (Tuomi & Vaajasaari 2004).

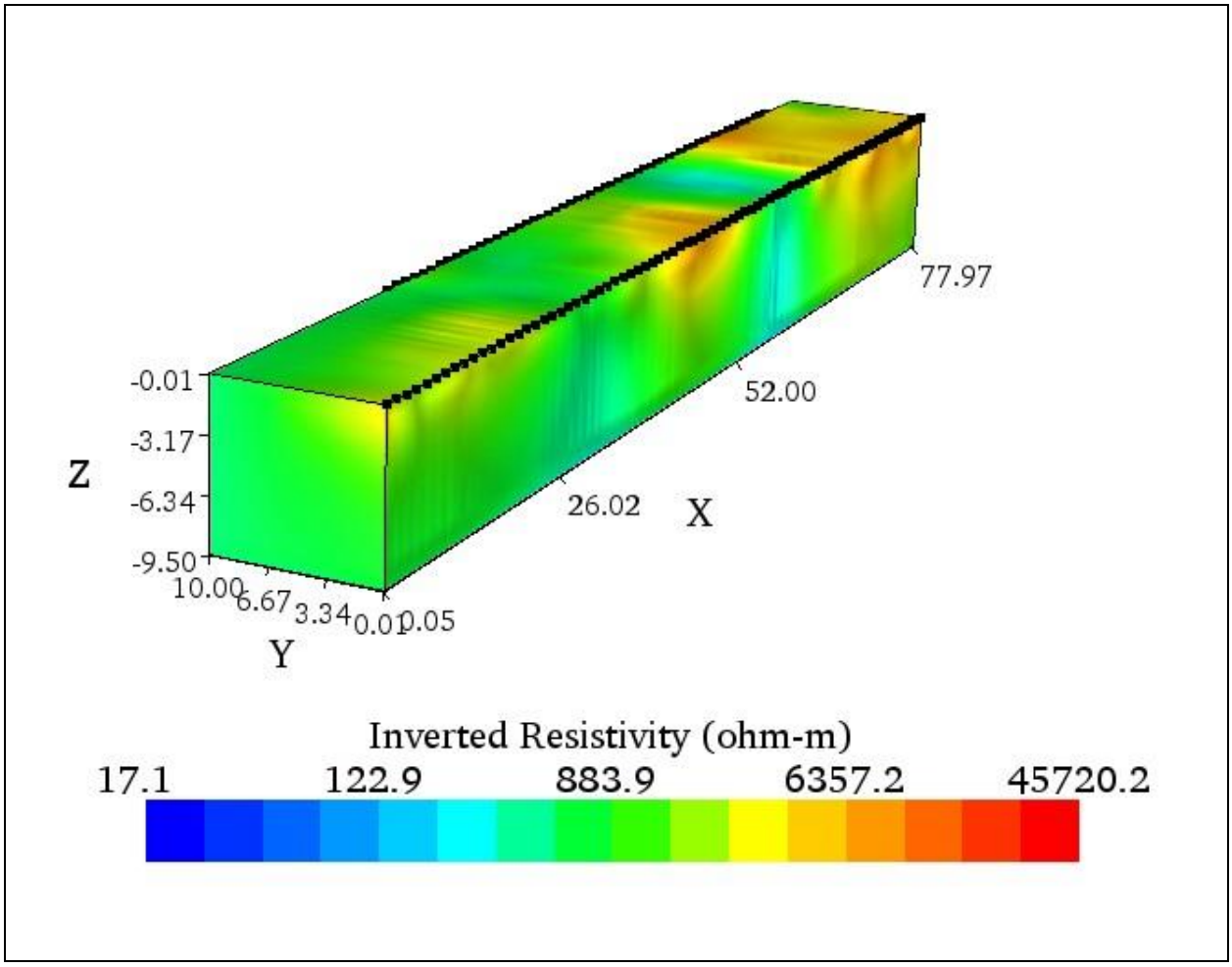


Kuva 3. Hangossa mitatut vastusluotauslinjat. Linjat on mitattu Wenner-elektrodijärjestelmällä. Linjoilla 1, 2, 5 ja 6 a = 3 m ja linjoilla 3 ja 4 a = 2 m sekä linjoilla 7 ja 8 a = 1 m. Linja 7 on tarkastelussa myös kuvassa 5, linjat 7 ja 8 on kuvassa 4 ja linjat 1, 3, 7 ja 8 kuvassa 6.

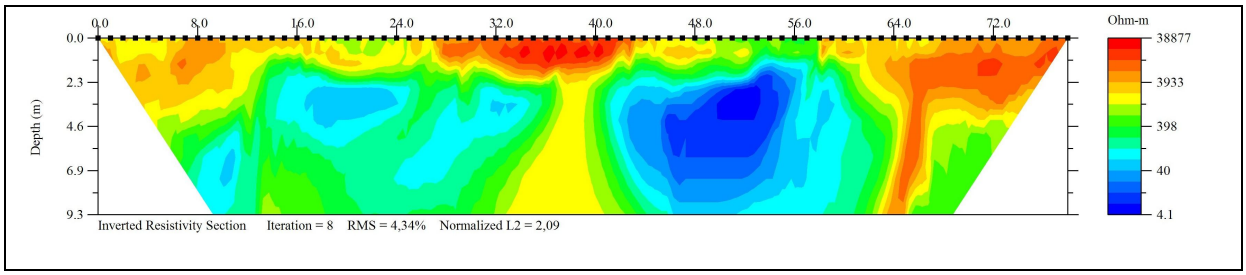
Projektin tutkimusalue on Etelä-Suomessa aivan Hangon kaupungin ulkopuolella sijaitseva Trollberget-niminen hylätty kaatopaikka, jonne on tuotu muun muassa öljyisiä jätteitä. Projektin alkuvaiheessa alueella on tehty laajoja tutkimuksia alueen geologisten ja hydrogeologisten piirteiden selvittämiseksi. Myös saastuneisuusastetta on selvitetty. Maaperän rakenteiden selvittämiseksi sekä pohjaveden pinnan määrittämiseksi alueella

suoritettiin vastusluotausmittauksia keväällä ja syksyllä 2004 sekä talvella 2005 (ks. kuva 3). Näissä mittauksissa havaittiin selkeät johtavammat anomaliat linjoilla 1, 3, 7 ja 8 (ks. kuva 6) eli paikalla, jossa öljyä on kaadettu maahan. Öljyn ominaisvastusta laskevan vaikutuksen maalajeissa ovat jo aiemmin havainneet mm. Vanhala (1997) ja Atekwana *et al*. (2004).

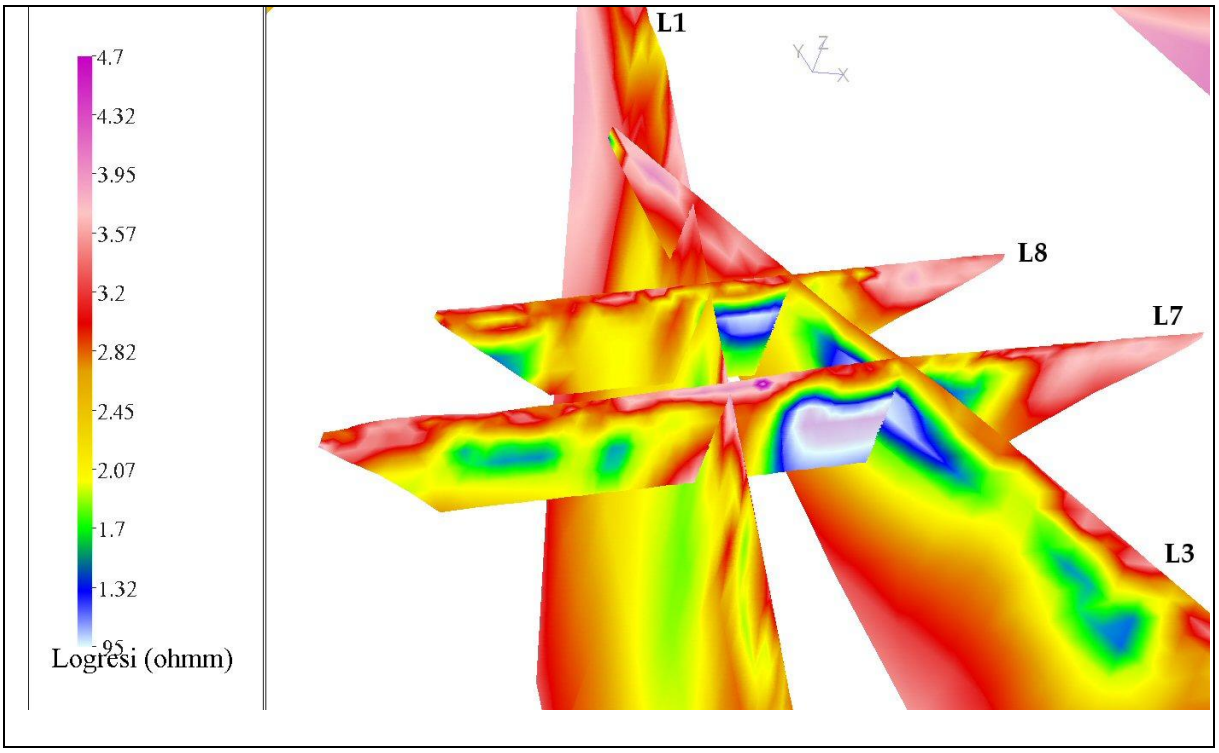
Kuvassa 4 on 3D-inversio-ohjelmalla saatu tulkintatulos linjoilta 7 ja 8 (ks. kuva 3), jossa todennäköisesti öljyn aiheuttama johtavampi vyöhyke voidaan erottaa selkeästi. Kuvassa 5 on esitetty 2D-inversio-ohjelmalla saatu tulkintatulos vastusluotauslinjalta 7.



Kuva 4. AGI:n EarthImager 3D-ohjelmalla saatu tulkintatulos Hangon vastusluotauslinjoilta 7 ja 8 (linja 7 on kuvassa etualalla oleva, pidempi linja ja linja 8 on taaempana oleva, lyhyempi linja). Todennäköisesti öljyn aiheuttama johtavampi vyöhyke erottuu inversiossa vaaleansinisenä alueena noin 60 m:n kohdalla.



Kuva 5. AGI:n EarthImager 2D -ohjelmalla saatu tulkintatulos Hangon vastusluotauslinjalta 7. Todennäköisesti öljyn aiheuttama johtavampi vyöhyke erottuu inversiossa tummansinisenä alueena 2 – 9 m:n syvyydellä noin 50 m:n kohdalla.



Kuva 6. Vastusluotauslinjat L1, L3, L7 ja L8 Surpac Vision –ohjelmalla esitettynä. Öljy on näkyvissä johtavampana vyöhykkeenä.

4. TULOSTEN TARKASTELUA JA JOHTOPÄÄTÖKSIÄ

Selkeimmät anomaliat saadaan mitattaessa anomalialähteen kohdalla tai hyvin lähellä sitä. Kohteen koosta ja muodosta saadaan tarkempi käsitys, jos käytettävissä on luotaustietoja useilta mittauslinjoilta.

2D-ohjelmia voidaan käyttää tehokkaasti, mikäli mittauslinjoja on riittävästi ja linjojen tietoja tarkastellaan kokonaisuutena. Myös topografian huomioimismahdollisuus on selkeä etu AGI:n 2D-ohjelmassa. Vaihteleva topografia vaikuttaa usein myös johtavuusoloihin, joista saattaa saada virheellisen käsityksen, mikäli topografiatieto puuttuu. Valitettavasti topografiatietoja ei pysty ainakaan tässä vaiheessa käyttämään AGI:n 3D-ohjelmassa, mikä vaikeuttaa sen ja 2D-ohjelman tulosten vertailua.

Tutkimusten vielä jatkuessa on jo käynyt selväksi, että erilaisille ohjelmille on tarvetta. 2D-ohjelmat ovat parhaimmillaan, kun tutkimusongelma on suhteellisen yksinkertainen tai siihen liittyy voimakkaita topografiavaihteluita. Myös tarvittava laskentateho on 2D-ohjelmilla selvästi 3D-ohjelmia pienempi. 3D-ohjelmat puolestaan on hyödyllisimmillään, kun mittauslinjoja on runsaasti. Käytettäessä ohjelmaa, johon ei saa liitettyä topografiatietoja, on tulkitsijan kiinnitettävä erityistä huomiota topografiavaikutusten havaitsemiseen ja erottamiseen muista syistä johtuvista anomalioista.

LÄHTEET

AGI (Advanced Geosciences, Inc.), 2004a. Instruction Manual for EarthImager 2D, Version 1.8.0. Resistivity and IP Inversion Software, 1-120.

AGI (Advanced Geosciences, Inc.), 2004b. Instruction Manual for EarthImager 3D, Version 1.1.1. Resistivity Inversion Software, 1-62.

Atekwana, E. A., Werkema, D., D., Jr, Duris, J., W., Rossbach, S., Atekwana, E., A., Sauck, W., A., Cassidy, D., P, Means, J. ja Legall, F., D., 2004. In-situ apparent conductivity measurements and microbial population distribution at a hydrocarbon-contaminated site, *Geophysics*, **69**, 56-63.

Björklöf, K, Reinikainen, J., Huotari, T., Hänninen, P., Huhta, P., Leveinen, J., Jarva, J., Vanhala, H., Salminen, J., Schultz, E., Sorvari, J., Holm, K., Joutti, A., Hellstén, P., Heino, M., Lintinen, P. ja Jørgensen, K., 2004. Demonstration of the use of Monitored Natural Attenuation (MNA) as a remediation technology – DEMO-MNA. Julkaisussa: J. Seppälä & H. Idman, Maaperäsuojelu, Geologian tutkimuskeskuksen ja Suomen ympäristökeskuksen tutkimusseminaari 5.11.2004. Suomen ympäristökeskus, Helsinki, *Suomen ympäristö*, **726**, 32-35.

Hongisto, H. ja Oksama, M., 1998. Constraining of the zero total surface charge in galvanic modelling, *Geophysical Prospecting*, **46**, 647-658.

Tuomi, P. ja Vaajasaari, K., 2004. Monitoroidun luontaisen puhdistumisen (MLP) käyttö pilaantuneiden alueiden kunnostuksessa. Suomen ympäristökeskus, Helsinki, *Suomen ympäristö*, **681**.

Vanhala, H., 1997. Mapping oil-contaminated sand and till with the spectral induced polarization (SIP) method, *Geophysical Prospecting*, **45**, 303-326.

MT-FIRE –hankkeen alustavia tuloksia kuoren sähkönjohtavuudesta Kainuun liuskejakson ja Iisalmen lohkon alueella

K. Vaittinen[1], T. Korja[1], P. Kaikkonen[1], I. Lahti[1], M. Smirnov[2] ja L. B. Pedersen[2]

[1]Fysikaalisten tieteiden laitos, Oulun yliopisto, katri.vaittinen@oulu.fi
[2]Institutionen för Geovetenskaper, Uppsala Universitet

Abstract

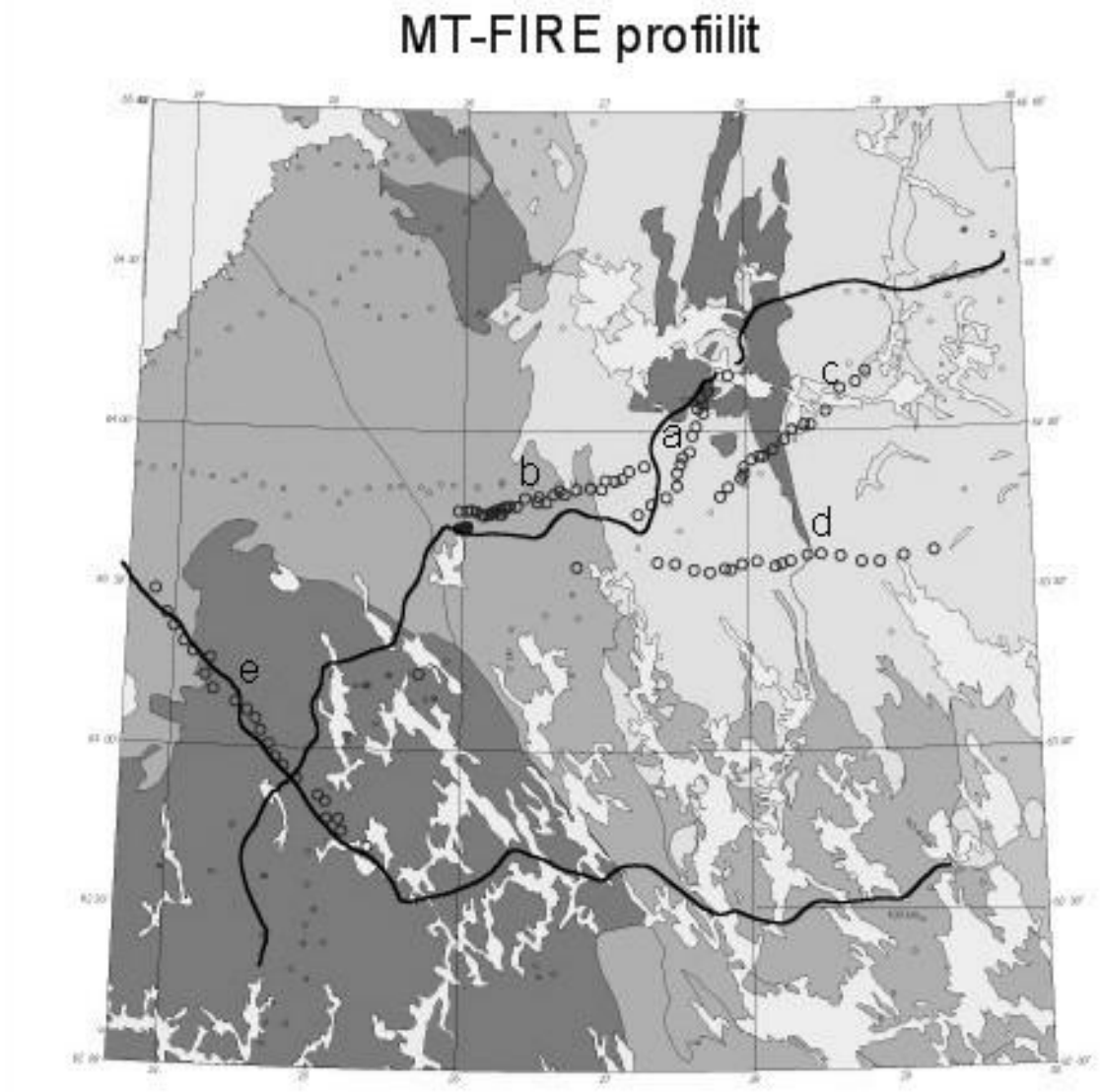
In the MT-FIRE project we have carried out audiomagnetotelluric (AMT) and magnetotelluric (MT) measurements along the key parts of the FIRE (FInnish Reflection Experiment) reflection seismic lines. One of the primary aims of the project is a high-resolution study of electrical conductivity across the Archaean-Proterozoic border in the central Fennoscandian Shield. Results of 2D inversion show that both the Kainuu and Savo Belts are highly conductive and the crust to the east of the Kainuu Belt is very resistive compared to more conductive crust to the west. Yet the upper part of the Iisalmi complex is resistive but underlain by a highly conductive layer in middle to lower crust.

