



GEOFYSIIKAN SEURA
GEOPHYSICAL SOCIETY OF FINLAND

XXIII GEOFYSIIKAN PÄIVÄT

Oulussa 23.-24.05.2007

Toimittaneet

Kari Kaila ja Toivo Korja

OULU 2007

Oulun yliopistopaino
Oulu 2007

ISSN 0358-2981

ALKUSANAT

XXIII Geofysiikan Päivät pidetään Oulun yliopistossa Linnamaalla 23.-24.5.2007. Päivät järjestetään joka toinen vuosi Helsingissä ja joka toinen Oulussa.

XXIII Geofysiikan Päiville on ilmoittautunut noin 50 osallistujaa, suullisia esityksiä on 29 ja postereita 6. Päivien aihepiiri kattaa meteorologian, oseanografian, hydrologian, kiinteän maan geofysiikan, seismologian sekä ionosfääri- ja avaruusfysiikan eli keskeiset fysikaaliset tieteenalat, jotka käsittelevät maa-meri-ilmakehäsystemiä Maassa ja sen lähiympäristössä.

Tämänkertaiset Päivät pidetään hetkellä, jolloin kaksikin merkittävää kansainvälistä prosessia on käynnissä ja jotka antavat leimaa kuluvalle ajalle. Toinen on ilmastonmuutostutkimus, jonka tulokset ja ennakoitua vaikutukset ovat alkaneet saada huomattavaa jalansijaa yhteiskunnallisessa keskustelussa. Toinen on juuri alkanut International Polar Year - tutkimusohjelma, joka seuraa edellistä suurta ponnistusta, Geofysiikan Vuotta 50 vuotta tämän jälkeen.

Geofysiikan Päivien järjestelytoimikuntaan ovat kuuluneet Toivo Korja, Pertti Kaikkonen, Kari Kaila ja Kari Moisio Oulun yliopiston Fysikaalisten tieteiden laitokselta, Elena Kozlovskaya Sodankylän geofysiikan observatorion Oulun toimintayksiköstä ja Ari Viljanen Ilmatieteen laitokselta Helsingistä. Heille kiitos arvokkaasta, perinnettä ylläpitävästä työstä.

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

Helsingissä, 30.4.2007

Mikko Alestalo
Geofysiikan Seuran puheenjohtaja

Geofysiikan Seuran kotisivu:

<http://pro.tsv.fi/geofysiikanseura>

Sisällysluettelo

XXIII Geofysiikan Päivien ohjelma	9
<i>M. Alestalo</i> : Ilmastonmuutos – miksi se tulee?	15
<i>M. Bilker-Koivula, J. Virtanen, H. Virtanen, J. Mäkinen, M. Tervo</i> : Analysis of GRACE monthly gravity field models using water storage time series	17
<i>S. Dayioglu ja H. Ruotsalainen</i> : Metsähovin lähiympäristön painovoimakartoitus ja sen käytöstä maakerrospaksuuksien arviointiin.....	23
<i>F. Donadini, L.J. Pesonen</i> : Archeointensity Determinations from Finland, Estonia, and Italy [POSTERI]	29
<i>S. Elo, M. Pirttijärvi ja J. Eskelinen</i> : Maankuoren anomaalisten massojen vaikutus kallioperän yläosan jännitystilaan Suomessa	35
<i>P.J. Heikkinen, E. Koivisto ja I. Kukkonen</i> : Seisminen heijastusluotauksen käyttömahdollisuuksista malminetsinnässä: kokemuksia Outokummun FIRE-luotauksesta.....	41
<i>T. Janik, E. Kozlovskaya, P. Heikkinen, J. Yliniemi, H. Silvennoinen, FIRE Working Group</i> : Evidence for early plate tectonics in the northern Fennoscandian Shield derived from P- and S- wave velocity models of POLAR and HUKKA wide-angle profiles and FIRE4 reflection profile	43
<i>J. Jokinen, L. Ahonen, P. Jääskeläinen ja H. Hongisto</i> : Poranreikägeofysiikan kokeita vettäjohtavien rakenteiden paikantamisessa	47
<i>K.U.Kaila</i> : Revontulifotometrin kalibroinnista	53
<i>Antti Kangas</i> : Itämeren vedenkorkeuden mallinnus kaksiulotteisella hydrodynaamisella mallilla	59
<i>J. Kangas, T. Raita ja J. Kultima</i> : Helmiäispulsaatioiden arvoitus	65
<i>T. Kohout, T. Elbra, L. J. Pesonen, P. Schnabl, S. Slechta</i> : Magnetic susceptibility as a tool to match asteroids and meteorites [POSTERI]	69
<i>T. Korja, Kaikkonen, P., Lahti, I., Pedersen, L.B., Smirnov, M., Vaitinen, K., BEAR WG and EMTESZ WG</i> : Ylävaipan sähkönjohtavuus Fennoskandiassa ja sen ympäristössä.....	75
<i>E. Kozlovskaya and POLENET/LAPNET Working Group</i> : Polar seismology in the POLENET/LAPNET project (IPY 2007-2009)	81

<i>A. Kozlovsky, I. Alexeev, and M. Meurant:</i> The auroral oval expansion caused by a solar wind pressure increase	85
<i>Ilmo Kukkonen:</i> Outokummun syväreikähanke	91
<i>J. Manninen, T. Turunen ja T. Raita:</i> Lähiavaruuden MLR-ilmiö ELF-VLF-taajuuksilla	99
<i>O.-P. Mattila ja M. Leppäranta:</i> Lumen ilmastollisen herkkyyden tarkastelu Arktisella jäätiköllä Koillismaalla, Huippuvuorilla	101
<i>Kalevi Mursula, Lauri Holappa ja Arto Karinen:</i> Geomagneettisia myrskyjä kuvaavan Dst-indeksin korjaus ja ajallinen jatko	107
<i>H. Nevanlinna:</i> Tilastoja geomagneettisista myrskyistä 163 vuoden ajalta (1844-2006)	113
<i>.....M. Pirttijärvi ja K. Moisio:</i> Uusia kokemuksia sähkömagneettisesta pulssimenetelmästä Oulun yliopistossa	119
<i>Markku Poutanen:</i> Polaaritutkimuksen kansallinen komitea, kansainvälinen polaarivuosi ja Suomen etelämannertutkimus	125
<i>Markku Poutanen ja DynaQlim-työryhmä:</i> DynaQlim – Upper Mantle Dynamics and Quaternary Climate in Cratonic Areas	129
<i>J. Salminen ja L.J. Pesonen:</i> Valamon saaren n. 1,46 miljardia vuotta vanhan kerrosmyötäisen juonen paleomagnetismi ja sen merkitys supermanner Hudsonlandin mallintamiseen	133
<i>H. Silvennoinen, E. Kozlovskaya, J. Yliniemi, T. Tiira ja FIRE Working Group:</i> Kuoren yläosan nopeusrakenne FIRE4-linjan eteläosassa Pohjois-Suomessa [POSTERI].....	139
<i>M. Smirnov, T. Korja and L.B. Pedersen:</i> EMMAs (Electromagnetic Mini Arrays) in Finland	143
<i>M. Smirnov, T. Korja, and E. Laukkanen:</i> FMTU2005: New broad-band magnetotelluric instruments for near-surface and lithospheric studies of electrical conductivity	149
<i>M. Tervo, R. Eresmaa, M. Poutanen, H. Järvinen ja H. Koivula:</i> Vinoviiveiden käyttö GPS-laskennassa	155