1. JOHDANTO

MT-FIRE projektin tarkoituksena on sähkömagneettisin menetelmin täydentää FIRE-hankkeesta saatavaa tietoa Fennoskandian kilpialueen rakenteesta. Tavoitteena on tuottaa aiempaa huomattavasti yksityiskohtaisempia sekä 2- että 3-ulotteisia malleja maan kuoren sähkönjohtavuudesta. Ensisijaisia kiinnostuksen kohteita ovat 1) FIRE-1 linjan ympäristö arkeeisen – proterotsooisen kuoren raja-alueella, 2) Kainuun liuskejakson ja Outokumpu-jakson johteiden mahdollinen jatkuvuus pohjois-etelä-suunnassa syvemmällä kuoressa ja 3) FIRE-3a linjan ympäristö siirryttäessä länsirannikolta Keski-Suomen granitoidikompleksin alueelle.

2. MT-FIRE PROFIILIT

Kesän 2003 aikana keskityttiin magnetotelluurisiin (MT) ja audiomagnetotelluurisiin (AMT) mittauksiin FIRE-1 profiililla Kainuun liuskejakson ja Pyhäsalmen välisellä alueella. Kokonaisuudessaan FIRE-1 kulkee maanteitä pitkin Vartiuksesta Kajaaniin, Vieremälle, Pyhäsalmelle ja siitä etelään päättyen Keski-Suomeen. Ongelmaksi sähkömagneettisten luotausprofiilien suunnittelussa ja toteutuksessa muodostui tienvarsien tiheähkö asutus sekä maidontuotantoalueena tunnetun Kainuun ja Pohjois-Savon sähköpaimen-aidat, jotka ollessaan toiminnassa häiritsevät mittauksia oleellisesti. Lisäksi seismiset profiilit ylittävät sähköä hyvin johtavan Kainuun liuskejakson osittain lähes geologisen kulun suunnassa. MT-luotausten tekeminen pitkin johtavaa liuskejaksoa ei ole kuitenkaan kovin suositeltava - pahimmassa tapauksessa signaali vaimenee lähes kokonaan jo pintajohteissa ja informaatio syvemmältä kuoresta jää vähäiseksi. Näin ollen MT-FIRE linjojen paikat jouduttiin valitsemaan hieman eri perustein kuin seismiset profiilit. Kesän 2004 ohjelmaan kuului edellisen kesän mittausten täydentäminen FIRE-1 profiililla sekä uudet mittaukset Kokkolasta Keski-Suomeen kulkevalla FIRE-3a profiililla.



Kuva1. MT-FIRE luotaukset (suuret renkaat), profiilit (a-e) sekä FIRE-heijastusseismiset profiilit 1 ja 3 (viiva) geologisella kartalla. Pienemmät renkaat ovat aiempia MT/AMT-luotauksia. Geologinen kartta Koistinen et al. (2001) mukaan ja FIRE profiilit FIRE WG:n (2002) CMP-koordinaateista.

Kuvan 1 kartalla esitetyt MT-FIRE linjat ovat: (1) linja a Kajaanista Iisalmeen (17 luotausta, pituus 60 km; keskimääräinen pisteväli 3.5 km), (2) linja b Vieremältä Pyhäsalmeen (32 luotausta, pituus 70 km; keskimääräinen pisteväli 2-4 km) ja (3) linja c (17 luotausta, pituus 70 km; keskimääräinen pisteväli 4.2 km), joka ylittää Kainuun liuskejakson koillisesta lounaaseen myötäillen vanhaa GGTSVEKA-profiilia ja sen AMT- ja MT-luotauksia (Adam et al., 1982; Kaikkonen & Pajunpää, 1984; Korja & Koivukoski, 1994; Lahti et al., 2005). FIRE-3a profiilin länsiosassa valtatietä 13 pitkin mitattiin MT-FIRE linja e (Veteli – Saarijärvi, 22 luotausta, pituus 140 km; keskimääräinen pisteväli 6.4 km). Edellisten lisäksi kesien 2003 ja 2004 aikana mitattiin itä-länsisuuntainen linja (MT-FIRE linja d) Iisalmesta Nurmekseen (18

luotausta, pituus 100 km; keskimääräinen pisteväli 5.6 km). Linja d sijaitsee FIRE-1 ja FIRE-3 profiilien välissä.

3. LAITTEISTO JA MITTAUSJÄRJESTELYT

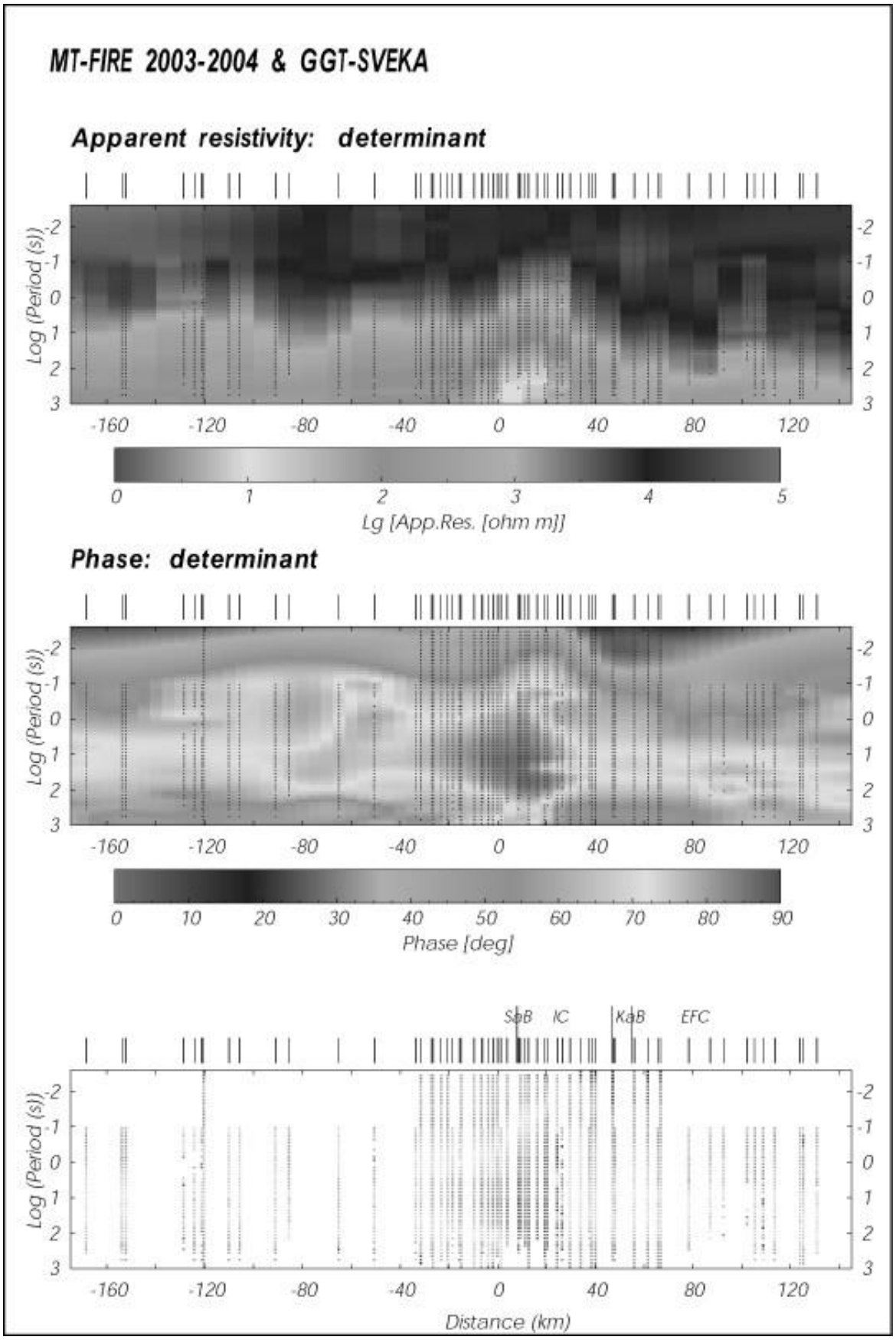
Kenttämittauksissa käytettiin Uppsalan yliopistossa hiljan kehitettyä MTU-2000 laitteistoa. Sähkökentän mittauksessa käytettiin polarisoitumattomia Pb-PbCl elektrodeja ja elektrolinjojen (dipolien) pituudet vaihtelivat välillä 50 m - 100 m.. Magneettikenttää mitattiin Metronixin induktiokeloilla. Muutamaa luotauspistettä lukuun ottamatta kaikissa MT-FIRE pisteissä mitattiin myös magneettikentän vertikaalikomponentti. Mittauksia tehtiin samanaikaisesti kahdella laitteistolla, joiden etäisyys pyrittiin pitämään suurempana kuin 10 kilometriä, jotta aikasarja-aineiston prosessoinnissa käytettävälle referenssi-tekniikalle saatiin mittauspisteestä riittävän kaukana oleva vertailusignaali. Käytännössä mittauspisteparin aineistot toimivat toinen toistensa referenssiaineistoina. Tarkan ajastuksen vuoksi laitteissa käytetään jatkuvasti aikaa monitoroivaa GPS-kelloa.

Kussakin luotauspisteessä rekisteröitiin sähkö- ja magneettikenttää 20Hz, 1000Hz ja 3000Hz näytteenottotaajuuksilla. Ajallisesti mittaukset kestivät kussakin pisteessä vähintään 10 tuntia, pisimmillään muutaman vuorokauden. Näin saatiin siirtofunktioiden periodialueeksi 1/300 s – 1000 s, joka vastaa tutkimussyvyyksiä vajaan kilometrin syvyydeltä muutamiin kymmeniin kilometreihin sähköä paremmin johtavan kuoren alueella ja jopa 150-200 km:n syvyyteen eristävillä alueilla (itään Kainuun liuskejaksosta). Kuvassa 2 esitetään profiilin c näennäisen ominaisvastuksen (ylin) ja impedanssin vaiheen determinantin näennäisleikkaukset (keskellä) sekä vaihedatan kattavuus profiililla (alin). MT-FIRE datan lisäksi näennäisleikkauksissa käytetään GGT-SVEKA luotausten aineistoa. Etenkin alimmasta kuvasta käy ilmi tiheän profiilin ja laajan taajuuskäytön tärkeys kuoren sähköisissä tutkimuksissa.

4. AINEISTON PROSESSOINTI JA INVERSIO

Aikasarja-aineiston prosessoinnissa käytettiin Uppsalan yliopistossa kehitettyä ohjelmaa (Smirnov, 2003), joka käyttää robustia statistiikkaa häiriöiden vaikutuksen minimoimiseksi. Prosessoinnissa käytettiin aina remote reference (rr) –tekniikkaa mikäli referenssiaineistoa oli saatavilla. Eri näytteenottotaajuuksilla rekisteröidyt aikasarjat prosessoitiin kukin useammalla eri FFT-ikkunanpituudella. Kaikkiaan yhdeltä pisteeltä saatettiin saada useampia kymmeniä siirtofunktion estimaatteja, jotka etenkin keskiperiodeilla olivat hyvin yhteneväisiä. Aivan pisimpien ja lyhimpien periodien kohdalla syntyi hajontaa. Lopullisiin siirtofunktioihin päädyttiin keskiarvoistamalla nämä estimaatit. Yleisesti siirtofunktiot, sekä magnetotelluurinen impedanssitensori että tipper, voitiin määrittää kullekin luotauspisteelle välille 1/300 s – 1000 s.

Datan inversiossa käytettiin kaksiulotteista inversio-ohjelmaa (Siripunvaraporn ja Egbert, 2000). Dimensionaalisuusanalyysin tai induktiovektoreiden perusteella ei voitu todeta alueen olevan kaksiulotteinen, mutta koska toistaiseksi käytössä ei ole tarpeeksi tehokkaita työkaluja kolmiulotteiseen inversioon pyritään 2D-approksimaation avulla hakemaan aloitusmallia kolmiulotteista suoraa mallinnusta varten. Edelleen koska geosähköistä kulkua ei pystytty



Kuva2. MT-FIRE ja GGT-SVEKA aineiston pohjalta konstruoidut näennäisleikkaukset: näennäisen ominaisvastuksen determinantti (yllä), impedanssin vaiheen determinantti (keskellä) ja datan kattavuus profiililla.

tarkalleen määräämään mittausprofiileilla, käytettiin inversiossa tensorin kierron suhteen invarianttia impedanssitensorin determinanttia (Pedersen & Engels, 2005) sekä tipperiä.

5. TULOKSIA

2D inversiomalleissa päästään kohtuullisen hyvään sovitukseen determinantin sekä paikoittain determinantin ja tipperin yhteistulkinnan osalta ja saadaan selvästi ratkaistua johteiden yläpinta eli niiden syvyys ja geometria. Sen sijaan johdekerroksien paksuutta ei voida yksikäsitteisesti määrittää eikä aineisto pisimpiäkään periodeja (1000 s) käytettäessä riitä välttämättä kaikkialla johteiden läpäisyyn.

FIRE-1 profiilin alueella sekä Kainuun liuskejakso että Savon liuskejakso nähdään selkeinä sähköä hyvin johtavina muodostumina. Kuoren mittakaavassa sähköisesti merkittävä muutos tapahtuu Kainuun liuskejakson itäreunan ja liuskejakson etelään kuvitellun jatkeen tienoilla – länsipuolelle jää kuori johteineen, kun taas itäpuolinen kuori on sähköisesti hyvin eristävä. Länsipuolella Iisalmen lohko erottuu kuitenkin yläosistaan selvänä eristeenä kun taas syvemmällä, noin 20 – 30 kilometrin syvyydessä, havaitaan hyvin sähköä johtava kerros. Tämä viittaa siihen, että arkeeinen Iisalmen lohko on noin 20-30 km paksu yksikkö kun taas sen alapuolella on johtavampaa proterotsooista materiaalia.

LÄHTEET

Adam, A., P. Kaikkonen, S.-E. Hjelt, K. Pajunpää, L. Szarka, ja A. Wallner, A., 1982. Magnetotelluric and audiomagnetotelluric measurements in Finland, *Tectonophysics*, 90, 77-90.

FIRE WG, 2002. FIRE profiilien CMP-koordinaatit. [http://www.seismo.helsinki.fi/fire/]

Kaikkonen, P. ja K. Pajunpää, 1984. Audiomagnetotelluric measurements across the Lake Ladoga - Bothnian Bay Zone in Central Finland, *Geophys. J. R. Astron. Soc*., 78, 439 - 452.

Koistinen, T., Stephens, M.B., Bogatchev, V., Nordgulen, O., Wennerström, M. &Korhonen, J. 2001. Geological map of the Fennoscandian Shield, scale 1:2 000 000. *Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden and the North-West Department of Natural Resources of Russia*.

Korja, T. ja Koivukoski, K., 1994. Crustal conductors of the SVEKA Profile in the Early Proterozoic Fennoscandian (Baltic) Shield, Finland, *Geophys. J. Int.,* 116, 173-197.

Lahti, I., Korja, T., Pedersen, L. B. ja the BEAR Working Group 2002. Lithospheric conductivity along GGT/SVEKA Transect: implications form the 2-D inversion of magnetotelluric data. Pp. 75 - 78 in Lahtinen, R. et al (eds), 2002. Lithosphere 2002, Second Symposium on the Structure, Composition and Evolution of the Lithosphere in Finland. *Institute of Seismology, University of Helsinki, Report* S- 42.

Pedersen, L. ja Engels, M., 2005. Routine 2D inversion of magnetotelluric data using the determinant of the impedance tensor. Geophysics, 70, 33-41.

Siripunvaraporn W. ja Egbert G., 2000. An efficient data-subspace inversion method for 2-D magnetotelluric data. Geophysics, 65(3), 791-803.

Smirnov, M., 2003. Magnetotelluric data processing with a robust statistical procedure having a high breakdown point. Geophys. J. Int., 152, 1-7.