<i>E. Turunen, C.-F. Enell, Th. Ulich, A. Kero, K. Kaila:</i> Rakettikoe: Yöaikaiset mesosfäärin ja termosfäärin emissiot (NEMI)	159
<i>Tauno Turunen:</i> Sodankylän geofysiikan observatorion digitaalinen VLF emissioiden mittaustjärjestelmä VLF100aT	165
<i>I.G. Usoskin, G.A. Kovaltsov and I. Mironova:</i> Cosmic Ray Induced Ionization in the Atmosphere: Galactic and Solar Cosmic Rays [POSTERI]	171
<i>K. Vaittinen, T. Korja ja P. Kaikkonen:</i> Kuoren sähkönjohtavuus FIRE 3A - profiililla välillä Kokkola – Laukaa	173
<i>H. Valppu ja K. Strand:</i> IODP Expedition #313 New Jersey Shallow Shelf – review of forthcoming expedition [POSTERI]	177
<i>A. Viljanen, A. Pulkkinen ja R. Pirjola:</i> Geomagneettisesti indusoidut virrat ja magneettiset aktiivisuusindeksit	181
<i>H. Virtanen, M. Bilker-Koivula, M. Tervo, J. Virtanen, J. Mäkinen:</i> Suprajohtava gravimetri ja hydrologia	187
<i>J. Virtanen, J. Mäkinen, M. Bilker-Koivula ja H. Virtanen:</i> Itämeren korkeuden vaihtelun vaikutus GRACE-painovoima-aikasarjaan	193

*XXIII Geofysiikan Päivät
Oulussa 23.-24.05.2007*

Paikka: Oulun yliopisto, Linnanmaa, luentosali GO101
Kotisivu: <http://pro.tsv.fi/geofysiikanseura/>
Maksu: 44 euroa (22 euroa eläkeläiset, 10 euroa perustutkinto-opiskelijat), sisältää painetun esitelmäjulkaisun, kahvi/teetarjoilun sekä posterisession tarjoilun
Julkaisu: Kokousartikkelien sähköiset versiot (pdf-tiedostot) ovat saatavilla kokouksen kotisivulta ja sieltä kohdasta "Kokouksen ohjelma".

OHJELMA KESKIVIKKONA 23.05.2007

09:00 - 10:00 Ilmoittautuminen, postereiden pystytys, KAHVI / TEE

10:00 - 10:15 Päivien avaus
Markku Poutanen, Geofysiikan Seura

10:15 - 10:20 Järjestelytoimikunnan puheenjohtaja Toivo Korja

Istunto I

10:20 - 10:40 *E. Turunen, C.-F. Enell, Th. Ulich, A. Kero ja K. Kaila*
Rakettikoe: Yöaikaiset mesosfäärin ja termosfäärin emissiot (NEMI)

10:40 - 11:00 *K. U. Kaila*
Revontulifotometrin kalibroinnista

11:00 - 11:20 *S. Elo, M. Pirttijärvi ja J. Eskelinen*
Maankuoren anomaalisten massojen vaikutus kallioperän yläosan jännitystilaan Suomessa

11:20 - 11:40 *K. Mursula, L. Holappa ja A. Karinen*
Geomagneettisia myrskyjä kuvaavan Dst-indeksin korjaus ja ajallinen jatko

11:40 - 12:00 *H. Silvennoinen, E. Kozlovskaya, J. Yliniemi, T. Tiira ja FIRE Working Group*
Kuoren yläosan nopeusrakenne FIRE4-linjan eteläosassa Pohjois-Suomessa

12:00 - 13:00 LOUNASTAUKO

Istunto II

- 13:00 - 13:20 *J. Manninen, T. Turunen ja T. Raita*
Lähiavaruuden MLR-ilmio ELF-VLF-taajuuksilla
- 13:20 - 13:40 *J. Salminen ja L.J. Pesonen*
Valamon saaren n. 1,46 miljardia vuotta vanhan kerrosmyötäisen juonen paleomagnetismi ja sen merkitys supermanner Hudsonlandin mallintamiseen
- 13:40 - 14:00 *A. Kangas*
Itämeren vedenkorkeuden mallinnus kaksiulotteisella hydrodynaamisella mallilla
- 14:00 - 14:20 *S. Dayioglu ja H. Ruotsalainen*
Metsähovin lähiympäristön painovoimakartoitus ja sen käytöstä maakerrospaksuuksien arviointiin
- 14:20 - 14:40 *M. Bilker-Koivula, J. Virtanen, H. Virtanen, J. Mäkinen and M. Tervo*
Analysis of GRACE monthly gravity field models using water storage time series

14:40 - 15:00 KAHVI- / TEETAUKO

Istunto III

- 15:00 - 15:20 *J. Virtanen, J. Mäkinen, M. Bilker-Koivula ja H. Virtanen*
Itämeren korkeuden vaihtelun vaikutus GRACE-painovoima-aikasarjaan
- 15:20 - 15:40 *M. Pirttijärvi ja K. Moisio*
Uusia kokemuksia sähkömagneettisesta pulssimenetelmästä Oulun yliopistossa
- 15:40 - 16:00 *A. Viljanen, A. Pulkkinen ja R. Pirjola*
Geomagneettisesti indusoituvat virrat ja magneettiset aktiivisuusindeksit
- 16:00 - 16:20 *H. Nevanlinna*
Tilastoja geomagneettisista myrskyistä 163 vuoden ajalta (1844-2006)
- 16:20 - 16:40 Johdatukset POSTEREIHIN (noin 2 min / posterit; luettelo postereista ohjelman lopussa)
- 16:40 - 18:00 *POSTERIT*
- 19.00 - KOKOUPÄIVÄLLINEN**

*XXIII Geofysiikan Päivät
Oulussa 23.-24.05.2007*

OHJELMA TORSTAINA 24.05.2007

Istunto IV Ilmastomuutos, geofysiikka ja kansainvälinen polaarivuosi (IPY) sekä kansainvälinen geofysiikan vuosi (IGY)

- 08:30 - 09:10 *Mikko Alestalo*
Ilmastomuutos - miksi se tulee?
- 09:10 - 09:30 *Markku Poutanen*
Polaaritutkimuksen kansallinen komitea, kansainvälinen polaarivuosi ja Suomen Etelämannertutkimus
- 09:30 - 09:50 *E. Kozlovskaya and POLENET/LAPNET Working Group*
Polar seismology in the POLENET/LAPNET project (IPY 2007-2009)
- 09:50 - 10:10 *O.-P. Mattila ja M. Leppäranta*
Lumen ilmastollisen herkkyyden tarkastelu Arktisella jäätiköllä Koillismaalla, Huippuvuorilla
- 10:10 - 10:40 KAHVI- / TEETAUKO*

Istunto V

- 10:40 - 11:00 *I. Kukkonen*
Outokummun syväreikähanke
- 11:00 - 11:20 *P.J. Heikkinen, E. Koivisto ja I. Kukkonen*
Seisminen heijastusluotauksen käyttömahdollisuuksista malminetsinnässä kokemuksia Outokummun FIRE-luotauksesta
- 11:20 - 11:40 *J. Kangas, T. Raita ja J. Kultima*
Helmiäispulsaatioiden arvoitus
- 11:40 - 12:00 *H. Virtanen, M. Bilker-Koivula, M. Tervo, J. Virtanen ja J. Mäkinen*
Suprajohtava gravimetri ja hydrologia
- 12:00 - 13:00 LOUNASTAUKO*

Istunto VI

- 13:00 - 13:20 *T. Turunen*
Sodankylän geofysiikan observatorion digitaalinen VLF emissioiden mittausjärjestelmä VLF100aT

- 13:20 - 13:40 *A. Kozlovsky, I. Alexeev, and M. Meurant*
The auroral oval expansion caused by a solar wind pressure Increase
- 13:40 - 14:00 *M. Tervo , R. Eresmaa , M. Poutanen , H. Järvinen ja H. Koivula*
Vinoviiveiden käyttö GPS-laskennassa
- 14:00 - 14:20 *K. Vaittinen, T. Korja ja P. Kaikkonen*
Kuoren sähkönjohtavuus FIRE 3A -linjalla välillä Kokkola-Laukaa
- 14:20 - 14:40 KAHVI- / TEETAUKO**
- Istunto VII***
- 14:40 - 15:00 *J. Jokinen, L. Ahonen, P. Jääskeläinen ja H. Hongisto*
Poranreikägeofysiikan kokeita vettäjohtavien rakenteiden paikantamisessa
- 15:00 - 15:20 *M. Poutanen ja DynaQlim-työryhmä*
DynaQlim - Upper Mantle Dynamics and Quaternary Climate in Cratonic Areas
- 15:20 - 15:40 *T. Korja, P. Kaikkonen, I. Lahti, L.B. Pedersen, M. Smirnov, K. Vaittinen, BEAR WG and EMTESZ WG*
Ylävaipan sähkönjohtavuus Fennoskandiassa ja sen ympäristössä
- 15:40 - 16:00 Kokouksen päättäminen

*XXIII Geofysiikan Päivät
Oulussa 23.-24.05.2007*

POSTERI-esitykset:

Postereiden paikat: kokoussalin ulkopuolella aulatiloissa
Johdatukset posteriesitelmiin: keskiviikkona klo 16:20-16:40

- P01 Archeointensity Determinations from Finland, Estonia, and Italy
F. Donadini and L.J. Pesonen
- P02 Evidence for early plate tectonics in the northern Fennoscandian Shield derived from P- and S- wave velocity models of POLAR and HUKKA wide-angle profiles and FIRE4 reflection profile
T. Janik, E. Kozlovskaya, P. Heikkinen, J. Yliniemi, H. Silvennoinen and FIRE Working Group
- P03 Magnetic susceptibility as a tool to match asteroids and meteorites
T. Kohout, T. Elbra, L. J. Pesonen, P. Schnabl, S. Slechta
- P04 EMMAs (Electromagnetic Mini Arrays) in Finland
M. Smirnov, T. Korja and L.B. Pedersen
- P05 FMTU2005: New broad-band magnetotelluric instruments for near-surface and lithospheric studies of electrical conductivity
M. Smirnov, T. Korja and E. Laukkanen
- P06 Cosmic Ray Induced Ionization in the Atmosphere: Galactic and Solar Cosmic Rays
I.G. Usoskin, G.A. Kovaltsov and I. Mironova
- P07 IODP Expedition #313 New Jersey Shallow Shelf - katsaus tulevaan tutkimusmatkaan
H. Valppu ja K. Strand

Ilmastonmuutos – miksi se tulee?

M. Alestalo

Ilmatieteen laitos, Helsinki, mikko.alestalo@fmi.fi

Tiivistelmä

Fossiilisten polttoaineiden – hiili, öljy ja maakaasu – polttaminen energiatuotannossa tuottaa luonnon kannalta ylimääräistä CO₂:a ilmakehään. Luonto pystyy palauttamaan noin puolet ihmisen aiheuttamasta lisästä joko meriin tai kasvillisuuteen, mutta noin puolet jää ilmakehään nostamaan CO₂-pitoisuutta. Tällä hetkellä ilmakehän CO₂-pitoisuus on 380 ppm (0,038 %). Se on jo 30 % korkeampi kuin esiteollisella ajalla ennen 1850. Pitoisuus on itse asiassa saman verran korkeampi kuin koskaan puoleen miljoonaan vuoteen jääkausien tai niiden välisten lämpökausien jaksottamalla ajalla. Ihminen on pystynyt dramaattisella tavalla muuttamaan ilmakehän koostumusta. Metaanilla ja typpioksiduulilla on vastaavat kehityksensä. Muutos on pitkäaikainen, sillä nykyinen korkeampi pitoisuus säilyy vuosituhansia, vaikka ihmisen kasvihuonepäästöt loppuisivat heti.

Fysiikan lakien mukaan seurauksena on ilmakehän lisälämpiyminen. Maapallon km. pintalämpötila on noussut esiteolliselta ajalta jo 0,8 C, mistä varsinkin 1970-luvulta jatkunut vääjäämätön nousu 0,4 C voidaan selittää vain ihmisen toiminnan kautta. Samana aikana merenpinta on lämmennyt, merenpinta on noussut ja monet jäätiköt ovat vetäytyneet korkeammalle. Rankkasateiden määrässä ja kuivuuksien esiintymisessä on merkkejä ilmastonmuutoksen vaikutuksista haitalliseen suuntaan.

Ilmakehän tuleva kehitys riippuu oleellisesti siitä, miten ihmiskunnan CO₂-päästöt kehittyvät seuraavien vuosikymmenien aikana. Jos energiatuotanto perustuu enenevässä määrin fossiilisiin polttoaineisiin, on mahdollista, että 2100 mennessä km. globaali lämpötila nousee 6 C, ja arktisilla alueilla jopa 10 C. Jos fossiilisten polttoaineiden käyttö supistetaan alle puoleen nykyisestä seuraavien 20-30 v. aikana, on mahdollista rajoittaa lämpötilan nousu noin pariin asteeseen.

Ilmastonmuutoksen tutkimuksessa on edelleen alueita, joita ei tunneta riittävästi. Näitä ovat muutokset merivirroissa, mannerjäätiköiden sulamisvauhti, ilmakehän pienhiukkasten merkitys sekä hiilen kierrossa ilmakehän ja maan välillä olevat epävarmuudet. Näitä on tutkittava enemmän.

Analysis of GRACE monthly gravity field models using water storage time series

M. Bilker-Koivula, J. Virtanen, H. Virtanen, J. Mäkinen, M. Tervo

Finnish Geodetic Institute, Mirjam.Bilker@fgi.fi

Abstract

The satellite mission GRACE has produced monthly gravity field models since 2002. This enables studying the temporal variations of the gravity field. The models have been corrected for solid earth and ocean tides, pole tide and atmosphere and oceanic variability. The remaining gravity variations are mainly due to changes in continental water storage and other non-modelled gravity changes such as post-glacial rebound. In this paper we focus on the water storage in Finland. Water equivalent values of GRACE are compared with three models of terrestrial water storage: the global model of the Climate Prediction Centre (CPC), the global model of the Global Land Data Assimilation System (GLDAS), and the model for Finland of the Watershed Simulation and Forecasting System (WSFS) of the Finnish Environment Institute. Water equivalent time series calculated for the Finnish watershed area show that GRACE is able to detect the main signal of the water storage in the WSFS area.

1. INTRODUCTION

The GRACE gravity satellite mission has during the last few years considerably improved our knowledge of the Earth's gravity field. Not only has the long- and medium wavelength information of static global gravity field models improved since the beginning of the GRACE mission, it has now also become possible to calculate monthly global gravity field models, enabling studies of the temporal variations in the gravity field.