Geofysiikka maa- ja kallioperätutkimuksissa – sovelluksia maankuoren suurrakenteista ympäristönsuojeluun

H. Vanhala

Geologian tutkimuskeskus (GTK), heikki.vanhala@gtk.fi

Abstract

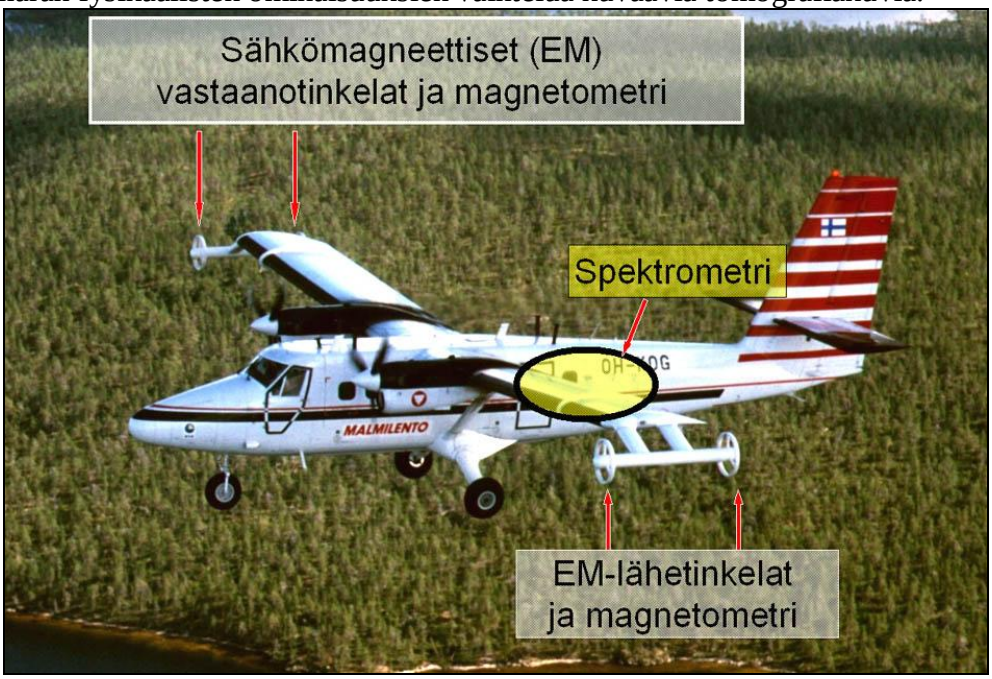
This paper discusses near surface geophysics in general and gives an example where it has been applied for characterizing a sulphide clay area near city Seinäjoki, Western Finland. The goal of this example, or a case study, is to demonstrate the usefulness of modern airborne and ground geophysical techniques for detailed 3D mapping and modelling of shallow structures. The Seinäjoki study area, having a size of size of 8 x12 km^2, was mapped using the airborne geophysical system of the Geological Survey of Finland (GTK). Ground electromagnetic, gravity and seismic measurements were also made, as well as sampling for laboratory studies.

1. JOHDANTO

Suuri yleisö liittää kivikehän geofysiikan usein pääasiassa suurten luonnonilmiöiden, kuten maanjäristysten ja tulivuorenpurkausten, havainnointiin ja ennustamiseen. Meitä lähempänä olevaa ja jokapäiväiseen elämäämme enemmän tai vähemmän vaikuttavaa geofysiikkaa tunnetaan sen sijaan huonommin. Energiavarojen ja raaka-aineiden etsintä ja kartoitus perustuvat paljolti nimenomaan geofysikaalisiin mittaus- ja luotaustekniikoihin; seismisiin, sähkömagneettisiin, gravimetrisiin ja magneettisiin menetelmiin. Viime vuosien aikana geofysiikan käyttö on laajentunut hyvinkin lähelle kansalaisen jokapäiväistä elämää, kuten maankäytön suunnitteluun, rakentamiseen, ympäristön suojeluun ja pohjaveden etsintään ja pohjavesialueiden kartoittamiseen. Geofysiikkaa käytetään laajasti maa- tai kallioperän ominaisuuksien ja rakenteen tutkimisessa, riippumatta siitä ovatko tutkittavat rakenteet luonnollisia, geologisissa prosesseissa syntyneitä, vai ihmisen aikaansaamia. Tämän kirjoituksen painopiste on geofysiikan menetelmissä, joilla tutkitaan maapeitteen ja kallioperän ylimmän kerroksen ominaisuuksia muutaman kymmenen tai sadan metrin syvyyteen. Tavoitteena on antaa kuva sovelletun geofysiikan tarjoamista mahdollisuuksista yhden esimerkkitapauksen, Seinäjoen-Ilmajoen savikko-alueen, tutkimusten valossa. Pohjanlahden rannikko-alueilla on laaja-alaisia ja paksuja sulfidi-pitoisia savikoita, jotka syntyivät Jääkauden jälkeen Itämeren Litorina-vaiheen aikana 9500-3500 vuotta sitten. Sulfidisaven sulfidien hapettuminen sulfaatiksi happamoittaa maaperää ja vesistöjä aiheuttaen moninaisia ongelmia maataloudelle, erilaisille teknisille rakenteille ja ympäristölle. Tässä paperissa esitellään aluksi suppeasti sovelletun geofysiikan menetelmiä ja lopuksi tarkemmin edellä mainitun sulfidi-alueen tutkimuksia.

1. SOVELLETUN GEOFYSIIKAN MENETELMISTÄ

Sovelletulla geofysiikalla (applied geophysics) tarkoitetaan tässä sitä geofysiikan osaa jota käytetään maaperän ja kallioperän ominaisuuksien tutkimiseen malminetsinnän, raaka-ainetutkimuksen ja ympäristö-pohjevesitutkimuksen tarpeisiin. Mitattavat fysikaaliset suureet ovat maankamaran magneettiset ominaiuudet (magneettiset menetelmät), sähkönjohtokyky (sähköiset ja sähkömagneettiset menetelmät), tiheys (painovoimamenetelmät), täryaallon nopeus (seismiset menetelmät) ja luonnon gammasäteily (radiometriset menetelmät). Mittauksia tehdään Suomessa lentokoneesta (kuva 1), maanpinnalta ja kairarei'istä. Mitattavat fysikaaliset suuret ja suureista lasketut johdannaissuureet esitetään tasokarttoina tai mittaustuloksista tuotetaan 2-dimensionaalisia leikkauskuvia ja 3-dimensionaalisia maankamaran fysikaalisten ominaisuuksien vaihtelua kuvaavia tomografiakuvia.

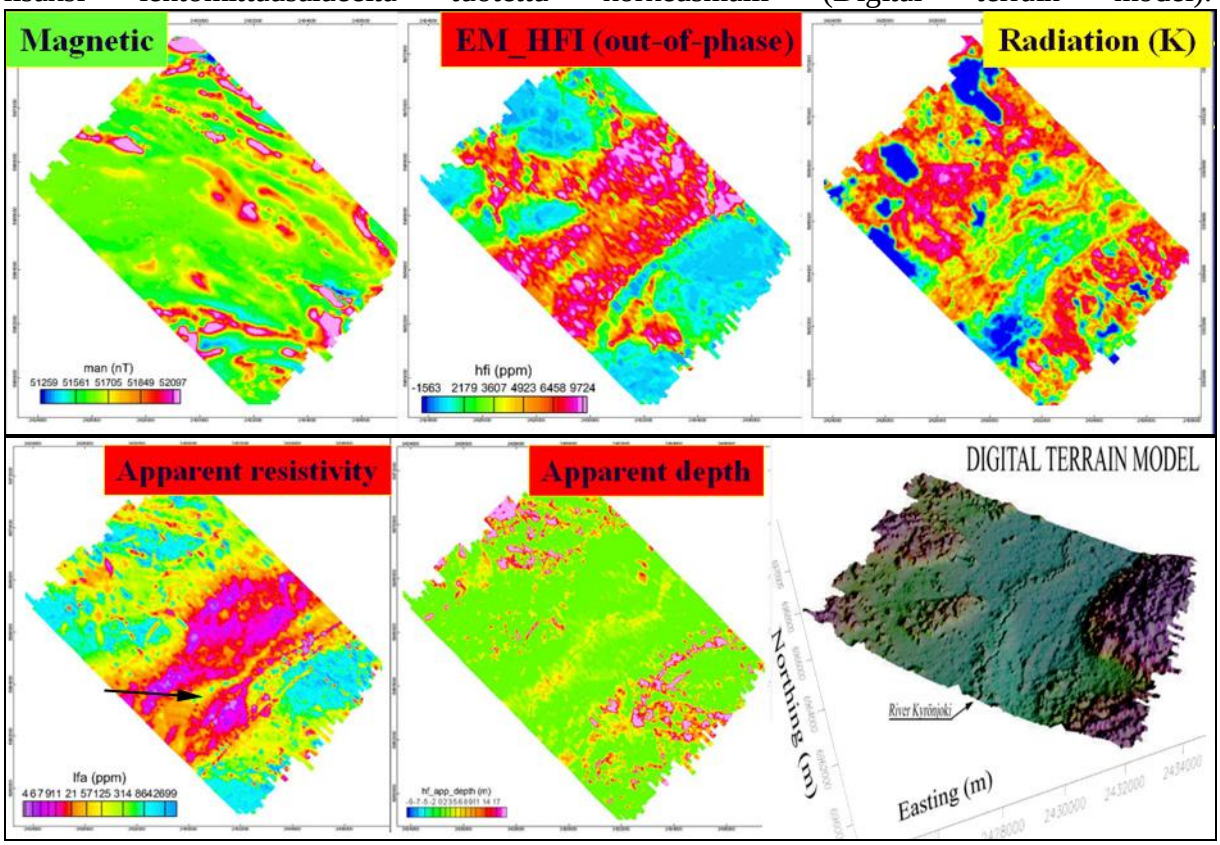


Kuva 1. Geologian tutkimuskeskuksen aerogeofysikaalinen mittausjärjestelmä - Sähkönjohtavuutta mittaavat EM-kelat on kiinnitetty siiven kärkiin (Poikonen ja muut, 1998). Myös magnetometrit ovat siivenkärjissä. Luonnon gammasäteilyä mittaava spektrometri koneen sisällä.

2. KORKEAN RESOLUUTION LENTOGEOFYSIIKAN AINEISTO

Suomessa on maailman kattavin korkean resoluution lentogeofysikaalinen aineisto. Lähes koko Suomesta (95 prosenttisesti) on saatavilla 200 metrin linjavälillä ja 30 metrin lentokorkeudella mitattu magneettinen, sähkönjohtavuus ja radiometrinen aineisto. Lentogeofysiikan aineisto toimii Suomessa perusmateriaalina kaikissa merkittävissä alueellisissa ja kohteellisissa geologisissa hankkeissa raaka-ainekartoituksista ympäristögeologisiin tutkimuksiin. Kuvassa 2 on esimerkki GTK:n nykyisen lentosysteemin tuottamista kartta-aineistoista. Magneettinen kartta kuvaa kallioperän rakenteita, sähkönjohtavuuskartat (apparent resistivity, EM_HFI) sekä kallioperän että maaperän ominaisuuksia. Kuvassa 2 Seinäjoen alueen sulfidisavikot erottuvat hyvin sähköä johtavina (punaiset ja violetit sävyt). Näennäinen syvyys (apparent depth) kuvaa sähköä johtavan kerroksen yläpinnan syvyyttä. Säteilykartassa (radiation, K) kuvataan radioaktiivisen

kaliumin synnyttämää gammasäteilyä. Kaliumin lisäksi tuotetaan automaattisesti uraani ja thorium pitoisuuksia ja kokonaissäteilyä kuvaavat kartat. Gammasäteily absorboituu tehokkaasti veteen, joten säteilykartoissa vesistöt ja kosteikot erottuvat heikosti säteilevinä kohteina (kuva 2). Graniittiset kallioalueet ja lannoitetut pellot erottuvat kalium-komponentti kartassa tyypillisesti anomaalisina, ympäristöään voimkkaammin säteilevinä. Veden säteilyä absorboivaa vaikutusta voidaan hyödyntää mm. määritettäessä lumen vesiarvoa tai suon turvekerroksen paksuutta. Kuvassa 2 on magneettisen, sähkönjohtavuus ja säteilykartan lisäksi lentomittausalueelta tuotettu korkeusmalli (Digital terrain model).

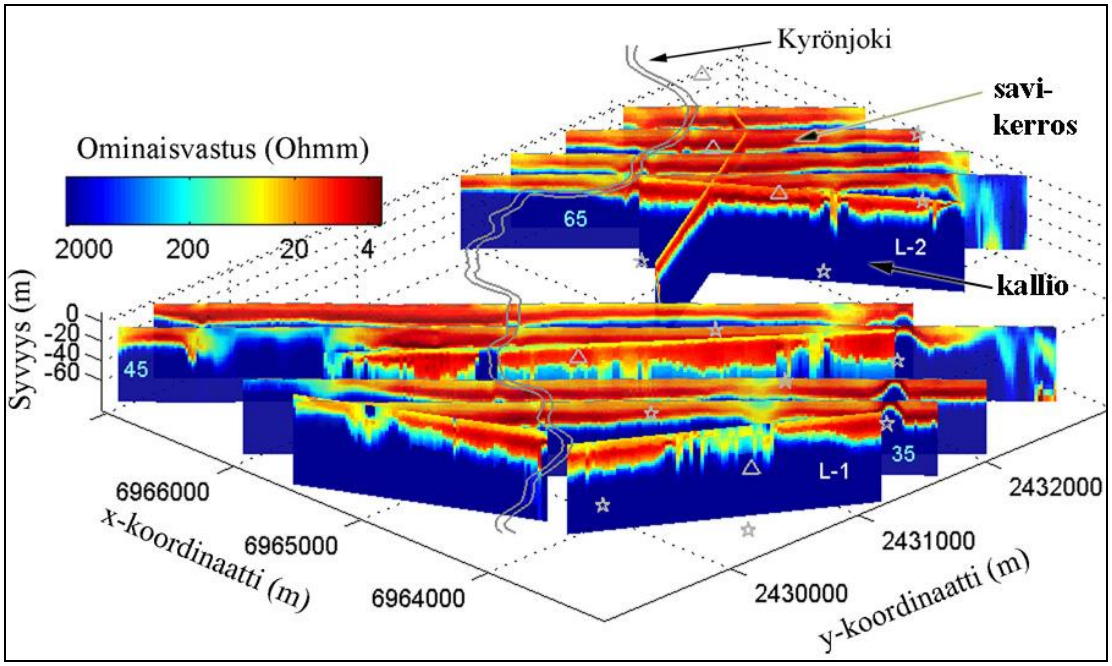


Kuva 2. Kuvan 1 aerogeofysiikan mittausjärjestelmän tuottamia karttoja; magnettinen, sähkönjohtavuus (EM_HFI ja apparent resistivity), säteily (Radiation, K), sähköisen johteen näennäinen syvyys, korkeusmalli (Digital terrain model). 12x8 km^2, Ilmajoen Seinäjoen seutu, 200 metrin linjaväli, 35 metrin lentokorkeus.

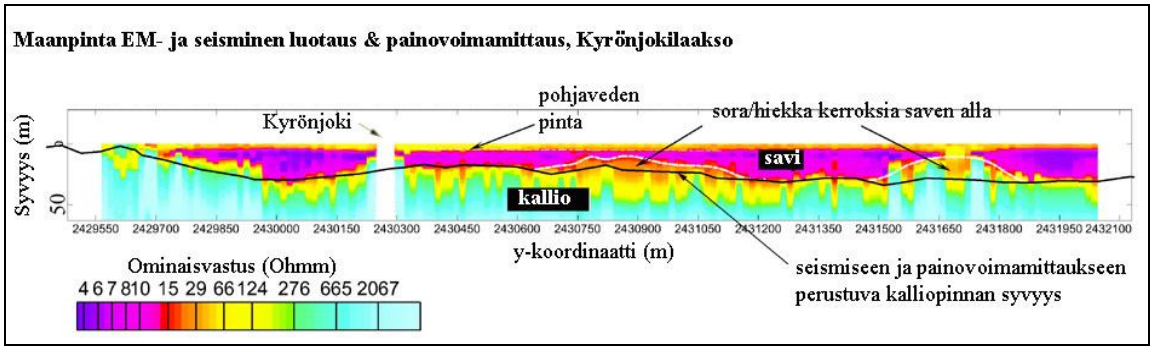
3. SEINÄJOEN-ILMAJOEN SAVIKKOALUE JA PIILOHARJU

Geofysiikan tavoitteena on tuottaa sekä alueellisesti kattava että tarkka kuva maankaran rakenteista ja ominaisuuksista. Tarkka rakennemalli edellyttää aina kairauksia, joilla malli ”kalibroidaan”. Kuvassa 2 kartoituksen kohteena on ollut savikkoalue Seinäjoen länsipuolelta. Länsirannikon savikot ovat tyypillisesti ns. sulfidisavikoita, mikä tarkoittaa että saven sulfidi- ja raskasmetallipitoisuus on korkea (Åström, 1996). Siellä missä luonnollisen maannousun, ojituksen tai muusta syystä johtuvan pohjaveden pinnan laskun seurauksena savikerrosten pintaosat joutuvat vuorovaikutukseen ilman kanssa, sulfidi hapettuu sulfaatiksi ja syntyy happamia alunamaita. Pelto- ja metsämaiden ja edelleen puro- ja jokivesien happamoituminen ja liuenneet raskasmetallit aiheuttavat merkittäviä ongelmia mm. maataloudelle, rakentamiselle ja kalataloudelle. Geofysiikka on osoittautunut erittäin tehokkaaksi keinoksi ongelmallisten savikoiden kartoittamisessa.

Sulfidisaven sähkönjohtavuus poikkeaa muista maalajeista ja tavallisista savista niin että savikkoalueet pystytään rajaamaan lentosähköisiltä kartoilta (Kuva 2). samala saadaan kuva myös savikerrosten paksuudesta (Peltoniemi, 1982, Puranen et al., 1999a, 1999b). Tämän tutkimuksen tavoitteena oli tuottaa malli, josta ilmenee savikerrosten tarkat paksuudet, pohjaveden pinnan syvyys, saven ominaisuuksien alueellinen vaihtelu, mahdolliset savenalaiset hiekka/sora- ja pohjavesivarat ja kallioperän rakenteet. Tarkka malli edellyttää lentodatan lisäksi myös kairauksia ja monipuolista geofysiikan menetelmien käyttöä jayhteistulkintaa. Kuvan 2 alueella tehtiin lentomittauksen lisäksi painovoima, ja seismisiä mittauksia, maanpinta-sähkönjohtavuusmittauksia ja joitain referenssikairauksia ja näytteenottoa.



Kuva 3. 3D sähkönjohtavuusjakauma, Seinäjoen-Ilmajoen seutu. Lento-EM- ja maasto-EM-data. Savikerrokset erottuvat punaisina (pieni ominaisvastus), kallio sinisenä.