The GRACE gravity satellite mission became operational in 2002. Two satellites circle the Earth about 220 km apart. The orbits are near polar with an inclination of 89° and an altitude slowly going down from 450 to 300 km. The orbits are determined with GPS and in addition the distance between the satellites is accurately measured. Both satellites are also equipped with an accelerometer to correct for non-gravitational forces. Combining the GPS-, distance- and accelerometer-measurements, geopotential models are developed on a monthly basis. See also e.g. Tapley et al. (2004b).

Many groups are studying gravity changes using GRACE monthly models. Good agreements are found between mass variations determined with GRACE and variations predicted by

global hydrology models (e.g. Tapley et al., 2004a, Schmidt et al., 2006, and Neumeyer et al., 2006). In this paper we focus on the water storage in Finland.

2. GRACE MONTHLY GRAVITY DATA

Monthly geopotential models are calculated from the GRACE observations at three processing centres: The Center for Space Research of the University of Texas (CSR), the GeoForschungsZentrum Potsdam (GFZ), and the Jet Propulsion Laboratory (JPL). During the past years the processing centres have adjusted their processing strategies and several different datasets have been released. The latest datasets of all three centres are release 4 (RL04) monthly fields. The time span of the RL04 datasets is given in table 1.

The provided monthly models have been calculated from the GRACE observations using background models for solid earth and ocean tides, pole tide, and atmosphere and oceanic variability. The remaining gravity variations are mainly due to changes in continental water storage and other non-modelled gravity changes such as post-glacial rebound.

The monthly geopotential models are given in the form of the \bar{C}_{nm} and \bar{S}_{nm} coefficients of a spherical harmonic expansion of the geopotential:

$$V(\theta, \lambda, r) = \frac{GM}{r} + \frac{GM}{r} \left(\sum_{n=2}^{n_{\max}} \left(\frac{a}{r} \right)^n \sum_{m=0}^n \left(\bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \bar{S}_{nm} \sin m\lambda \right) \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \right), \quad (1)$$

where \bar{P}_{nm} are the fully normalized associated Legendre polynomials, and G , M and a the Earth parameters. The models are developed up to a certain degree n and order m . The CSR models go up to degree and order 60 (UTCSR, 2007). The maximum degree and order, n_{\max} , in the GFZ and JPL models is 120, but users are advised against using coefficients above degree 100 (GFZ, 2007 and JPL, 2007). In all models errors increase rapidly with increasing degree and order. Therefore truncation, smoothing, or regional averaging should be applied when using the models.

When the coefficients of a reference geopotential model are subtracted from the monthly coefficients and r is assumed to be equal to the Earths radius a , the following expression is found for the variation of the geopotential:

$$\Delta V(\theta, \lambda) = \frac{GM}{r} \sum_{n=2}^{n_{\max}} \sum_{m=0}^n \left(\Delta \bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \Delta \bar{S}_{nm} \sin m\lambda \right) \bar{P}_{nm}(\cos \theta). \quad (2)$$

Table 1. Time span of the RL04 monthly models, situation 23.04.2007 (UTCSR, 2007; GFZ, 2007; JPL, 2007).

Centre	Start month	End month	Missing months
CSR	April 2002	December 2006	June, July & December 2002, June 2003
GFZ	August 2002	February 2007	September & December 2002, January & June 2003, January 2004 Additional constrained models from July till October 2004
JPL	January 2003	November 2006	June 2003

If we assume that all resulting variations in geopotential are caused by changes in surface mass, mass variations can be directly calculated from the differential coefficients $\overline{\Delta C_{nm}}$ and $\overline{\Delta S_{nm}}$, using degree dependent elastic Love numbers k_n (see Wahr et al., 1998):

$$\overline{\Delta\sigma}(\theta, \lambda) = 2\pi \frac{\alpha\rho_{av}}{3} \sum_{n=2}^{n_{max}} \frac{2n+1}{1+k_n} w_n \sum_{m=0}^n (\overline{\Delta C_{nm}} \cos m\lambda + \overline{\Delta S_{nm}} \sin m\lambda) \overline{P}_{nm}(\cos\theta). \quad (3)$$

ρ_{av} is the average density of the Earth. w_n are the coefficients of a Gaussian averaging function $w(\alpha)$, with α the angular distance from the calculation point, used to compensate for poorly determined short-wavelength spherical harmonic coefficients (Wahr et al., 1998). The level of smoothing is determined by the averaging radius r , which is the distance at which the w function drops to half and the w_n coefficients to zero (Wahr et al., 1998). Dividing the surface mass variations $\overline{\Delta\sigma}$ by the density of water gives the equivalent water thickness.

Gravity variations as would be felt by a terrestrial gravimeter can be calculated directly by applying degree dependent load Love numbers h'_n (Neumeier et al., 2006):

$$\overline{\Delta g}(\theta, \lambda) = 2\pi \frac{GM}{R^2} \sum_{n=2}^{n_{max}} (n+1-2h'_n) w_n \sum_{m=0}^n (\overline{\Delta C_{nm}} \cos m\lambda + \overline{\Delta S_{nm}} \sin m\lambda) \overline{P}_{nm}(\cos\theta). \quad (4)$$

3. WATER STORAGE MODELS

To assess the ability of GRACE to recover continental water storage in Finland, we use three water storage models: CPC, GLDAS and WSFS. The models are shortly described below:

CPC is the global soil moisture model of the Climate Prediction Centre. The data set contains monthly grids of soil moisture with $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ resolution covering the whole Earth. A description of the model is given in Fan and van den Dool (2004).

GLDAS stands for the Global Land Data Assimilation System. The system produces many different datasets, among which soil moisture in different layers and snow depth for all land areas above 60 degrees South. The data interval is 3 hours and has a resolution of $1^\circ \times 1^\circ$. For this study we combined the soil moisture of the different layers and calculated daily mean grids. More information on GLDAS can be found in Rodell et al. (2004).

WSFS is the Watershed Simulation and Forecasting System of the Finnish Environment Institute. The system covers the whole land area of Finland including cross-boundary watersheds and includes the full hydrological cycle. In this study we use the $1 \times 1 \text{ km}^2$ grids of total water resources and the time series of the total water storage average. The WSFS is described in Vehviläinen et al. (2005).

4. RESULTS

Gravity time series were calculated for Metsähovi using the RL04 GRACE datasets of CSR, GFZ and JPL. The results can be seen in Figure 1. The variation refers to a reference field calculated for each dataset from all model coefficients in the dataset in the period 2003-2006. Gaussian smoothing with an averaging radius of 600 km was applied and only the coefficients up to degree and order 60 were used. The recovered gravity signal is similar for all three data

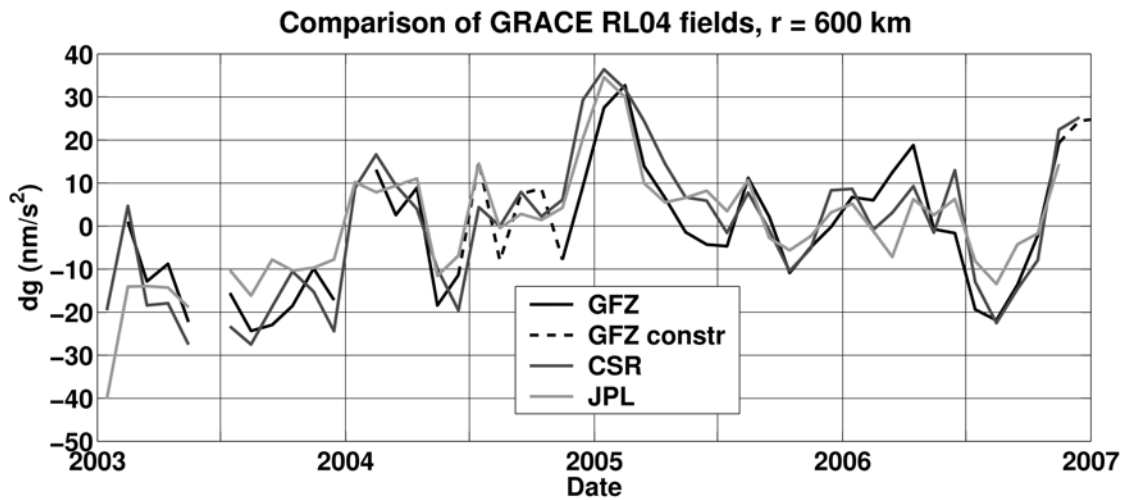


Figure 1. Gravity variation at Metsähovi calculated from monthly GRACE models of three processing centres. Gaussian smoothing with an averaging radius of 600 km is applied. In the GFZ solution constrained models are used from July to October 2004 and in December 2006.

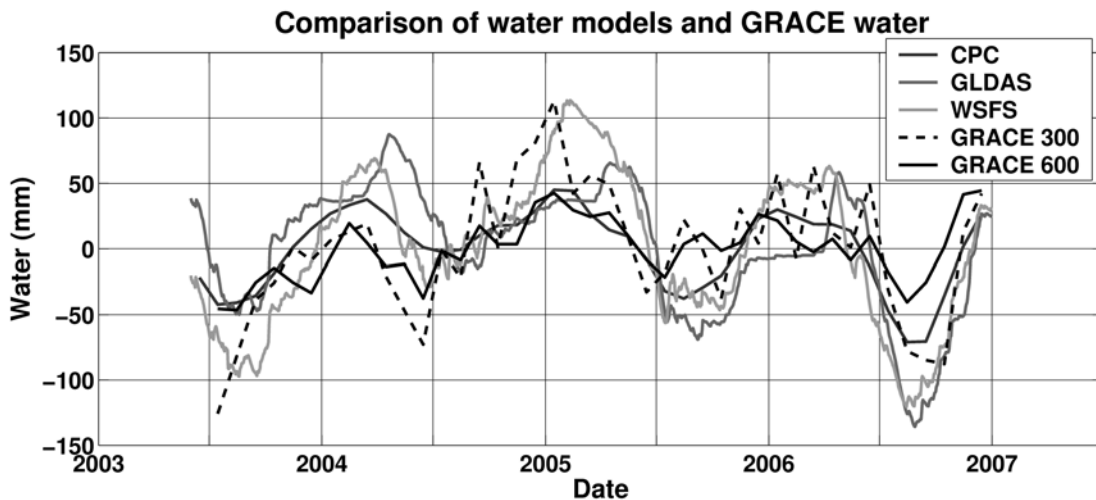


Figure 2. GRACE water equivalent calculated from 3.5 years of CSR RL04 models with 300 km (GRACE 300) and 600 km averaging radius (GRACE 600) compared with water models WSFS, CPC and GLDAS. All values are means taken over the area covered by the WSFS.

sets. However, small differences can be seen. Other studies have shown that the GRACE gravity time series for Metsähovi fit well to the time series of the superconducting gravimeter in Metsähovi (e.g. Neumayer et al., 2006; and Virtanen et al., 2007a).

For comparison with the water models the CSR GRACE models were used. $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ water equivalent grids were calculated, after which mean values were calculated for the WSFS area. The three water models were also averaged over the area covered by the WSFS model. Figure 2 shows the water model time series together with the CSR time series when Gaussian smoothing is applied with 300 km and with 600 km averaging radius.

Differences between the time series of the water models can be explained by the different treatment of groundwater and especially snow. The global models do not explicitly model groundwater. The soil model of the CPC is a simple uniform soil layer that acts as a "leaky bucket" with an effective holding capacity of 0.76 m of water (Fan and van den Dool, 2004). Thus, it supports more variation in soil moisture than soil moisture layers in Finland and therefore partly accounts for groundwater. The GLDAS model, in contrary, has a more realistic soil model (Rodell et al., 2004), which may cover less groundwater variation. CPC partly accounts for snow through the precipitation records, going into the model as liquid water. GLDAS models snow separately, but the GLDAS data plotted in Figure 2 does not include the snow and therefore shows too low values in winter. The WSFS signal includes all water resources and is therefore most realistic.

Figure 2 shows that GRACE is able to detect the main signal and amplitude of the water storage in the WSFS area. The GRACE time series correctly reproduces the WSFS scale when a smoothing radius of 300 km is applied. 600 km smoothing gives a smoother signal, but at the same time too much of the water signal leaks to nearby seas, which leads to a lower amplitude.

5. CONCLUSIONS

Monthly gravity field models from GRACE are available over a period of more than 4 years. Gravity time series calculated from the datasets of the three processing centres, CSR, GFZ and JPL, show small differences, but agree on the main signal.

Water equivalent time series calculated for the Finnish watershed area show that GRACE is able to correctly reproduce the main signal and scale of the water storage in the WSFS area. Smoothing the GRACE time series with a smoothing radius of 300 km gives an optimal result.

We will continue to improve the GRACE calculations. Better regional filtering of the GRACE data will make it possible to focus on smaller areas. A study of the influence of the Baltic Sea on the GRACE data is in progress (Virtanen et al., 2007b).

ACKNOWLEDGEMENTS

This work is part of the HYDROGRAV project, which is funded by the Academy of Finland. The authors would like to thank the Finnish Environment Institute for providing the WSFS models.

REFERENCES

- Fan, Y., H. van den Dool, 2004. The Climate Prediction Center global monthly soil moisture data set at 0.5° resolution for 1948-present. *J. Geophys. Res.* **109**, D10102, doi:10.29/2003JD004345.
- GFZ, 2007. Release Notes for GFZ Potsdam GRACE L-2 products – version RL04, Note date 2007-02-20.

- JPL, 2007. Release Notes for GRACE L-2 calibration products – version JPL RL04, Note date 2007-02-20.
- Neumeier, J., F. Barthelmes, O. Dierks, F. Flechtner, M. Harnisch, J. Hinderer, Y. Imanishi, C. Kroner, B. Meurers, S. Petrovic, Ch. Reigber, R. Schmidt, P. Schwintzer, H.-P. Sun, H. Virtanen, 2006. Combination of temporal gravity variations resulting from superconducting gravimeter (SG) recordings, GRACE satellite observations and global hydrology models, *Journal of Geodesy*, Vol. **79**, No. 10-11, February, 2006, pp. 573-585.
- Rodell, M., P.R. Houser, U. Jambor, J. Gottschalck, K. Mitchell, C.-J. Meng, K. Arsenault, B. Cosgrove, J. Radakovich, M. Bosilovich, J.K. Entin, J.P. Walker, D. Lohmann, D. Toll, 2004. The Global Land Data Assimilation System, *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **85** (3), pp. 381-394. doi: 10.1175/BAMS-85-3-381.
- Schmidt, R., P. Schwintzer, F. Flechtner, Ch. Reigber, A. Günter, P. Döll, G. Ramillien, A. Cazenave, S. Petrovic, H. Jochmann, J. Wunsch, 2006. GRACE observations of changes in continental water storage, *Global and Planetary Change* **50** (2006), pp. 112-126.
- Tapley, B., S. Bettadpur, J. Ries, P. Thompson, M. Watkins, 2004a. GRACE Measurements of Mass Variability in the Earth System, *Science*, Vol. **305**, 23 July 2004.
- Tapley, B.D., S. Bettadpur, M. Watkins, C. Reigber, 2004b. The gravity recovery and climate experiment: Mission overview and early results. *Geoph. Res. Letters*, Vol. **31**, L09607, doi: 10.1029/2004GL019920.
- UTCSR, 2007. Release Notes for GRACE L-2 products – version UTCSR RL-04, Note date 2007-04-11.
- Vehviläinen, B., M. Huttunen, I. Huttunen, 2005. Hydrological forecasting and real time monitoring in Finland: The Watershed Simulation and Forecasting System (WSFS). International conference on innovation advances and implementation of flood forecasting technology, 17 to 19 October 2005, Tromsø, Norway.
- Virtanen, H., M. Bilker-Koivula, M. Tervo, J. Virtanen, J. Mäkinen, 2007a. Suprajohtava gravimetri ja hydrologia. XXIII Geofysiikan päivät, 23.-24.5. 2007, Oulu.
- Virtanen, J., J. Mäkinen, M. Bilker-Koivula, H. Virtanen, 2007b. Itämeren korkeuden vaihtelun vaikutus GRACE-painovoima-aikasarjaan. XXIII Geofysiikan päivät, 23.-24.5. 2007, Oulu.
- Wahr, J., M. Molenaar, F. Bryan, 1998. Time variability of the Earth's gravity field: Hydrological and oceanic effects and their possible detection using GRACE, *Journal of Geophysical Research*, Vol. **103**, No. B12, 1998, pp. 30205-30229.