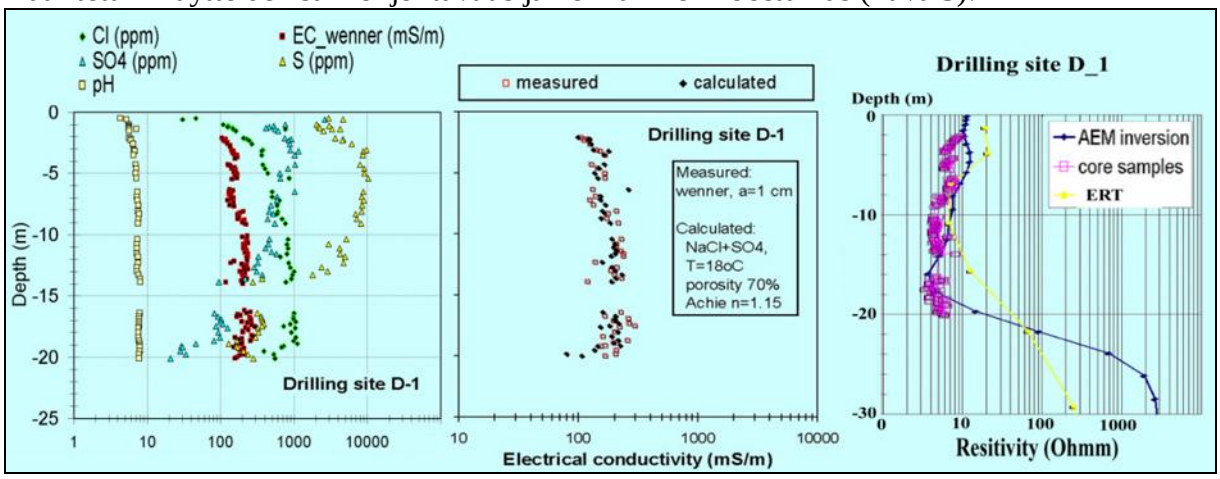


Kuva 4. Leikkauskuva Seinäjoen-Ilmajoen alueelta, sähkönjohtavuuden vaihtelu on esitetty värisävyillä, kalliopinnan syvyys perustuu painovoima- ja seismiseen mittaukseen (ks myös kuva 4).

GTK:n 2-taajuus lento-EM-data mahdollistaa sähkönjohtavuusjakauman määrittämisen myös syvyyssuunnassa. Kuvassa 3 on esimerkki sähkömagneettisen (lento- ja maasto-EM-linjoja) mittauksen tulkinnasta Seinäjoen alueelta (Suppala et al., 2005). Hyvin sähköä johtavan

savikon paksuus on suurimmillaan 25-30 metriä. Kuvassa 4 on leikkaus samalta alueelta. Savikon paksuus, kalliopinta, pohjaveden pinta ja saven alaiset sora/hiekka-kerrostumat erottuvat selvästi. Kuvan 4 oikeassa laidassa oleva sora/hiekka-kerrostuma on savenalainen ”piiloharju” (Lintinen et al., 2003), joka näkyy myös kuvan 2 ”apparent resistivity” kartassa pitkänomaisena kartta-alueen läpi ulottuvana kohonneen ominaisvastuksen (kelta-vihreät sävyt) piirteenä (musta nuoli).

Kuvissa 3 ja 4 esitetyillä menetelmillä saadaan kartoitettua savikkoalueen keskeiset rakenne-elementit. Saadaanko savikon ominaisuuksista muuta tietoa kuin edellä mainituissa kuvissa esiintyvät piirteet, riippuu tilanteesta. Seinäjoen alueelta otettiin kairausnäytesarjoja, joista määritettiin näytteiden sähkönjohtavuus ja kemiallinen koostumus (kuva 5).



Kuva 5. Seinäjoen-Ilmajoen tutkimusalue, kairauspisteen D-1 näytteiden kloridi- (Cl), Sulfaatti- (SO4), rikki- (S) pitoisuus, pH ja sähkönjohtavuus (vasen kuva), näytteistä mitattu ja kemiallisista analyysituloksista laskettu sähkönjohtavuus (keskellä) ja lentodatasta lasketun sähkönjohtavuuden vertaaminen näytetuloksiin ja maanpintamittaukseen.

Sähkönjohtavuuden ja kemian tulosten vertailu osoitti että, savikon suolaisuus (NaCl) ja sulfaatti-pitoisuus selittävät merkitsevän hyvin sähkönjohtavuuden vaihtelun pohjaveden pinnan alapuolisissa kerroksissa. Edelleen, vertailu näytteestä mitattujen sähkönjohtavuusarvojen ja lento- ja maanpintageofysiikan tulosten välillä osoitti että geofysiikan keinoin määritetty sähkönjohtavuusjakauma on hyvin lähellä todellista sähkönjohtavuuden vaihtelua (Suppala et. al., 2003, Vanhala, et al., 2004). Koska geofysiikan keinoin mitattava maan kemiallisia ominaisuuksia kuvaava suure, sähkönjohtavuus, määräytyy pitkälti kloridin ja sulfaatin yhteispitoisuudesta, ei suoraan saada tietoa varsinaisesta ongelmasta, rikkipitoisuudesta. Lisäksi kuvasta 5 näkyy että vain osa rikistä esiintyy sulfaattina, suurimman osan ollessa sulfidina. Jos voidaan oletettaa että tietyllä alueella sedimentaatio-olosuhteet ovat olleet yhteneväiset, ja että alkuaineiden ja ionien ja sähkönjohtavuuden väliset riippuvuudet samankaltaisia, voidaan lento- ja maanpinta-EM-mittausten perusteella laskea ennusteita rikki- ja sulfaattipitoisuudelle.

4. LOPUKSI

Mittaus-, laskenta ja tulkintatekniikoiden kehittyminen on tehnyt mahdolliseksi aitojen 3-dimensionaalisten tomografia-kuvien ja mallien tuottamisen myös geofysiikassa. Tässä kirjoituksessa on tarkasteltu yhden maastoesimerkin ja muutaman menetelmän valossa geofysiikan käyttöä maaperän ominaisuuksien ja rakenteen tutkimiseen. Sama toimintamalli –

alueellisen, kohteellisen ja pistemäisen tiedon yhdistäminen niin että lopputuotteena saadaan kohteen rakennetta ja ominaisuuksia mahdollisimman hyvin kuvaava malli – on osoittautunut esimerkkialueen lisäksi hedelmälliseksi hyvin monissa tutkimustilanteissa.

5. LÄHTEET

Lintinen, P., Suppala, I., Vanhala, H. and Eklund, M. 2003. Survey of a buried ice-marginal deposit by airborne EM measurements - a case from Kyrönjoki valley plain in southern Ostrobothnia, Finland. *In: Autio, S. (ed.) Geological Survey of Finland, Current Research 2001-2002. Geological Survey of Finland. Special Paper* 36, 67-75

Peltoniemi, M., 1982. Characteristics and results of an airborne electromagnetic method of geophysical surveying: *Geological Survey of Finland Bulletin* 321, Espoo, 229 p.

Poikonen, A., Sulkanen, K., Oksama, M., and Suppala, I., 1998. Novel dual frequency fixed wing airborne EM system of Geological Survey of Finland (GTK): *Exploration Geophysics* 29 (1-2), 46-51.

Puranen, R., Sahala, L.,Säävuori, H., and Suppala, I., 1999a. Airborne electromagnetic surveys of clay areas in Finland. *In: Autio, S. (ed.), Geological Survey of Finland, Current Research,1997-1998. Geological Survey of Finland, Special Paper* 27, 159-171.

Puranen, R., Säävuori, H., Sahala, L., Suppala, I., Mäkilä, M., and Lerssi, J., 1999b. Airborne electromagnetic mapping of surficial deposits in Finland. *First Break* 17 (5), 145-154.

Suppala, I., Vanhala, H. and Lintinen, P. 2003. Comparison between ground and airborne EM data in mapping acid sulphate soils and sulphide bearing clays in the river Kyrönjoki valley, Western Finland. *In: 9th EEGS Meeting, Prague, Czech Republic, August 31st - September 4th 2003: proceedings. Prague: Czech Association of the Applied Geophysicists,* 4 p.

Suppala, I., Lintinen, P. and Vanhala, H, 2005. Geophysical characterizing of sulphide rich fine-grained sediments in Seinäjoki area, Western Finland. *To be publishd in : Autio, S. (ed.) Geological Survey of Finland, Current Research 2003-2004. Geological Survey of Finland. Special Paper.*

Vanhala, H., Suppala, I., Lintinen, P. 2004. Integrated geophysical study of acid sulphate soil area near Seinäjoki, southern Finland *[Electronic resource]. In: Sharing the Earth: EAGE 66th Conference & Exhibition, Paris, France, 7-10 June 2004E: extended abstracts. Houten: EAGE,* 4 p.. Optical disc (CD-ROM)

Åström, M., 1996. Geochmistry, chemical reactivity and extent of leaching of sulphide-bearing fine-grained sediments in southern Ostrobotnia, Western Finland. *Åbo Akademi University*. 44 p. (dissertation).

An Analysis of the Results of the Repeated Gravity Measurements carried out on the Profile Põltsamaa-Lelle in Estonia and Groundwater as one of the Disturbing Factors

M.Vilipuu[1], T.Oja[1,2], H.Sildvee , J. Paesalu[1]

[1] Institute of Physics, Tallinn University of Technology, marekv@staff.ttu.ee,
[2] Estonian Land Board, Tallinn, Estonia, tonis@maaamet.ee

ABSTRACT

The current communication presents the results of an analysis of the repeated gravity measurements performed on the profile Põltsamaa-Lelle in Estonia. The aim of the analysis was to investigate the observed temporal variation of gravity on the profile. The initial data were the repeated gravity measurements carried out from 1970 to 2004 altogether twenty campaigns. The last survey took place from 14 June to 15 June 2004. Also the changes of groundwater level giving rise to corresponding gravity changes were studied.

INTRODUCTION

In 1970, an approximately 72 km long high precision gravity profile with eight stations was established between Lelle village and Põltsamaa town (see the figure 1) [7].
The aim of that profile was to find correlation between gravity changes and vertical crustal movements.
Põltsamaa-Lelle profile crosses the region of the greatest gradient of the recent crustal movements in Estonia where the highest observed uplift is near 1 mm/yr per 20 km. Also the profile intersects the west-east oriented deep-seated basement faults [9]. The profile Põltsamaa-Lelle is nowadays a part of the national gravity and height network.

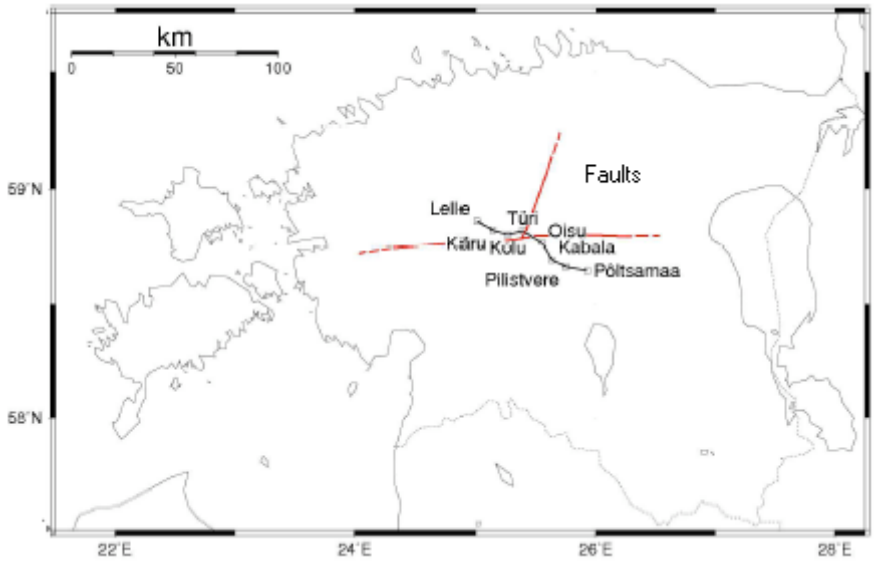


Fig.1. The profile Põltsamaa-Lelle in Estonia and the crustal faults

MEASUREMENTS

Fifteen gravity campaigns were performed on the profile during the years of 1970 and 1989 with Soviet geodetic gravimeters GAG-2. The measurement accuracy of the gravimeter was estimated as ± 30 μGal by mean square errors [5].
GAG-2 is an aztatized quartz spring gravimeter with doubled heating control. Its working principle is based on the inclination of horizontal quartz pendulum. Its scale factor is constantly 1 therefore it does not need frequent calibration [5]. High drift rate (~ 2 mGal/day) and heavy weight (25 kg) are some of the disadvantages of the instrument.
Since 1998 up to now, the profile has been re-measured for five times with several LCR (LaCoste&Romberg) gravimeters with the accuracy of ± 10 μGal. In 2004 the full-automated Scintrex gravimeter was used as well.
Uniform and rigorous methodology has been followed during these campaigns. All the eight stations have been measured in sequence A-B-A-B-C-… Air pressure, temperature, instrument height etc. were recorded as well [3].

DATA ANALYSIS

The data of gravity measurements from 1970-1989 were found in tables of an unpublished report (H. Sildvee), from where the data were checked, corrected and digitalized. According to the sequence A-B-A-B-C-… each difference between two points was two times observed and as a result the average value for each difference was found.
Thus the drift was eliminated using the second time measurement on the same station.
After the preliminary measurement data (2001-2004) were converted into the gravity unit mGal several corrections of the readings were done by the program GRREDU2 [3]:

1) Tidal correction applying Tamura (1987) tidal potential development and local parameters (gravity factor, phase lag) interpolated from global grid
2) Atmospheric correction using local air pressure and a single coefficient –0.3 μGal/hPa
3) Free air correction (-0.31 μGal/mm)
4) Correction for polar motion (δ = 1.16).

By the newer measurement the drift was eliminated by the program GRADJ2. Further analysis was done by the program Excel and the weighted linear regression was made by the program Origin. The root mean square error of the single measurement of the difference was computed using the formula:

$$\mu = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N} \delta_i^2}{N - n}}$$

where δ_i is the deviation of the measured difference from the mean difference, N is the number of the measurements of the differences and n is the number of differences.

RESULTS

On the basis of corrected readings the annual means of differences (Δg) of gravity on the stations relative to Põltsamaa station were computed. The annual mean differences were cast into the weighted linear regression, weighting them according to the average standard

deviation of every campaign, using the program Origin. The reciprocal of the square standard deviation served as the weight. The results are shown in the figure 2.

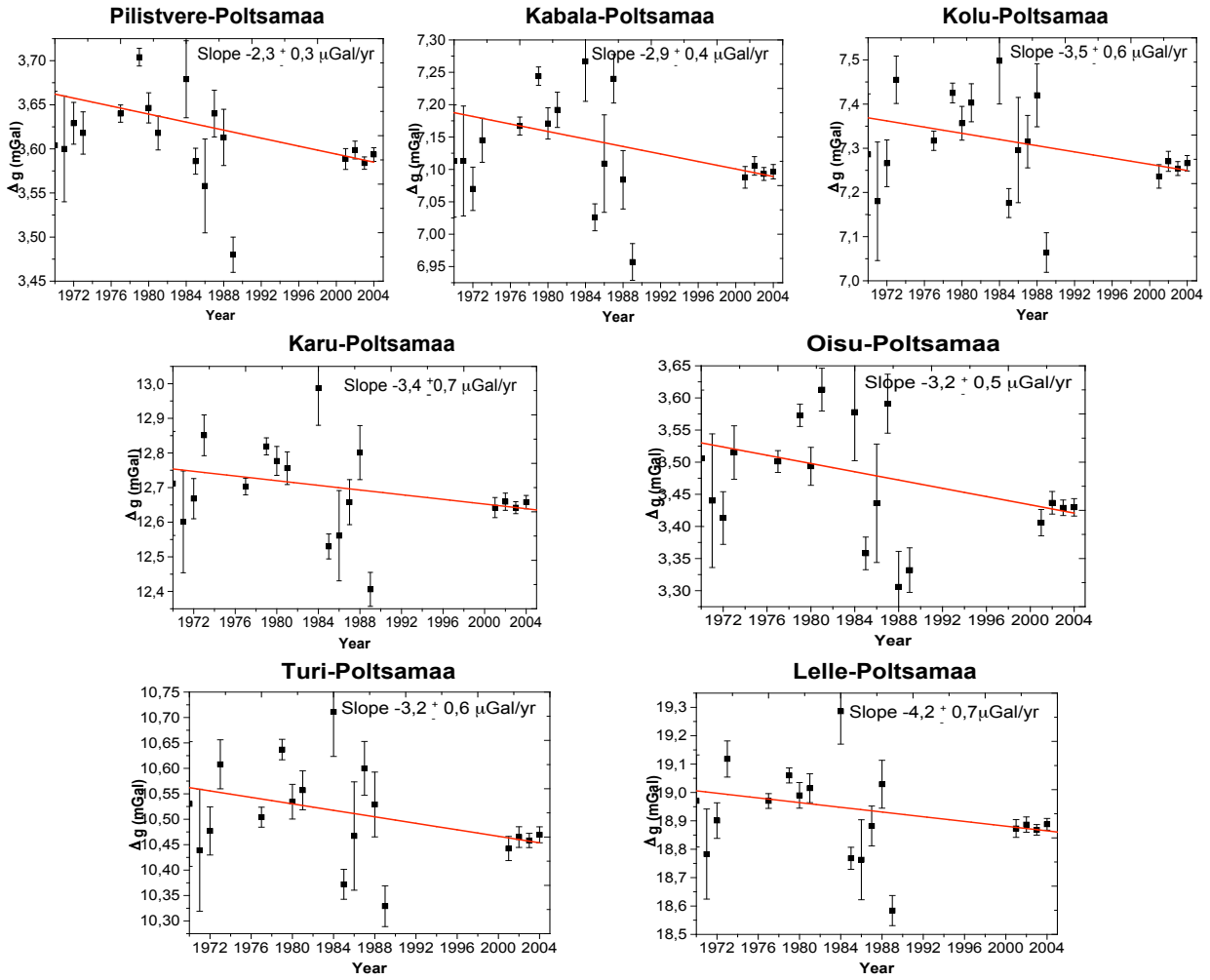


Fig. 2. Weighted least squares linear regression for observed gravity differences on the profile Põltsamaa-Lelle

Station	δg (μGal/yr)	st.dev. (μGal/yr)
Põltsamaa	0	±0,0
Pilistvere	-2,3	±0,3
Kabala	-2,9	±0,4
Oisu	-3,2	±0,5
Türi	-3,2	±0,6
Kolu	-3,5	±0,6
Käru	-3,4	±0,7
Lelle	-4,2	±0,7

Table 1. The data to graph on figure 3

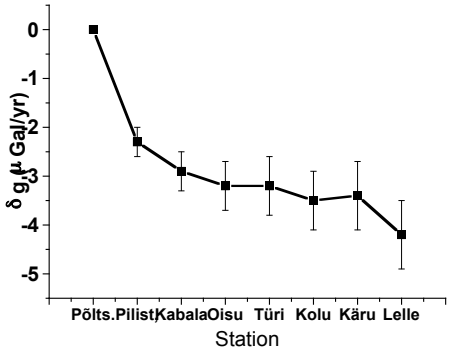


Fig. 3. Observed gravity change rates on the stations relative to Põltsamaa

Calculated slopes (the rate of the gravity change δg) with corresponding standard deviation are gathered in the table 1 and an illustrative graph is drawn in figure 3. All changes are relative to Põltsamaa, which is regarded as a fixed point in our study [10].
Next the observed changes of gravity and height (both per year) on the profile Põltsamaa-Lelle were compared. The height differences observed from 1936 to 1987 and the observed land uplift rates were taken from study of T. Kall [1]. Kall has calculated observed land uplift rates +0.23 mm/yr at Põltsamaa and +1.13 mm/yr at Lelle, which gives uplift rate 0.9 mm/yr relative to Põltsamaa. We obtained by our analysis an observed gravity change rate – 4.2 μGal/yr at Lelle relative to Põltsamaa. On figure 4 both height and gravity changes rates are shown relative to Põltsamaa station.