Metsähovin lähiympäristön painovoimakartoitus ja sen käytöstä maakerrospaksuuksien arviointiin

S. Dayioglu¹ ja H. Ruotsalainen²

¹ Geofysiikan osasto, Helsingin yliopisto, selen.dayioglu@helsinki.fi

² Geodeettinen laitos, Kirkkonummi

Abstract

Gravity measurements were carried out in the 1 km x 1 km area around Metsähovi gravity laboratory in Southern Finland. Free air- and Bouguer-anomalies were calculated and a plane estimate of regional Bouguer anomaly was modelled and removed from the observed Bouguer anomalies to better find out local of anomaly details. Extensive peat layers, which dominate in the area, were estimated with Nettleton method from calculated residual anomaly field with different peat density estimates (900, 1000 and 1800 kg/m³). Estimates gave depths for peat layers of 0-6 meters, which are comparable to peat layer depths measured in the area by the Geological Survey of Finland.

1. JOHDANTO

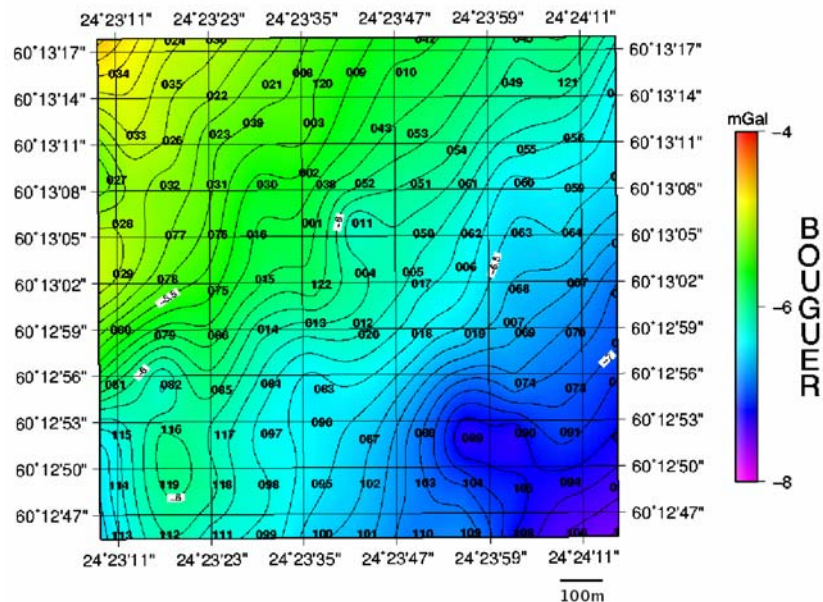
Metsähovin tutkimusalueella sijaitsevan Geodeettisen laitoksen painovoimalaboratorion suprajohtavalla gravimetrilla (Virtanen, 2006) havaitaan eritaajuisia geodynaamisia ilmiöitä, kuten maanjäristyksiä, maan pinta- ja sisärakenteen ominaisheilahteluja, sekä mikroseismissä ja vuorovesi-ilmiötä maan ”kiinteässä” rakenteessa. Merien ja ilmakehän kuormitus- ja vetovoimavaikutus, paikalliset pohjaveden, järvien, soiden ja lumen vesimäärävaihtelujen aiheuttama vetovoima- ja kuormitusvaikutus sekä muut tektoniset liikkeet aina jääkauden jälkeiseen maannousuun pystytään myös havaitsemaan.

Vuonna 2004 Metsähovin painovoimakenttää määritettiin relatiivipainovoimamittauksin ja havainnoista laskettiin ilma- ja Bouguer-anomaliat (Dayioglu, 2006). Maakerrosten paksuuksia arvioitiin erityisesti suoalueilla, jotka varastoivat sadevettä ja voivat näin aiheuttaa painovoimaan vaikeasti mallinnettavia pieniä ajallisia muutoksia.

Metsähovin mittausalue sijaitsee Kirkkonummen Kylmälässä. Alueen maasto on pääasiassa kalliota, metsää ja suota. Länsipuolen leikkaa Pettersbergenin kallio ja eteläinen osa on lähes kokonaan Gillerbossenin suota. Alueen maaperässä on turvetta, savea, moreenia sekä hietaa ja kallioperä on pääosin graniittia.

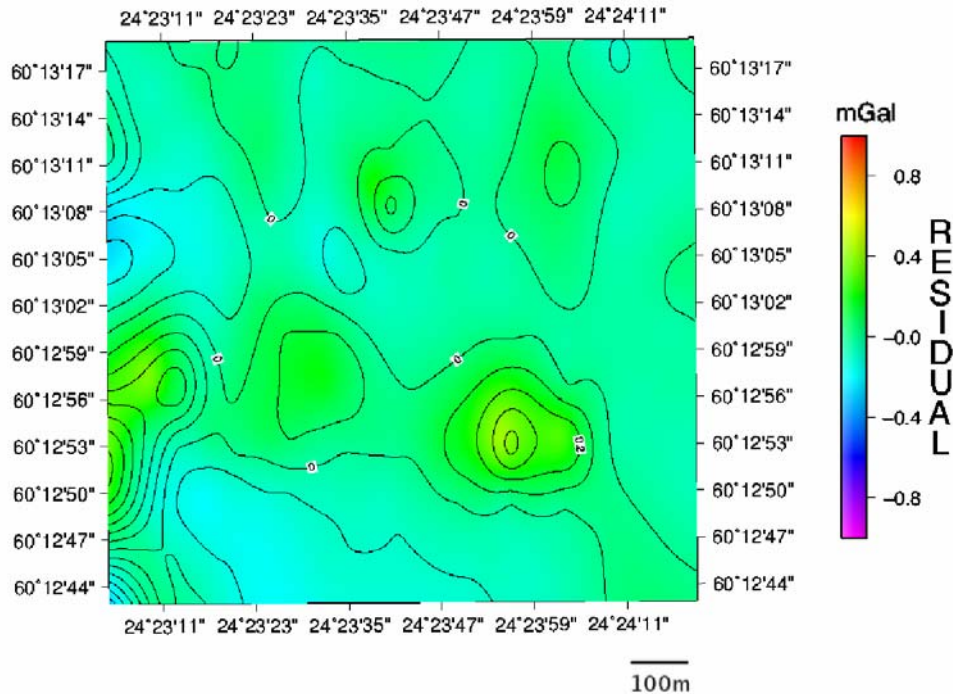
2. METSÄHOVIN PAINOVOIMAMITTAUS

Mittausalue on kooltaan 1 km^2 ja mittauspisteet muodostavat hilan, jonka pisteiden väli on ~ 100 metriä. Mittauspisteitä mitattiin 122 kappaletta käyttäen Scintrex CG-5 gravimetria. Pisteiden koordinaatit mitattiin Leican GPS/Real Time Kinematic (RTK)-laitteistolla. Bouguer-reduktiossa mittauspisteen ja geoidin välisen aineen tiheys oletetaan olevan 2670 kg/m^3 . Painovoima-arvoista laskettu Bouguer-anomaliakartta (Kuva 1.) näyttää luode-kaakko suuntaisen trendin, joka on tunnettu Helsingin seudulla Sipoon ja Vihdin välillä valitsevasta alueellisesta anomaliakentästä. Gravimetrien kalibrointilinja välillä Masala-Vihti on perustettu käyttäen hyväksi tätä alueellista voimakasta anomaliaa (Ruotsalainen et al., 1998, Kääriäinen et al. 1997).



Kuva 1. Metsähovin alueen Bouguer-anomaliakenttä, josta havaitaan luode-kaakko suuntainen trendi.

Alueellinen Bouguer-anomalian tasomalli muodostettiin pienimmän neliösumman menetelmällä kalliopinnalla tehtyjen painovoimamittausten avulla. Näin saatu tasomalli kuvaa yllämainittua alueellista Bouguer-anomaliaa ilman pintamaa-aineksen vaikutusta. Paikallinen Bouguer-residuaalikenttä R (Kuva 2.), jonka voidaan ajatella kuvaavan paikallisia irtomaapaksuuksia kalliopinnalla, saadaan vähentämällä havaituista Bouguer-anomaliosta alueellinen tasomalli.



Kuva 2. Metsähovin alueen Bouguer-residuaalikenttä R, jonka voidaan olettaa kuvaavan irtomaan vaikutusta.

3. IRTOMAAPAKSUUKSIEN ESTIMOINNISTA METSÄHOVISSA

Maakerrospaksuudet (Kuva 3.) tulkittiin residuaalikentästä käyttäen käännteistä Nettletonin menetelmää ilman topografiakorjausta (Torge, 1989). Lähtökohtana on Bouguerlaatan yhtälö:

$$R = 2\pi G \Delta\rho h$$

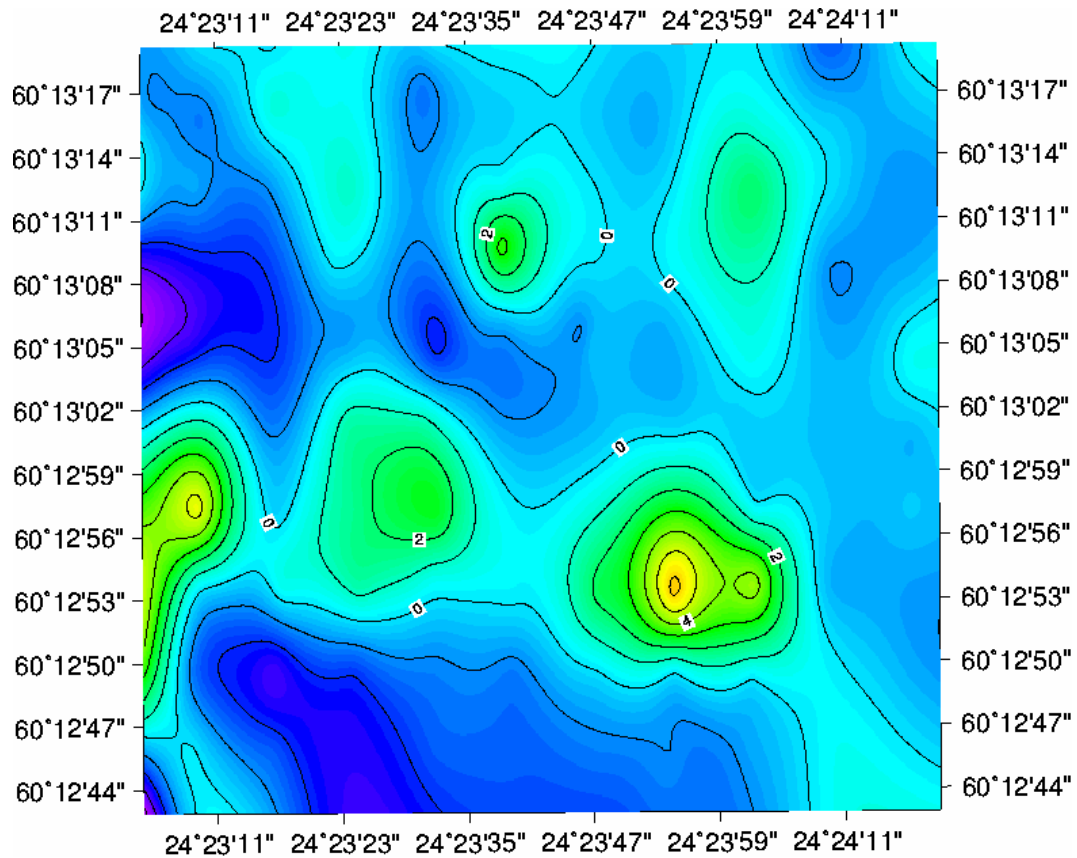
(R= Bouguer residuaalikentän arvo, $G = 6.67 \cdot 10^{-11} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-2}$, $\Delta\rho$ =tiheyksien ero ja h=paksuus metreinä).

Maakerroksen paksuusarvioksi saadaan:

$$h = \frac{R}{2\pi G(\rho_2 - \rho_1)}$$

, missä ρ_2 on kallion tiheys 2670 kg/m^3 ja ρ_1 on maa-aineksen tiheys.

Maakerrosmalli laskettiin tiheyksillä 900, 1000 ja 1800 kg/m^3 . Märän turpeen tiheys oletettiin olevan lähellä veden tiheyttä. Lisäksi laskettiin malli käyttäen tiheytenä 1800 kg/m^3 , joka on keskimääräinen irtomaatiheys Metsähovin alueella (Elo, 2001).



Kuva 3. Metsähovin alueen maakerrospaksuusarvio tiheydellä 1000kg/m^3 . Gillermossenin suoalueen turvepaksuudet vaihtelevat tällä mallilla 0-6 metriä. Negatiiviset arvot kuvan vasemmassa reunassa (Pettersbergenin kallio) johtuvat mallivirheestä, sillä laskuissa ei käytetty topografiakorjausta.

3. LOPUKSI

Metsähovin alueella tehdyt painovoimamittaukset osoittavat miten painovoiman peruslähtökohdista saadaan estimoitua tutkittavan alueen maaperän syvyysrakenteita jos maa- tai kallioperän tiheydestä on havaintoja. Jos taas rakenteen syvyys on tunnettu voidaan estimoida tiheyspiirteitä. Turvekerrosten syvyysarviot vastaavat Sténin ja Markun (1997) aikaisemmin mittaamia ja turvetutkimusraportissaan (GTK) esittämiä irtomaa-aineksen paksuuksia Gillermossenin suolla. Tutkimuksessamme saadut arviot voidaan todentaa vain painokairauksella tai maatutkamenetelmällä mitatuissa painovoimapisteeissä.