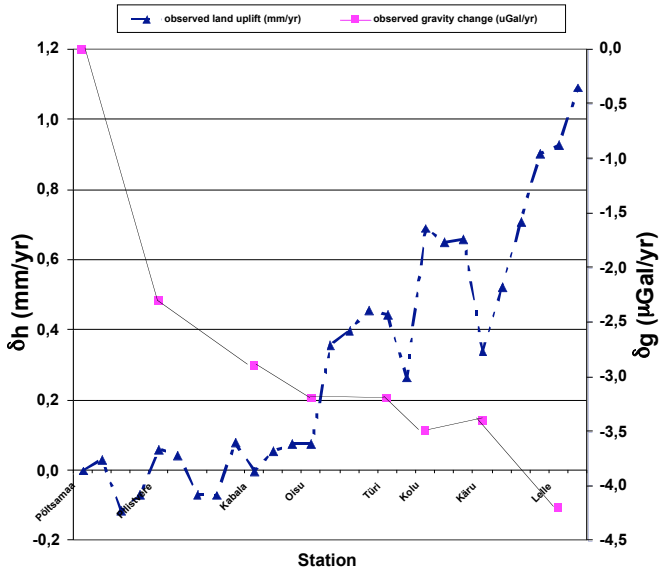


Fig. 4. Observed changes of gravity and height per year on the profile Põltsamaa-Lelle

GROUNDWATER EFFECT

Variation in subsurface water storage affects observed gravity in two ways. First, there is the direct gravitational attraction of the water masses. Second, the variation may change the elevation of the observation point [2].
Here the first one are considered because there can not be foreseen any subside of ground [6].
The gravity is mainly affected by the changes of subsurface water level in Quaternary aquifer, which are due to the seasonal and irregular changes of precipitation. Rest of the aquifers are annually saturated and their amount of water does not change so much [6].
According to the data from Geological Survey of Estonia we analyzed the water level changes solely in two artesian wells. The regular and long-time observations on these two wells gave the reason why other wells were neglected. Likewise other wells were situated in deeper groundwater aquifers. Unfortunately these wells were situated quite far from the gravimetric stations. Namely one well was 29 km afar from the Lelle gravimetric station and the other 22.9 km afar from Põltsamaa gravimetric station. The distance between two wells was 67.7 km.
However, the differences of water level changes in these two wells and observed gravity changes in Lelle relative to Põltsamaa were juxtaposed in certain date. These graphs are shown in figure 5.

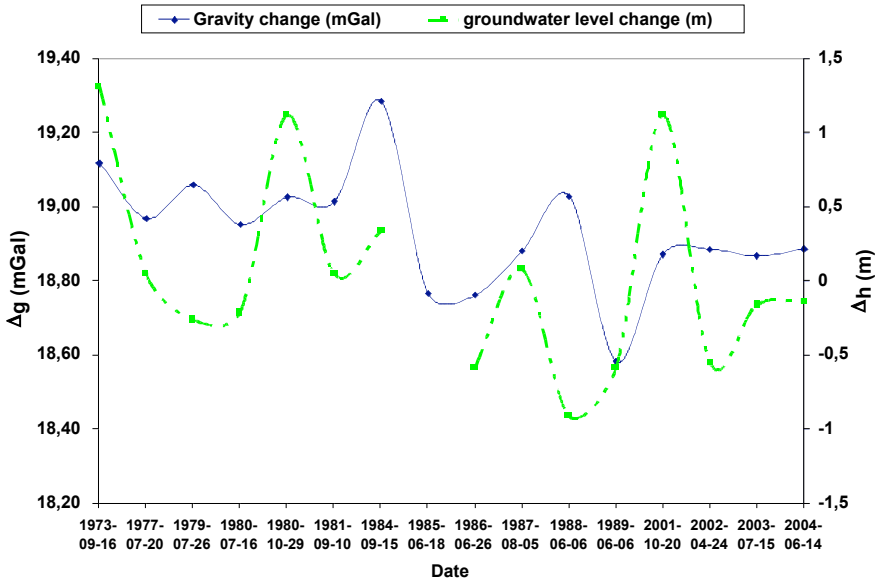


Fig. 5. The variation of observed gravity and water level changes in Lelle relative to Põltsamaa. (Notice the non-uniformity of x-axis)

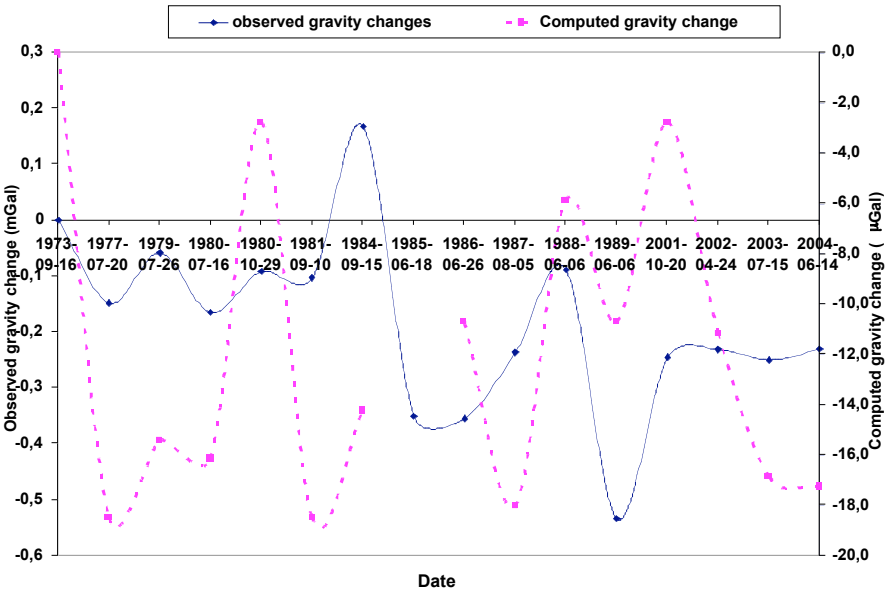


Fig. 6. Observed and computed gravity change in Lelle relative to Põltsamaa and relative to certain initial date (1973-09-06). (Notice the differences of y-axis scales and non-uniformity of x-axis)

The effect of a change in groundwater level can be calculated by the formula of Bouguer´plate [8]:

$$\delta G_W = 2\pi G \rho_W P \delta H$$

where G is gravitational constant ($G = 6.67259*10^{-11} \mathrm{m}^3\ \mathrm{kg}^{-1}\ \mathrm{s}^{-2}$), ρ_W is the mean density of water (1000 kg/m^3), P is porosity and δH is water level change.

According to the geological cross-section of the region of Põltsamaa-Lelle the porosity is 0.35 [4]. After calculating the corresponding Bouguer´ corrections the comparable graph of observed and computed gravity changes in Lelle relative to Põltsamaa and relative to the certain initial date are drawn in figure 6.

One can clearly see that there is almost no consistency between the observed and the computed gravity change. Also the correlation coefficient between the gravity changes and water level changes was computed, which value was 0.46. Apparently the observed gravity is more affected by other environmental and weather changes like soil moisture etc. But we

cannot unlearn the fact that the measurements of gravity and groundwater level changes were not performed at the same place. Distances between gravity points and wells were about 25 km.

CONCLUSION

On the basis of collected, systematized and checked data the results of twenty campaigns on the profile Põltsamaa-Lelle from 1970 to 2004 were compared. As a result of weighted least squares adjustment the observed gravity change rate in Lelle relative to Põltsamaa was –4.2 μGal/yr with corresponding standard deviation ± 0.7 μGal/yr. The observed gravity change trend is in rather good agreement with the recent crustal movements, but numerical values of observed gravity changes are too high for being caused only by the land uplift.
Using the simple model of Bouguer´plate the effect of groundwater level changes (1.17 m) on gravity was computed to be –17.2 μGal.
In the future the further studies and new gravity measurements on the profile Põltsamaa-Lelle should be continued to get more reliable estimations of possible gravity changes. This work could be successfully done with full-automated Scintrex gravimeter.
To precisely study the groundwater effect on gravity, the artesian wells should be established nearby the gravimetric stations.

REFERENCES

1. Kall, T. 1997. Maakoore vertikaalliikumiste määramine Lõuna-Eestis (Estimation of crustal uplift in the South of Estonia). Master's thesis (in Estonian), Estonian Agricultural University, Tartu, p. **127.**
2. Mäkinen, J., Tattari, S. 1989. The influence of variation in subsurface water storage on observed gravity. Proceedings of the XI International Symposium on Earth Tides, Helsinki, Finland, July 31 to August 5, 1989. E. Schweizerbart`sche Verlagsbuchhanlung, Stuttgart, in press pp. **457-471**
3. Oja, T., Vilipuu, M., Sildvee, H., Paesalu, J. 2004. Temporal variation of gravity along the line of Põltsamaa-Lelle, Estonia, Tallinn, Poster presented in European Geosciences Union, 1-st General Assembly, Nice, France, 25-30 April 2004
4. Pirrus, Enn. 2001. Eesti Geoloogia (Geology of Estonia) Department of Mining, Tallinn University of Technology, Tallinn (in Estonian), p. **72.**
5. Sildvee, H. 1998. Gravity measurement of Estonia. Reports of Finnish Geodetic Institute, 98:3, p. **7.**
6. Sõstra, Ü. 2004. Hüdrogeoloogia kursus (The course of hydrogeology) The lecture notes, Department of Mining, Tallinn University of Technology, Tallinn, (in Estonian)
7. Torim, A., Sildvee, H. 2002. Eesti geodünaamilised polügoonid (Estonian Geodynamic polygons). Journal "Geodeet" nr.26 (50) Tartu (in Estonian), pp.**14-18**.
8. Torge, W. 1989. Gravimetry. W.de Gryter, Berlin-New York, pp. **453**.
9. Vallner, L., Sildvee, H., Torim, A. 1988. Recent crustal movements in Estonia Journal of Geodynamics 9, pp. **215-223**
10. Vilipuu, M. 2004. Raskuskiirenduse kordusmõõtmiste tulemuste analüüs Põltsamaa-Lelle profiilil ja põhjavesi ühe häiriva tegurina (The Analysis of the results of the Repeated Gravity Measurements done on the Profile of Põltsamaa-Lelle and Groundwater as one of the Disturbing Factors). Master's thesis (in Estonian), Institute of Physics, Tallinn University of Technology, Tallinn, p. **99**

Gasum Now!
Reaaliaikaista avaruussääpalvelua

Ari Viljanen[1], **Antti Pulkkinen**[1,2] **ja Risto Pirjola**[1]

[1] Ilmatieteen laitos, Avaruusfysiikan tutkimus, PL 503, 00101 Helsinki
ari.viljanen@fmi.fi, risto.pirjola@fmi.fi
[2] NASA Goddard Space Flight Center, Code 612.2, Greenbelt MD 20771, USA
antti.pulkkinen@gsfc.nasa.gov

Abstract

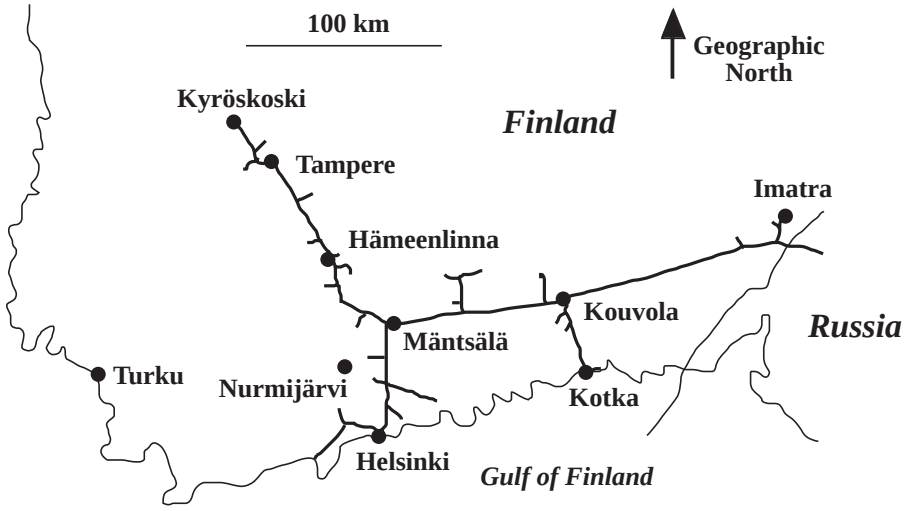
Theoretical modelling and recordings of geomagnetically induced currents (GIC) in electric power transmission systems and in buried pipeline networks are the flagship of space weather research at the Finnish Meteorological Institute (FMI). As a part of the Space Weather Applications Pilot Project of the European Space Agency, FMI has developed a nowcasting service for the Gasum company owning the Finnish natural gas pipeline system. The server provides a real-time view of the geomagnetic activity level and estimates of GIC. The electric field driving GIC is calculated using the measured geomagnetic field at the Nurmijärvi observatory and a layered earth conductivity model. Selection of the earth model has been validated with comparisons to measured GIC. With the known geometry and electromagnetic parameters of the pipeline system, GIC at any point can then be determined using a DC description of the network.

1. JOHDANTO

Avaruussään vaikutuksiin kuuluvat geomagneettisesti indusoituvat virrat (GIC, geomagnetically induced current), joita kulkee erilaisissa teknologisissa johdinjärjestelmissä. Ne johtuvat avaruuden sähkövirtojen nopeista ajallisista vaihteluista, joihin Faradayn induktiolain mukaan liittyy sähkökenttä. Parhaiten GIC-ilmiö tunnetaan korkeajänniteverkoissa, joissa se voi pahimmillaan aiheuttaa sähkökatkoksia, kuten Quebecissä Kanadassa maaliskuussa 1989 tai Malmön alueella Ruotsissa lokakuussa 2003 (Pulkkinen et al., 2005). Maakaasu- ja öljyputkissa GIC puolestaan häiritsee korroosionestojärjestelmiä. Ilmiön seuranta ja toimenpiteet haittojen vähentämiseksi kiinostavat siis sähköverkkoja ja kaasuputkistoja ylläpitäviä yhtiöitä.

Euroopan avaruusjärjestö käynnisti 2003 pilottiohjelman, jossa tutkimuslaitokset ovat kehittäneet teollisuuden kanssa yhteistyössä erilaisia avaruussään palvelutuotteita. Ilmatieteen laitos (IL) on johtanut kahta eri hanketta (Auroras Now! ja Gasum Now!). Edellinen on revontulien havainnointi- ja ennustuspalvelu ja jälkimmäinen tässä lähemmin esiteltävä GIC-palvelu Suomen maakaasuverkon omistavalle Gasum Oy:lle.

Suomen maakaasuputkistossa (kuva 1) GIC tunnettiin jo 1980-luvulla, josta lähtien IL ja Gasum ovat tutkineet ilmiötä yhdessä. Putkea pitkin kulkevaa virtaa on mitattu marraskuusta 1998



Kuva 1: Suomen maakaasuverkko. GIC:tä mitataan Mäntsälän kompressoriasemalla (Pulkkinen et al., 2001b). Nurmijärven geofysiikan observatorio sijaitsee noin 30 km päässä Mäntsälän mittauspisteestä.

alkaen Mäntsälässä (Pulkkinen et al., 2001b). Tähän tarvitaan kaksi magnetometriä, joista toinen on aivan putken yläpuolella ja toinen Nurmijärven observatoriossa. Mäntsälän laite havaitsee luonnollisen kentän vaihtelun lisäksi GIC:n aiheuttaman kentän. Nurmijärvellä havaitaan vain luonnonkentän vaihtelua. Olettamalla Maan kentän vaihtelu samaksi näillä kahdella varsin lähekkäisellä paikalla erotuksesta voidaan laskea GIC.

2. INDUSOITUVIEN VIRTOJEN MALLINNUS

GIC-laskenta jaetaan käytännössä kahteen osaan. Ensin määritetään magneettisiin vaihteluihin liittyvä sähkökenttä maanpinnalla. Sitten lasketaan tämän kentän aiheuttama virta johdinjärjestelmässä. Ensimmäinen vaihe on samanlainen sähköverkoille ja kaasuputkille, mutta toinen vaihe on erilainen. Sähköverkossa sovelletaan suoraviivaista tasavirtapiirin mallinnusta (Lehtinen & Pirjola, 1985), mutta maahan haudattuun putkeen tarvitaan monimutkaisempaa siirtojohtoanalogiaa (Pulkkinen et al., 2001a).

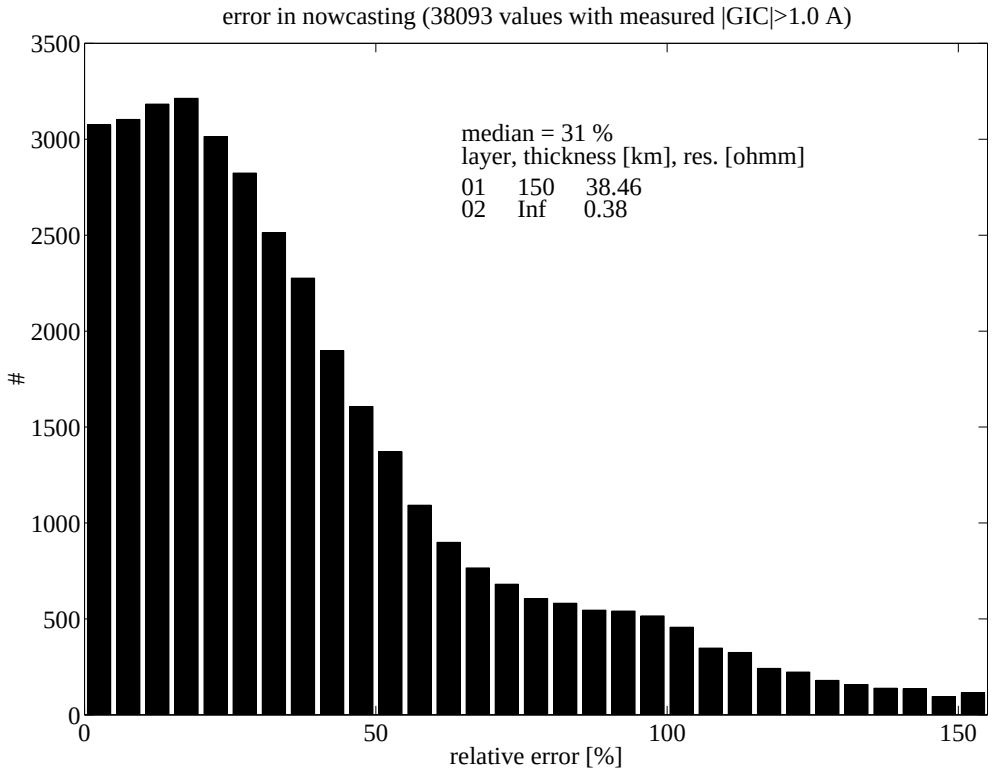
Sähkökentän mallinnuksen lähtökohtana ovat Nurmijärvellä mitattu magneettikenttä ja maalle oletettu kerrosmainen johtavuusmalli. Tällöin horisontaalinen sähkökenttä (E_x, E_y) ja magneettikenttä (B_x, B_y) liittyvät toisiinsa yhtälöillä

$$E_x(\omega) = Z(\omega)B_y(\omega)/\mu_0,\ E_y(\omega) = -Z(\omega)B_x(\omega)/\mu_0 \tag{1}$$

missä ω on kulmataajuus, μ_0 tyhjiön permeabiliteetti ja $Z(\omega)$ pintaimpedanssi, joka riippuu ainoastaan maan ominaisuuksista. Ajan funktiona sähkökenttä saadaan Fourier-käänteismuunnoksella. Tässä yksinkertaisessa mallissa sähkökentällä ei ole paikkariippuvuutta, jolloin GIC kussakin tarkastelupisteessä voidaan esittää muodossa

$$GIC(t) = aE_x(t) + bE_y(t) \tag{2}$$

Kertoimet a ja b riippuvat vain putken ominaisuuksista.



Kuva 2: Mallinnetun GIC:n virhejakauma Mäntsälässä aikavälillä marraskuu 1998 - joulukuu 2004. Aineistossa ovat mukana kaikki yhden minuutin mittausarvot, jotka ylittivät yhden ampeerin suuruuden.

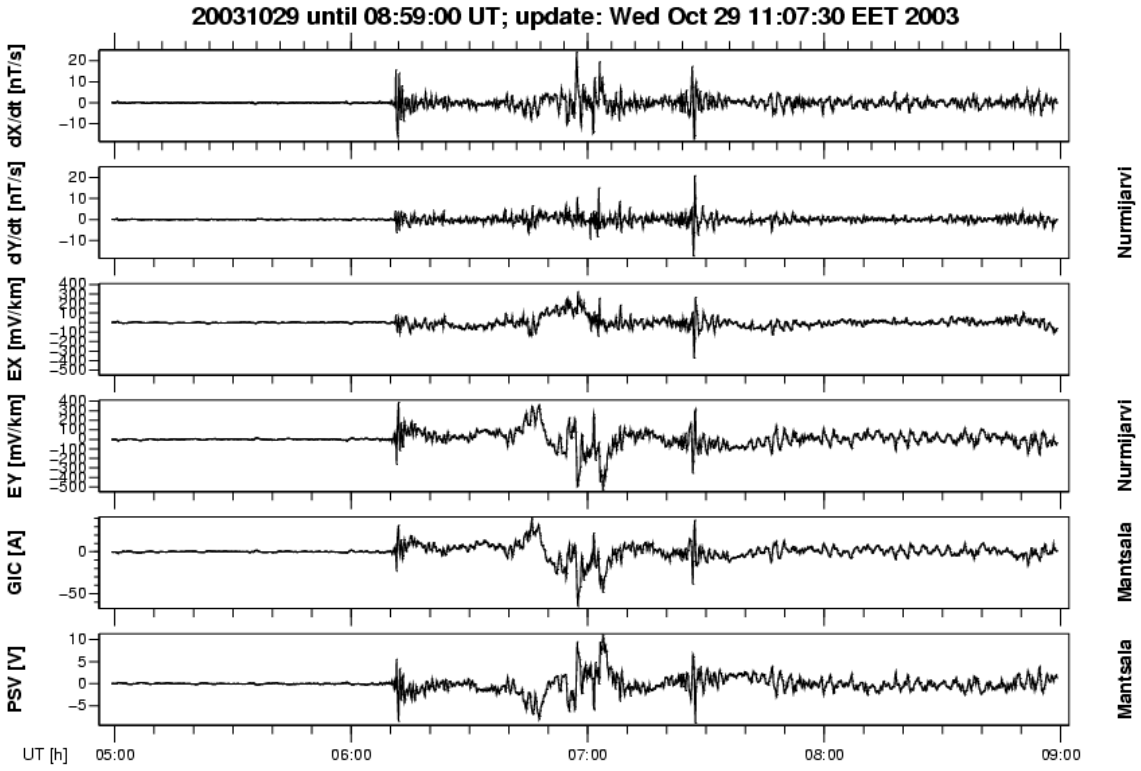
Maamalliksi kokeiltiin useita kerrosrakenteita. Riittävän hyväksi osoittautui kaksikerrosmalli, jossa yläkerroksen paksuus on 150 km ja resistiivisyys 38.5 Ωm, ja alemman äärettömän paksun kerroksen resistiivisyys on 0.385 Ωm. Laskettuja virtoja verrattiin mitattuihin arvoihin ja saatiin kuvan 2 osoittama virhejakauma. Virhelähteitä ovat kentän poikkeamat tasoaallosta ja putken korroosiosuojauksen syöttämän virran vaikutus, joka sekoittuu GIC-mittaukseen.

3. WWW-PALVELIN

WWW-palvelimen osoite on **http://aurora.fmi.fi/gic_service/**. Se koostuu pääasiassa julkisista sivuista, joilla esitetään reaaliaikainen Nurmijärven magneettikenttä ja siitä laskettu sähkökenttä. Gasumille rajattuun osaan sisältyvät putken valituille pisteille reaaliajassa lasketut GIC-arvot. Palvelimen tähtihetkiä oli kuluvan auringonpilkkujakson suurin magneettinen myrsky lokakuussa 2003. Myrskyn alkua voitiin seurata virka-aikana (kuva 3).

4. JOHTOPÄÄTÖKSIÄ

Gasum Now!-palvelin perustuu yksinkertaisiin geofysikaalisiin oletuksiin, joiden avulla kaasuputkessa kulkeva GIC voidaan mallintaa hyvällä tarkkuudella. Palvelin on hyödyllinen lisä Gasumin valvontajärjestelmään, koska sen avulla voidaan reaaliaikaisesti erottaa geomagneettiset tapahtumat muista häiriölähteistä.



Kuva 3: Gasum Now! lokakuun 2003 magneettisen myrskyn aikana. Kahdessa ylimmässä paneelissa ovat Nurmijärven mitatut magneettikentän aikaderivaatat ja seuraavissa lasketut sähkökentän horisontaalikomponentit. Laskettu suurin GIC arvioitiin noin 60 A suuruiseksi, joka on hyvin lähelle mittausarvoa 57 A. Alimmassa paneelissa on laskettu putken ja maan välinen jännite, joka ylitti useita kertoja korroosiosuojauksessa käytettävän noin yhden voltin arvon.

LÄHTEET

Lehtinen, M., R. Pirjola, 1985. Currents produced in earthed conductor networks by geomagnetically-induced electric fields, *Ann. Geophys.*, **3**, 479–484.

Pulkkinen, A., S. Lindahl, A. Viljanen, and R. Pirjola, 2005. October 29-31, 2003 geomagnetic storm: geomagnetically induced currents and their relation to problems in the Swedish high-voltage power transmission system, accepted for publication in *Space Weather*.

Pulkkinen, A., R. Pirjola, D. Boteler, A. Viljanen, and I. Yegorov, 2001a. Modelling of space weather effects on pipelines, *J. Appl. Geophys.*, **48**, 233–256.

Pulkkinen, A., A. Viljanen, K. Pajunpää, and R. Pirjola, 2001b. Recordings and occurrence of geomagnetically induced currents in the Finnish natural gas pipeline network, *J. Appl. Geophys.*, **48**, 219–231.

Viljanen, A., A. Pulkkinen, O. Amm, R. Pirjola, T. Korja and BEAR Working Group, 2004. Fast computation of the geoelectric field using the method of elementary current systems and planar Earth models. *Ann. Geophys.*, **22**, 101–113.

Suprajohtavan gravimetrin käytöstä geofysiikassa

H. Virtanen

Geodeettinen laitos, heikki.virtanen@fgi.fi

Abstract

The superconducting or cryogenic gravimeter (SG) is based on the levitation of a superconducting sphere in a stable magnetic field created by current in superconducting coils. Depending on frequency, it is capable of detecting gravity variations as small as $10^{-11}ms^{-2}$. Due to its high sensitivity and low drift rate it has been over two decades eminently suitable for the study of geodynamical phenomena through their gravity signatures. The gravimeter GWR T020 in Metsähovi has been recording continuously since August 1994 and is one of 20 similar instruments that participate in the international Global Geodynamics Project (GGP) since 1997. We present some geophysical applications for SG and results of Metsähovi station.

1. JOHDANTO

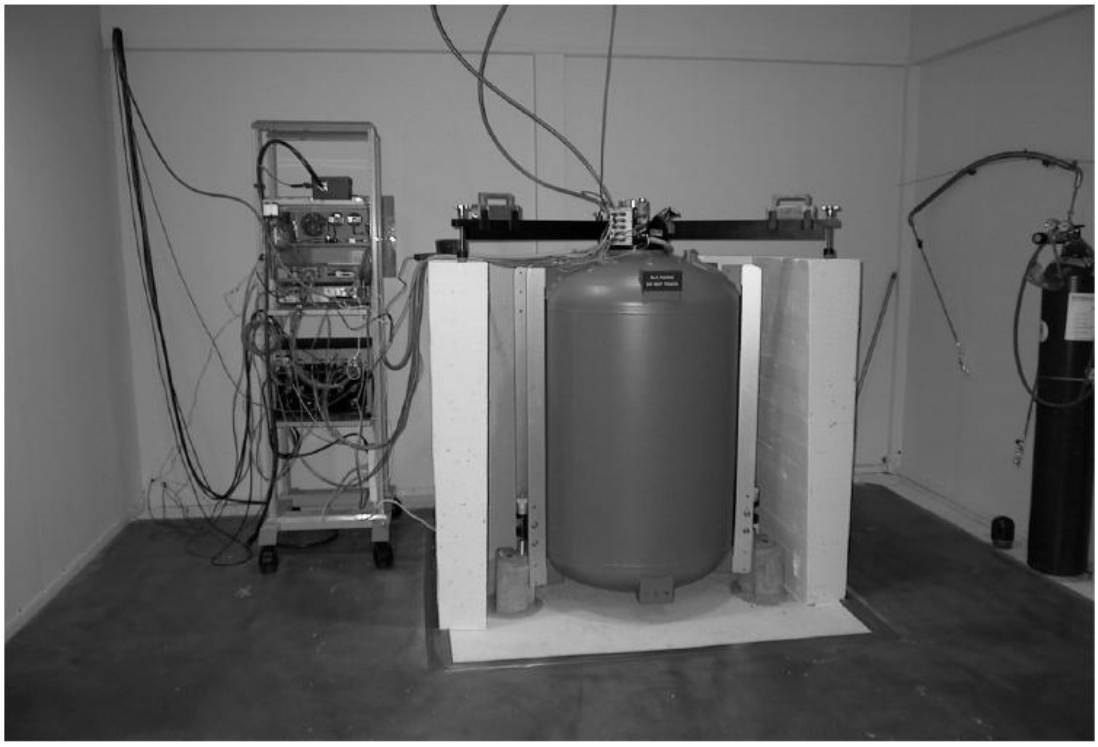
Suprajohtava gravimetri (SG) on ollut yli kaksi vuosikymmentä erinomaisen sovelias kaikkien sellaisten geofysikaalisten ilmiöitten tutkimiseen, jotka sisältävät painovoiman vaihtelua. Tämä johtuu laitteen pienestä käynnistä ja huomattavasta herkkyydestä. Riippuen taajuudesta, erotuskyky on parempi kuin $10^{-11}ms^{-2}$ ($\approx 10^{-12}g$). Ajallisesti voidaan tutkia ilmiöitä joiden periodi on sekunneista (mikroseismi) vuosiin (Chandlerin periodi).

Geodeettisella laitoksella on Metsähovissa painovoimalaboratorio, joka on erityisesti suunniteltu painovoimatutkimuksiin. Laboratorion sisällä on kaksi havaintohuonetta, joista toinen on tarkoitettu suprajohtavalle gravimetrille ja toinen o painovoiman absoluuttimittauksiin. Suprajohtava gravimetri (GWR T020) on ollut yhtäjaksoisesti toiminnassa elokuusta 1994 lähtien. Painovoimahavainnot tehdään sekunnin välein ja tärkeänä apuhavaintona ilmanpaine rekisteröidään 10 sekunnin välein.

Metsähovissa on useita muita tutkimuslaitteistoja joiden toimintaa voidaan tukea SG:n havainnoilla ja siihen liittyvillä tutkimuksella. Metsähovissa on mm. absoluuttigravimetri, satelliitilaser, pysyvä GPS, Doris-lähetin ja geodeettinen VLBI. Seuraavassa esitellään erilaisia sovellutuksia SG:lle. Lisäksi esitetään joitakin tuloksia Metsähovista, liittyen hydrologisiin ilmiöihin, Itämeren ja ilmakehän aiheuttamaan kuormitukseen ja maapallon ominaisvärähtelyihin.

Laitteita on toiminnassa tällä hetkellä ei puolilla maailmaa noin 20 asemalla. Laitteet toimivat GGP (Global geodynamics Project) yhteistyöverkossa (Crossley et al. 1999). Rekisteröinnit lähetetään säännöllisesti yhteiseen tietokeskukseen, joka tällä hetkellä on Potsdamissa.

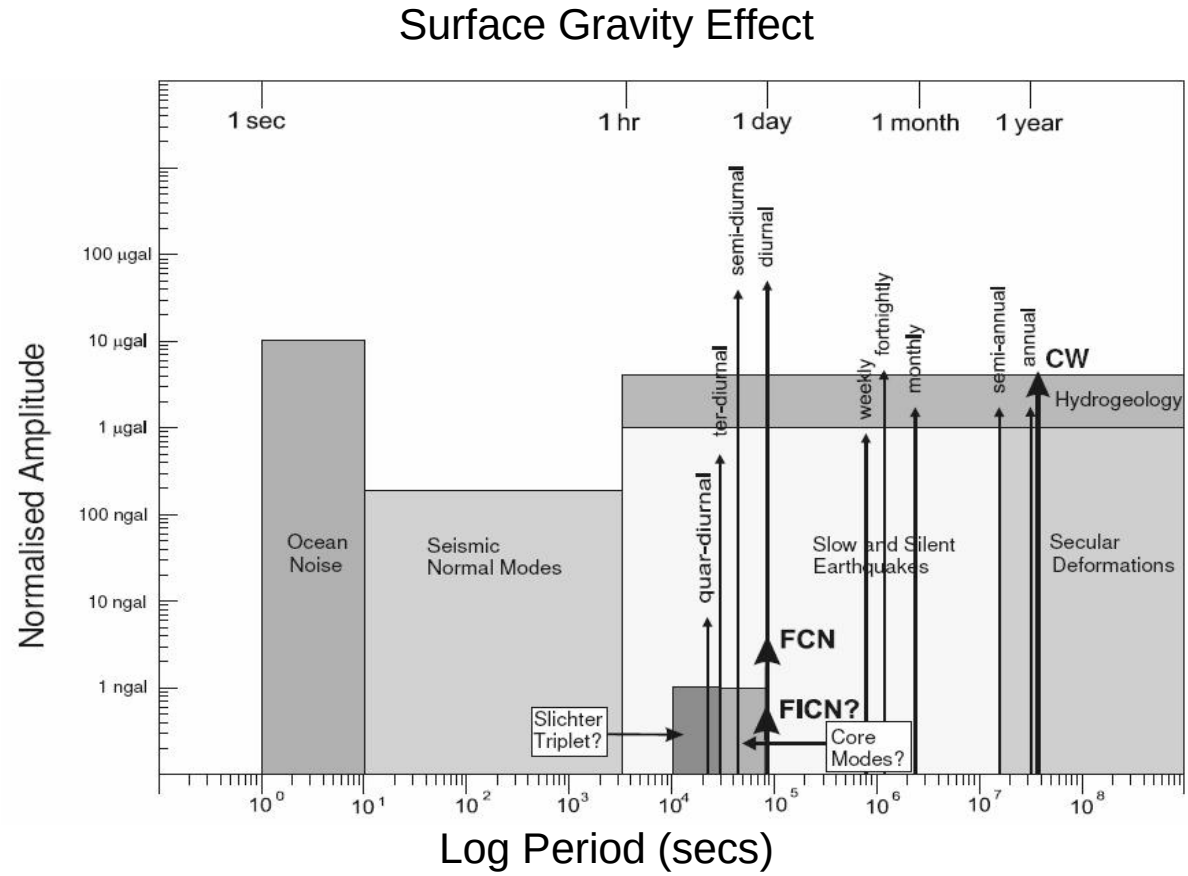
Yhdistämällä havainnot useammalta asemalta, voidaan tutkia ilmiöitä, jotka ovat liian heikkoja havaittavaksi yhdeltä asemalta. Painovoimatutkimuksissa käytetään edelleen useasti yksikköjä μgal ja ngal ($10^{-8}ms^{-2}$ ja vastaavasti $10^{-11}ms^{-2}$).



Kuva 1. Suprajohtava gravimetri GWR T020 Metsähovin painovoimalaboratoriossa (kuva H.Virtanen).

2. TOIMINTAPERIAATE

SG (kuva 1) muodostuu isosta nelinkertaisesta 140 cm korkeasta dewarista (”termospullo”), jonka sisällä on enimmillään 200 litraa nestemäistä heliumia. Laite vaatii heliumin lisäämistä noin 10 kk välein. Itse havaintolaite sijaitsee dewarin alaosassa heliumin keskellä 4°K lämpötilassa. SG:n toimintaperiaate on analoginen perinteisen relatiivisen jousigravimetrin kanssa. Jousivoima on korvattu magneettisella kentällä. Tämä kenttä on aikaansaatu suprajohtavilla sähkömagneeteilla, johon virta laitettiin sisään elokuussa 1994. Sopivan gradientin asettelun jälkeen yhteys ulkomaailmaan irroitettiin. Käämi on tehty niobiumista, jonka kriittinen lämpötila on 9°K. Testimassana on myös niobiumista valmistettu 2.5 cm:n lämittainen ontto pallo, joka fysiikan lakien mukaan suprajohteena leijuu magneettikentässä. Tämän pallon liikettä seurataan kapasitiivisilla ilmaisimilla. Laitteisto on suojattu ulkoista magneettikenttää vastaan μ-metallisella suojauksella. Ainoa voima voi joka vaikuttaa testimassaan on painovoimakentän muutos. Palloa pidetään itseasiassa paikoilllaan takaisinkytkennän avulla. Takaisinkytkentävirta antaa sitten painovoiman muutoksen. Leijumisen aikaansaava magneettikenttä on äärimmäisen pysyvä, koska ulkoista virtaa ei tarvita, joten päästään hyvin suureen mittaustarkkuuuteen. Laitteissa on kuitenkin jäljellä pieni lineaarinen käynti, yleensä luokkaa 2-3 μgal vuodessa.



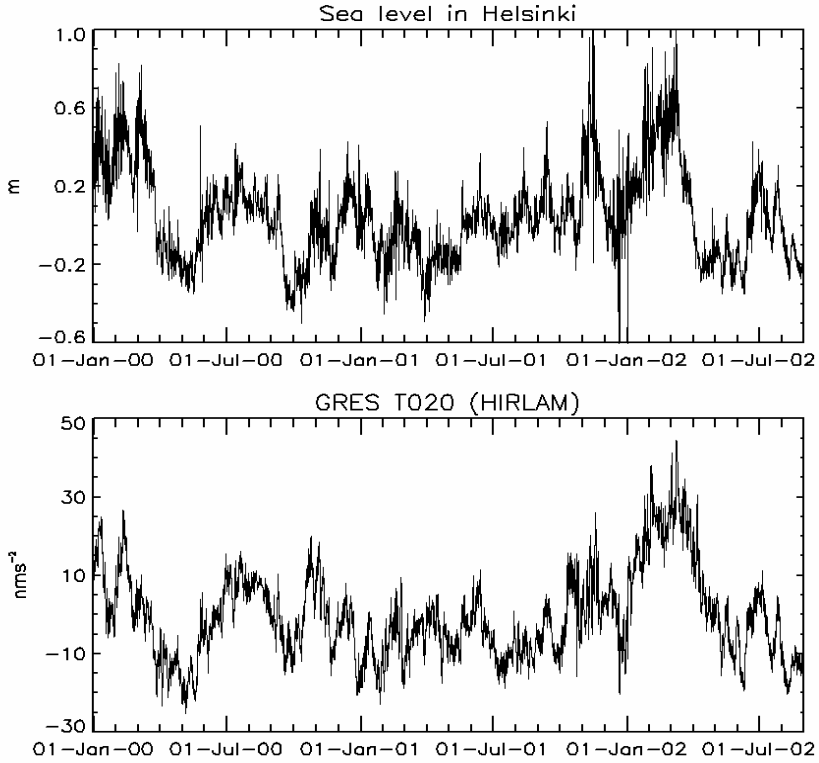
Kuva 1. Maanpinnalla havaitut painovoimailmiöt (Crossley et al. 1999).

Maanpinnalla havaittavista painovoiman muutoksista on esitetty yhteenveto kuvassa 1. Suurin säännöllinen ajallinen muutos painovoimassa johtuu Kuun ja Auringon puoli- ja kokovuorokautisesta vuoksivoimien vaikutuksesta. Näiden muutosten suuruudet riippuvat mm. latitudista. Metsähovissa maksimi vaihteluväli on noin 225 µgal. Maapallon elastisuuden vaihteluista ja eri kerrosten vuorovaikutuksista johtuen nämä muutokset tarjoavat tutkimusvälineen maapallon sisärakenteen tutkimukselle.

SG:n datan yleisenä prosessointiperiaatteena on että havainnoista poistetaan ensin kaikki tunnetut tekijät, jolloin päästään tutkimaan ilmiöitä, jotka aiheuttavat vielä heikompia painovoimamuutoksia. Metsähovin havainnoista poistetaan rutiininomaisesti paikallinen havaittu maanvuoksi ja navanliike ja käynti. Maapallon navan liikkeen (10-20 m) aikaansaama vuotuinen painovoiman muutos on suurimmillaan 8 µgal. Navan paikat saadaan esimerkiksi kansainvälisistä VLBI-havainnoista ja korjaus lasketaan teoreettisesti. Ilmanpaineen muutokset aiheuttavat Metsähovissa suurimmillaan 30 µgal vaihtelun. Painovoiman muutos johtuu sekä ilmamassan Newtoniaalista vetovoimasta ja maanpinnan deformaatiosta. Tällöin gravimetrin paikka muuttuu maapallon keskipisteesen nähden ja tämä aiheutta painovoiman muutoksen. Yhdistämällä painovoimahavainnot, tiedot ilmanpainekentästä ja teoriaa, voidaan selvittää maanpinnan vertikaaliliikettä. Näitä tietoja voidaan soveltaa mm. GPS, satelliittilaser ja VLBI havaintoihin liittyviin tutkimuksiin (Virtanen 2004).

Vuotuisen ja paikallisen hydrologisen kierron vaikutus näkyy myös havainnoissa selvästi. Metsähovin laboratorion vieressä on poranreikä, jonka vedenkorkeutta seurataan jatkuvasti. Vaihteluväli on suurimmillaan 2 m (-5 m – -7 m). Tämä voi aiheuttaa ≈6 mgal vuotuisen muutoksen (Virtanen 2000, 2001). Yleinen paikallinen ja globaalinen vedenkiertokulku, joka sisältää sateen, lumen ja pohjavedet vaikuttavat painovoimaan sekä vetovoiman että kuormituksen kautta. SG on tullut siten myös tutkimusvälineeksi myös tälle alueelle. Merkitys on kohonnut uusien painovoimasatelliitien (CHAMP ja GRACE) havaintojen tulkinnassa. Kun havainnoista on poistettu vuoksi, navanliike, ilmanpaineen vaikutus, käynti ja pohjaveden vaikutus jää jäljelle residuaali. Kuvassa 3 on ylempänä meriveden korkeus havaittuna Helsingin mareografilla (1.1.2000 – 31-8.2002). Sen alla on havaittu painovoiman vaihtelu korjattuna tunnetuilla ilmiöillä (residuaali). Korrelaatio on ilmeinen näiden kahden käyrän välillä.

Havaintojen ja teoreettisten tutkimusten jälkeen päädytty seuraaviin tuoksiin: Kun merenpinta nousee Helsingissä 1 m, painovoima kasvaa 2.6 µgal ja maanpinta laskee Metsähovissa 11 mm. Muutos painovoimassa johtuu pääasiassa juuri deformaatiosta (80%). Metsähovissa on myös mahdollisuus vertailla havaintoja absoluuttigravimetrin FG5) mittauksiin. Absoluuttimittausten tarkkuus on noin 1000 kertaa heikompi kuin relatiiviset SG mittaukset, mutta laitteet täydentävät toisiaan. Absoluuttimittauksilla saadaan selville SG:n kalibrointikerroin ja käynti. Vastaavasti SG antaa tietoa ajallisista muutoksista johtuen erilaisista kuormituksista ja siten voidaan parantaa absoluuttimittausten tarkkuuksia.



Kuva 3. Ylhäällä meriveden korkeus Helsingissä [m] 1.01.2000 – 31.08.2002. Alhaalla on havaittu painovoiman residuaali [nms^{-2}] vastaavalta ajalta. Mittauksesta on vähennetty kaikki tunnetut vaikutukset Itämeren kuormitusta lukuunottamatta (Virtanen 2004).

SG toimii myös erinomaisena pitkäperiodisena seismometrina (Virtanen 1997). Kun periodit kasvavat kymmeniin minuutteihin, tulee SG ylivoimaiseksi perinteisiin instrumentteihin nähden. Maapallon vapaat värähtelyt virittyvät isojen maanjäristysten jälkeen (> 7m). Alin taajuus on sferoidaalinen moodi ${}_0S_2$ (54 minuuttia). Monikerran ulottuvat muutamin minuuttien periodeihin. Kaikkein pitkäikäisin on radiaalinen moodi ${}_0S_0$ (20 minuuttia). Tämä moodi oli havaittavissa Metsähovissa 3 kk muutaman nanogallin tasolla Sumatran suuuren määnjäristyksen jälkeen (26.12.2004). Maapallon ytimen pienien liikkeiden pitäisi synnyttää painovoiman vaihteluita (Schlicterin tripletti). Näitä ei ole vielä havaittu yhdellä laitteella, mutta mahdollisesti lähitulevaisuudessa yhdistämällä monivuotiset maailmanlaajuiset SG havainnot.

4. LOPUKSI

SG antaa vain yhden signaalin, eli paikallisen painovoiman ajallisen muutoksen vertikaali-suunnassa. Aikasarjasta voidaan kuitenkin eristää todella suuri joukko erilaisia ilmiöitä, jotka aiheuttavat ajallisia muuutoksia painovoimassa. Analyyseissä tarvitaan ja hyödynnetään paljon apuhavaintoja, joisten tärkein on ilmanpainekenttä. Lisäksi käytetään apuna mm. hydrologista aineistoa, säätietoja, mareografeja. Lisäksi tarvitaan erilaista teoreettista tietoa, joista mainittakoon maanpinnan kuormitukseen ja deformaatioon liittyvät Greenin funktiot. SG:lla tehtävät tutkimukset liittyvät tavalla tai toisella laajasti eri geofysiikan osa-alueitten tutkimukseen. Jos muuta sovellusta ei löydä, tutkija pystyy mittauttamaan oman massansa vierailemalla laitteen läheisyydessä.

LÄHTEET

Crossley D., Hinderer J., Casula G., Francis O., Hsu H.-T., Imanishi Y., Jentzsch G., Kääriäinen J., Merriam J., Meurers B., Neumeyer J., Richter B., Shibuya K., Sato T. and van Dam T. 1999. Network of superconducting gravimeters benefits a number of disciplines. *Trans. Am. Geophys. U,* 80, 121–126.

Virtanen, H. 1997. Observations of free oscillations of the Earth by superconducting gravimeter GWR T020. *Acta Geod. Geoph. Mont. Hung*. **31** 423-431.

Virtanen H. 2000. On the observed hydrological environmental effects on gravity at the Metsähovi station, Finland. In B. Ducarme and J. Barthélemy (eds): Proceedings of the Workshop: High Precision Gravity Measurements with Application to Geodynamics, and Second GGP Workshop. Munsbach Castle (Grand Duchy of Luxembourg), March 24th to 26th. *Cahiers du Centre Européen de Géo-dynamique et de Séismologie*, **17**, 169-175.

Virtanen H. 2001. Hydrological studies at the gravity Station Metsähovi in Finland. *Journal of the Geodetic Society of Japan*, **47**, No.1, 328 - 333.

Virtanen, H., Mäkinen, J., 2002. The effect of the Baltic Sea level on gravity at the Metsähovi station, *Journal of Geodynamics*, **35**/4-5, 553-565.

Virtanen, H. 2004. Loading effects in Metsähovi from the atmosphere and the Baltic Sea, *Journal of Geodynamics*, **38**/3-5, 407-422.

Kallioperän suuntautuneiden rikkonaisuusrakenteiden lineamenttitulkintaa

Marit Wennerström, Meri-Liisa Airo ja Maija Kurimo

Geologian tutkimuskeskus

Abstract

Aeromagnetic data contain information on linear trends of great variety representing varying size, regional importance and different geological reasons. An automatic method was looked for locating magnetic lineaments to help the lineament analysis. Two methods are introduced: 1) finding trend lines from flight line data and 2) utilizing horizontal gradient measurements from the original survey data. Testing these two methods was carried out in correlation with geological field data. The magnetic lineaments interpreted by these two methods correspond to the general location and orientation of geologically observed fracture zones and point out even very weak geological indications in aeromagnetic data. It has become evident that well-defined magnetic lineaments often correspond to a parallel joint set in the field. The structures in which these joints are located have a complex geological history and the control of ductile and other brittle deformation to these fractures is under examination.

1. JOHDANTO JA TAUSTAA

Lentogeofysiikan aineistojen tulkintamenetelmien kehittäminen on ollut tärkeänä osana kallioperän hauraan rakenteen tutkimuksissa Porin alueella vuosien 1997-1999 aikana ja Helsingin seudulla vuodesta 1999 eteenpäin. Geofysikaalisella aineistolla on kahtalainen merkitys tässä lähinnä taajamaluonteisiin alueisiin keskittyvässä tutkimuksessa. Sitä käytetään geologisten havaintojen tukena rakennegeologisessa tulkinnassa ja sen avulla pyritään ennakoimaan kallioperän rakenteita uusilla tutkimus- tai kartoitusalueilla aiemmin hankitun kokemustiedon perusteella.

Havaintojen keruun mittakaava taajaan rakennetuilla alueilla pyritään rajaamaan siten, että saadaan riittävä aineisto kuvaamaan kallioperän rikkonaisuuden luonnetta. Lentogeofysiikan aineiston tulkinnan hyväksikäyttö havaintojenkeruun suunnittelussa vähentää tarvittavien havaintojen määrää. Helsingin seudun taajamakartoituksessa on pistetiheys ollut n. 1 piste km^2:llä. Suoritettujen tarkistusten mukaan (verrattu tiheästi koottuun rakoaineistoon) Pääkaupunkiseudun vastaava pistetiheys on ollut riittävä rakoilun pääsuuntien esille saamiseksi. Jotta pistetiheys voidaan pitää sopivan alhaisena, ja siten säästää kenttätyöresursseja, lentogeofysikaalisten tulkintamenetelmien kehittäminen edelleen on erityisen välttämätöntä.

2. KALLIOPERÄN HAURAAN RAKENTEEN TUNNISTAMINEN

Kylmä kallioperä reagoi jännitystilan muutoksiin muodostaen mm. hauraita heikkousvyöhykkeitä ja rakoilua. Kalliolohkot hiertyvät toisiaan vastaan siirroksissa, ja lohkojen sisällä murtuminen ilmenee rakoina. Heikkousvyöhykkeet näkyvät maastossa yleensä painanteina ja erilaisissa kaukokartoitusaineistoissa lineamentteina.

Yksittäisten rakosuuntien paikallistaminen lentogeofysikaalisin menetelmin tulee tuskin koskaan olemaan realistista. Raot esiintyvät kuitenkin usein ryhminä ja tietyt rakosuunnat ovat ominaisia tektonisesti rajautuvilla alueilla. Näitä systemaattisia rakokuvioita voidaan jäljittää mm. aeromagneettisista aineistoista johdetuilta kartoilta tai aineistoista tuotetuista suunta-analyyseistä.

3. AEROMAGNEETTISEN AINEISTON SUUNTA-ANALYYSI RAKOILUSUUNTAUSTEN TULKINNASSSA JA MAASTOVERTAILU

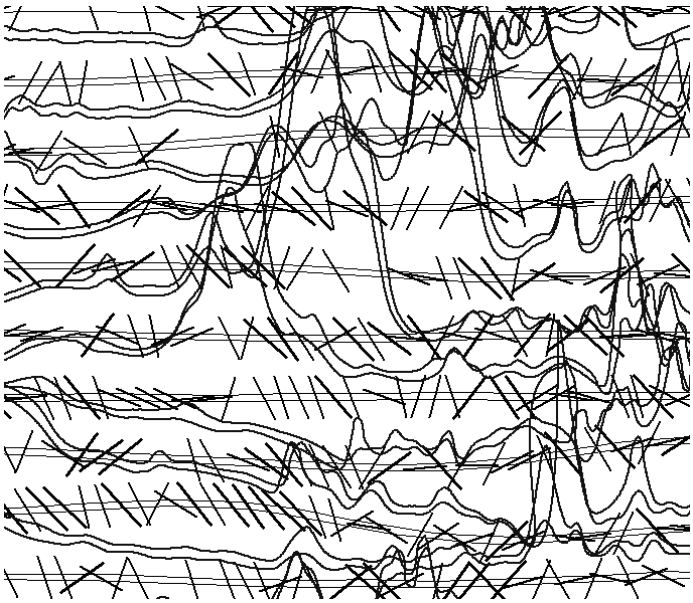
Kallioperän heikkousvyöhykkeet tulevat esiin magneettikenttäkartoilla lineaarisina, kapeina vyöhykkeinä, jotka rikkovat magneettikentän jatkuvaa kuviota. Heikkousvyöhykkeisiin liittyy useimmiten magneettikentän paikallinen minimi, joka johtuu kallioperän magneettisten mineraalien määrän tai magneettisuuden vähenemisestä kemiallisten muutosten seurauksena. Tämä muutos voi olla voimakkuudeltaan hyvin pieni ja siksi vaikeasti silmin havaittavissa, mutta laskennallisesti sitä voidaan korostaa erilaisin menetelmin. Magneettikentän pysty- ja vaakagradientti ovat tavallisimmin käytetyt menetelmät pienten kentänmuutosten analysoimiseen. Suomessa on käytettävissä lentokoneesta mitattua aeromagneettista aineistoa, joka kattavuutensa ja korkean resoluutionsa ansiosta on erinomaisen käyttökelpoista tehtäessä tulkintoja kallioperän rakenteiden alueellisesta systematiikasta. Tiheästi mitatusta aineistosta saadaan yleistämällä jatkuvuuksia pienille yksityskohdille ja voidaan tarkastella niiden ryhmittymistä ja jakautumista tutkimusalueella.

Menetelmä 1. Rakoiluvyöhykkeiden suuntauksien ennustamiseksi magneettikenttäaineistosta olemme todenneet vaakagradienttimenetelmän erittäin informatiiviseksi. Vaakagradientti (oikeammin differenssi) tuo esiin pieniä geologisia piirteitä, jotka välttämättä eivät näy magneettisissa kartoissa. Tarkastelu tehdään alkuperäistä mittausaineistoa hyödyntämällä lentolinjoittain. Ensin lasketaan kentän muutoksen paikka ja suunta mittausprofiililla, ja siitä lasketaan muutoksen kulun suunta. Poikittaisgradientti lasketaan yhdeltä mittauslinjalta käyttäen vasenta ja oikeata siivenkärkimagnetometrien erotusta. Pitkittäisgradientti lasketaan linjan suunnassa. Näistä voidaan edelleen laskea ns. yleisgradientti seuraavalla kaavalla:

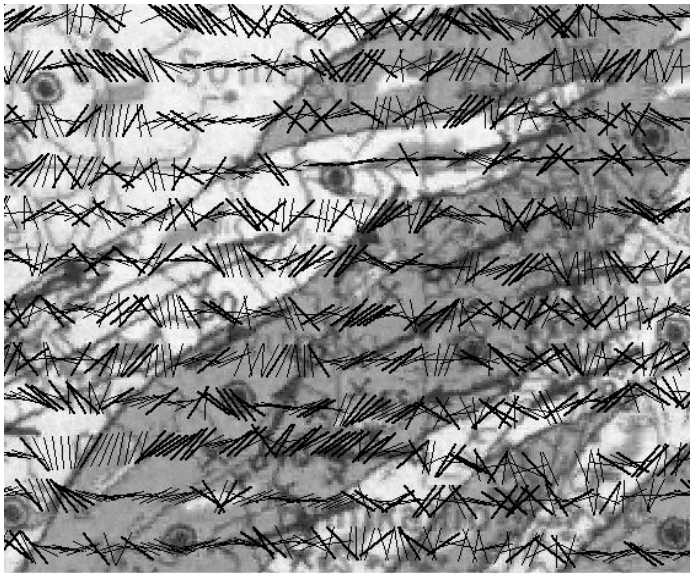
$$MagHorizGrad = \sqrt{dx^2 + dy^2},$$

missä
dx = pitkittäisgradientti
dy = poikittaisgradientti.

Esimerkki menetelmästä 1.



1. vaihe. Tikut osoittavat kentän muutoksen (vaakagradientin) paikan ja suunnan pitkin lentolinjaprofiileja. Linjaväli kuvan alueella on 200 m. Analyysissä käytetään molempia siivenkärkimagnetometrejä; lahes vaakasuorat kaksoisviivat kuvaavat magnetometrien todellista reittiä pitkin lentolinjaa. Kaksoisprofiilit ovat magnetometrien mittaustulokset.



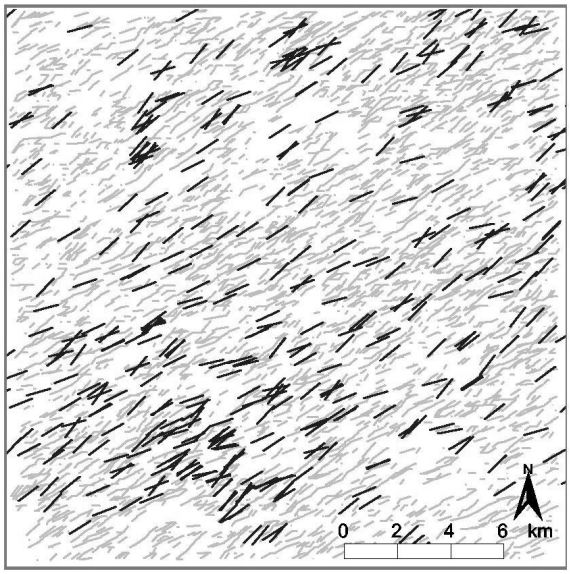
2. vaihe. Gradientin suunnista lasketut kulun suunnat noudattavat paljolti kallioperäkartalla esitettyjä liuskeisuuden kulun suuntia. Selkeästi suuntautuneissa kivissä yksi päärakosuunta

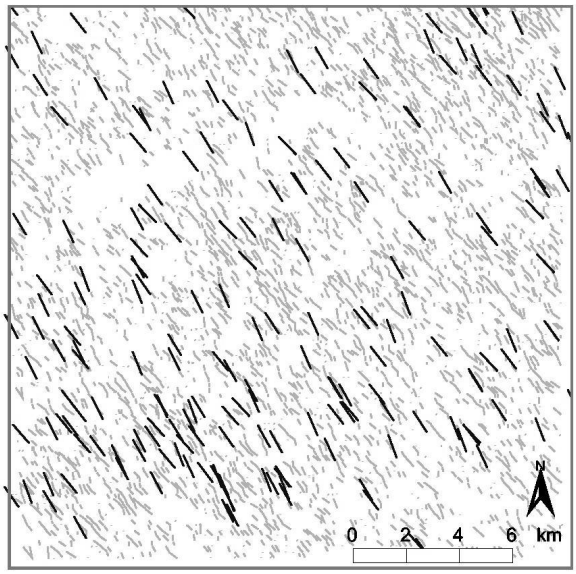
yleensä sijoittuu liuskeisuustasolle. Tämän voidaan ennakoida näkyvän toistuvana samansuuntaisena gradientin suuntauksena mittauslinjalta toiselle.

Menetelmä 2. Toinen tapa analysoida magneettikentän suuntauksia ja erityisesti niiden jatkuvuuksia on tehdä ns. suunta-analyysi alkuperäiselle aeromagneettiselle mittausaineistolle käyttäen valmisohjelmaa Oasis Montaj (Geosoft ltd). Analyysissä kentän eri suuntausten keskinäistä jakautumista ja painottumista tarkastellaan sektoreittain. Tarkastelu perustuu siihen, että useammalla vierekkäisellä mittausprofiililla muutoksen sama suuntaus toistuu. Menetelmää kehitettäessä on testattu suuntaikkunoiden kokoa ja sitä, kuinka pitkiä ja miltä säteeltä suuntausten pitää olla, jotta ne parhaiten kuvaavat odotettuja tutkimusalueelle tyypillisiä rakoilun suuntia.

Esimerkki 1 menetelmästä 2 ja maastovertailu.

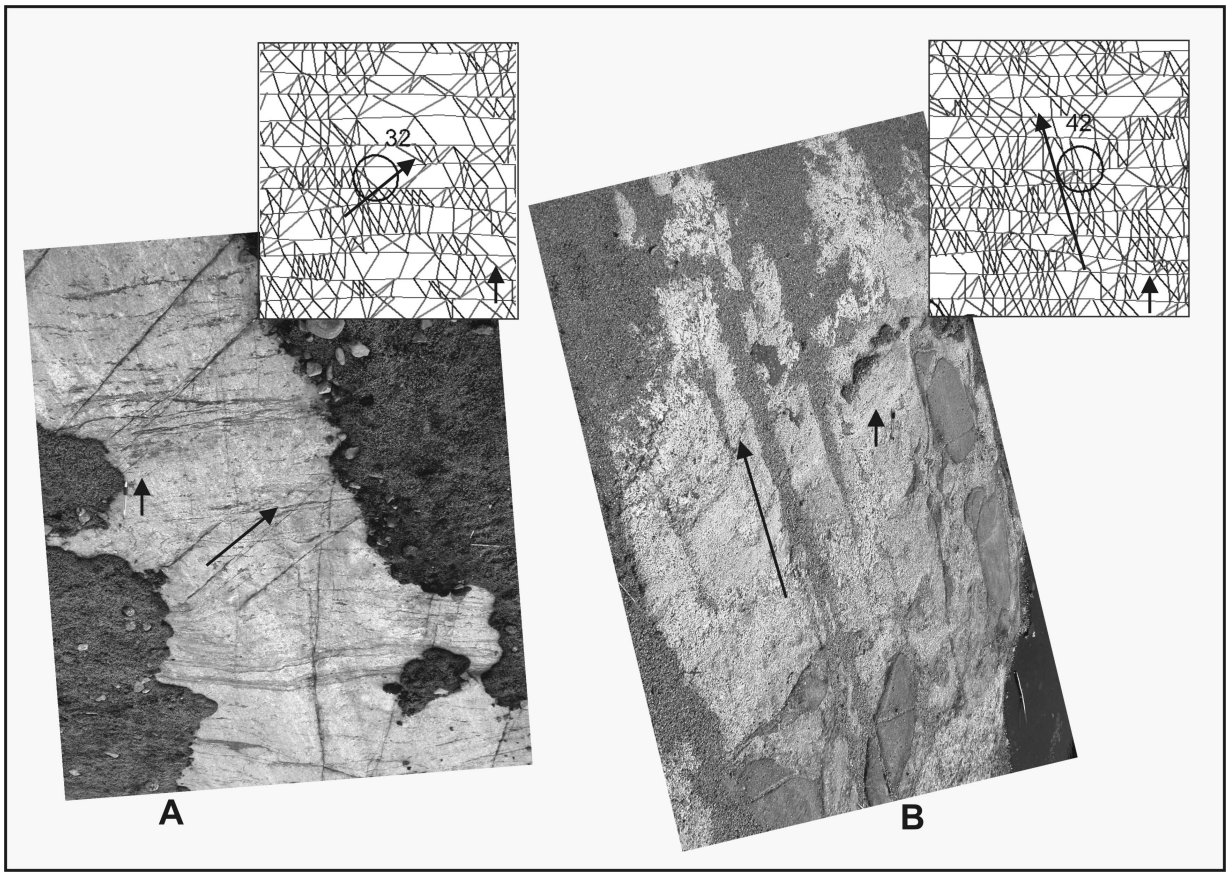
Magneettikentän suunta-analyysi. Aeromagneettisessa aineistossa esiintyvien jatkuvuuksien (vähintään 500 m) kulun suunnat verrattuna maastohavaintoihin rakoilun pääsuuntauksista. Kuvaan valittiin kaksi kulmaikkunaa 35-85 ^{o} ja 125-175 ^{o}.





Tutkimusalueella esiintyy systemaattisesti kaksi rakosuuntaa NE ja NW. Nämä jakautuvat vielä tarkemmassa tarkastelussa kahteen ryhmään: NE ja NNE sekä NW ja WNW. Tummemmat viivat osoittavat maastohavainnoista koottuja jyrkkien rakojen kulkusuuntia. Ne sijoittuvat jopa paikallisesti usein samaan suuntaan profiileilta tulkittujen lineamenttien kanssa.

Esimerkki 2 menetelmästä 2. Rakoilusuuntien ennustaminen suunta-analyysin perusteella. Mittausprofiililta (lentolinjalta) toiselle jatkuvat suuntaukset vastaavat maastohavaintojen mukaan alueella yleisesti esiintyviä rakoilusuuntia.



A. Voimakkaasti migmatiittiutuneessa, syväkivimäisessä graniittisessa kivessä näkyy hauras rikkoutuminen selkeästi. Profiileilta tulkituista suunnista yksi vastaa ryhmänä esiintyvien terävien, leikkaavien rakojen kulkusuuntaa.
B. Suuntatulkinnassa esille tullut NW-suunta näkyy paljastumalla ainoana, selkeänä rakosuuntana. Kuvan oikeassa reunassa näkyvät mafiset sulkeumat ovat liikkuneet suunnassa, joka vastaa rakojen kulkusuuntaa. Raot ovat todennäköisesti asettuneet aiemmin syntyneisiin heikkoussaumoihin. Paksu, lyhyt nuoli osoittaa pohjoissuunnan. Pitkät nuolet ovat yhdensuuntaisia paljastumakuvassa ja suuntatulkinnassa A-kuvassa ja B-kuvassa keskenään.

4. YHTEENVETO

Vaakagradientti- ja suunta-analyysimenetelmiä on testattu Helsingin ja kehyskuntien alueella toteutetun taajamakartoituksen yhteydessä, missä se on toiminut hyvin ennustettaessa kallioperän rakennepiirteiden pääsuuntauksia ja suunniteltaessa maastokohteita lähempää tarkastelua varten. Geofysikaalisten tulkintatuloksien hyödyntäminen edellyttää geologisten lähtökohtien

ymmärtämystä, ja siksi parhaiten toteutuu geologin ja geofyysikon yhteistyönä. Menetelmän avulla voidaan hahmottaa kallioperän ehjempiä ja rikkonaisempia osa-alueita, millä on merkitystä mm. kaavoituksen, ympäristönhuollon ja kalliorakentamisen kannalta.

LÄHTEET

Pajunen, M., Airo, M-L., Wennerström, M., Niemelä, R. and Wasenius, P., 2001a. Preliminary report: The "Shear zone research and rock engineering" Project, Pori area, south-western Finland. In: Autio, S. (ed.), Geological Survey of Finland, Special Paper 31, 7-16.

Pajunen, M., Elminen, T., Airo, M-L. and Wennerstöm, M., 2001b. Structural evolution of bedrock as a key to rock mechanical properties. In: Rock Mechanics. A challenge for Society. Proceeding of Regional Symposium EUROCK 2001. A.A. Balkema. Rotterdam, 143-148.

Pajunen, M., Airo, M-L., Elminen, T. ja Wennerström, M., 2001c. Kallioperän rakennettavuusmalli taajamiin - parametrisointi ja mallinnus. Raportti K.21.42/2001/1.

Pajunen, M., Airo, M.-L., Elminen, T., Niemelä, R., Salmelainen, J., Vaarma, M., Wasenius, P. ja Wennerström, M., 2002a. Raportti I. Menetelmänkehitys ja ohjeistus. ”Kallioperän rakennettavuus-malli taajamiin”-projekti. Geologian tutkimuskeskus. Raportti K.21.42/2002/5. 95 s.

Pajunen M., Airo M.-L., Elminen T., Niemelä R., Salmelainen J., Vaarma M., Wasenius P. ja Wennerström M., 2002b. Raportti II. Rakennettavuuskartan selitys. ”Kallioperän rakennettavuus-malli taajamiin”-projekti. Geologian tutkimuskeskus, Espoo. Julkaisematon raportti K.21.42/2002/6. 42 s.

Pajunen, M., Airo, M.-L., Elminen, T., Niemelä, R., Salmelainen, J., Vaarma, M., Wasenius, P. ja Wennerström, M., 2002c. Kallioperän rakennettavuuskartta 1 : 50 000 - Espoo, Helsinki, Vantaa. ”Kallioperän rakennettavuusmalli taajamiin”-projekti. Geologian tutkimuskeskus, Espoo. Julkaisematon kartta K.21.42/2002/7.

Pajunen, M., Airo, M.-L., Elminen, T., Niemelä, R., Salmelainen, J., Vaarma, M., Wasenius, P. ja Wennerström, M., 2002d. Raportti III. Projekti pähkinänkuoressa. ”Kallioperän rakennettavuusmalli taajamiin”-projekti. Geologian tutkimuskeskus, Espoo. Raportti K.21.42/2002/4. 28 s.

Geofysiikan Seura kiittää yhteisöjäseniään toimintansa tukemisesta.

FORECA OY
GEODEETTINEN LAITOS
GEOLOGIAN TUTKIMUSKESKUS
HELSINGIN YLIOPISTO, GEOFYSIIKAN OSASTO
HELSINGIN YLIOPISTO, ILMAKEHÄTIETEIDEN OSASTO
HELSINGIN YLIOPISTO, SEISMOLOGIAN LAITOS
ILMATIETEEN LAITOS
MERENTUTKIMUSLAITOS
OULUN YLIOPISTO, FYSIKAALISTEN TIETEIDEN LAITOS
OULUN YLIOPISTO, SODANKYLÄN GEOFYSIIKAN OBSERVATORIO
SUOMEN YMPÄRISTÖKESKUS
VAISALA OYJ

Multiprint Oy
Helsinki 2005

ISBN 951-97663-3-2 (nid.)
ISBN 951-97663-4-0 (PDF)
ISSN 0358-2981