LÄHTEET

- Dayioglu S., 2006. Metsähovin lähiympäristön painovoimakartoitus ja sen tulkinta, *Pro Gradu tutkielma, Helsingin Yliopisto*, 60 s.
- Elo S., 2001. Irtomaapaksuuden arviointi painovoimamittausten avulla Kirkkonummen Metsähovissa. *Geologian tutkimuskeskus, Espoo* 10 s.
- Kääriäinen J. and J. Mäkinen, 1997. The 1979 – 1996 gravity survey and the results of the gravity survey of Finland 1945 – 1996, *Geodeettisen laitoksen julkaisuja N:o 125, Kirkkonummi*, 24 s.
- Ruotsalainen, H., J. Mäkinen and J. Kääriäinen, 1998. Gravimetrien kalibrointilinja Masala – Vihti, *Geodeettisen laitoksen tiedote n:o 20., Kirkkonummi*, 14 s.
- Stén, C.-G., M., Markku. 1997. Inכון, Siuntion ja Kirkkonummen tutkitut suot sekä turpeen käyttökelpoisuus, *Geologian tutkimuskeskus, Turvetutkimusraportti 306*, 64 s.
- Torge, W., 1989. Gravimetry. *Walter de Gruyter, Berlin*, 465 p.
- Virtanen H., 2006. Studies of Earth Dynamics with the superconducting gravimeter, *Geodeettisen laitoksen julkaisu N:o 133, Kirkkonummi*, 130 s.

Archeointensity Determinations from Finland, Estonia, and Italy

F. Donadini¹, L.J. Pesonen¹

¹ Division of Geophysics, University of Helsinki, PL 64, 00014 Helsinki.
Fabio.Donadini@helsinki.fi

Abstract

We summarize a paleointensity study performed on different archeological collections from Finland and Estonia, as well as on a collection of stamped Roman bricks (AD 110 - 123). The collection from Finland represents a set of baked clays and bricks, dated with calibrated ¹⁴C or by historical methods (Nurmes church brick, AD 1893) and covering a period between 5080 BC and AD 1893. The collection from Estonia consisted of different potteries, tiles, and bricks, dated between the 5th century and AD 1770. The reliable results were compared with the Finnish archeointensity master curve and with the relative intensity curves obtained from Scandinavian lake sediments. The result from the stamped Roman brick agrees with other paleointensity data from France and Italy covering the same period.

1. INTRODUCTION

The Earth's magnetic field (EMF) varies its intensity and direction during time. Studies aiming to define the EMF characteristics at a particular place and time are of particular interest to understand the present behaviour as well as future changes of our planet. Some authors have pointed out the possibility of an imminent reversal (e.g. Hulot et al., 2002; Constable and Korte, 2006); others see a link between the sudden variation in EMF directions and intensities (so called archaeomagnetic jerks) and climate changes (Gallet et al., 2005). Moreover, the importance of EMF studies in the past time is underlined by the fact that its outcome constitutes the raw material to construct theoretical models (e.g. Korte and Constable, 2005).

When looking at the archeointensity data available worldwide (e.g. Donadini et al., 2006) one notices that the geographical distribution of the data is centered on low to moderate latitudes of the Northern hemisphere. In this sense, Finland (60-70° N) represents a unique possibility to extend the archeomagnetic research to higher latitudes.

The new measurements are compared with the Scandinavian master curve compiled by Pesonen et al. (1995), Riisager et al. (2003), Graham-Jensen et al. (2000), Donadini et al. (2007). The curves are also compared with the output for the CALS7k model of (Korte and Constable, 2005) produced for the locality of Kajaani (64.2° N - 27.3° E), representative central point for Finland. Scandinavia is also rich of well dated lake sediments (Ojala and Saarinen, 2002, Snowball and Sandgren, 2002), and so it is worthwhile to compare the output of the new archeointensity measurements with those of lake sediments, particularly with the ones that are well dated using calibrated radiocarbon (¹⁴C) or varve counting.

Other problems arising when determining the ancient geomagnetic field intensity relate to the accuracy of the date of an archeological artefact. The availability of stamped archeological

objects (e.g. stamped Roman brick, Estonian tiles) therefore represents an opportunity to associate with reliability the geomagnetic field intensity value with a particular age.

2. SAMPLES AND METHOD

The samples were collected from different museums or from private persons. In general we obtained dated potteries or bricks, which have accurate dating such as calibrated radiocarbon or stamps. The samples originate mainly from Scandinavia and aim to improve the North European paleointensity master curve. In particular, the Hela dataset is a collection of baked clays from high latitudes (63 - 67°N), and are of particular interest for the global intensity models, which lack of data from high latitudes. These materials were dated using calibrated ^{14}C at the Dating Laboratory of the University of Helsinki, and have ages spanning over the period between 5100 BC and 615 BC (Jungner, 2004, pers. comm.). This interval covers a part of the Scandinavian master curve that is poor in data. Additionally, a brick from the Church of Nurmes (AD 1893) was investigated.

A set of Estonian potteries was donated by Professor Valter Lang, from the Department of Archeology of the University of Tartu. The ages of these samples span between AD 0 and 12th century AD, and focuses particularly on the 5th century AD, when the field intensity appears to reach a maximum in Finland (Pesonen et al., 1995). Professor Lang also gave two tile fragments, both stamped, with ages of AD 1550 and 1770 respectively. One brick from the Jaani Cathedral located in Tartu, and dated late 13th century AD, was given by Tiiu Elbra. Additionally, three stamped roman bricks that were donated by Professor Päivi Setälä (University of Helsinki) and are dated AD 110-120.

Paleointensity measurements were carried out using the Thellier technique modified after Coe (1967), with additional alteration checks (Coe, 1967) and tail checks (e.g. Riisager and Riisager, 2001). All specimens were oriented in the oven so that their Characteristic Remanent Magnetization (ChRM) was aligned with the laboratory field (B_{lab}). This strategy avoids problems related to the fabric anisotropy effects, which might be considerable in potteries and bricks (e.g. Pesonen et al., 1995).

3. RESULTS

The data obtained for the Scandinavian collection are plotted in Fig. 1 together with the data available for Scandinavia, as based on the GEOMAGIA50 (Donadini et al., 2006) output, as well as the CALS7k model of Korte and Constable (2005), as well as the lake sediment data (Ojala and Saarinen, 2002; Snowball and Sandgren, 2002). Fig. 2 shows an enlargement of Fig. 1, so that the data for the period AD 0-2000 are better displayed. In this latter figure the Nurmijärvi magnetic observatory data are also shown. The agreement between the new data, the available ones, and the model seems reasonable. We notice in particular one data (Hela97), at 670 BC, which plots far below the model estimation. In that case the problem might relate to concave Arai diagrams (e.g. Dunlop, 1998) and might not be fully representative.

The two figures show variable levels of agreement between the measurements and the model, however the general trend showing an increasing intensity from 5000 BC which culminates in a peak at around 500 BC can be observed. From that moment both CALS7K model and lake

sediments show a gradual decrease which ends in present's day VADM value of $7.9 \cdot 10^{22} \text{ Am}^2$ (Perrin and Schnepf, 2004). The absolute paleointensity measurements obtained in this study are in agreement with observations of Pesonen et al. (1995), and show a peak around AD 500. In this sense, the result from the potteries from Viimsi (VI on Fig. 2) are in good agreement with the observations of Pesonen et al. (1995).

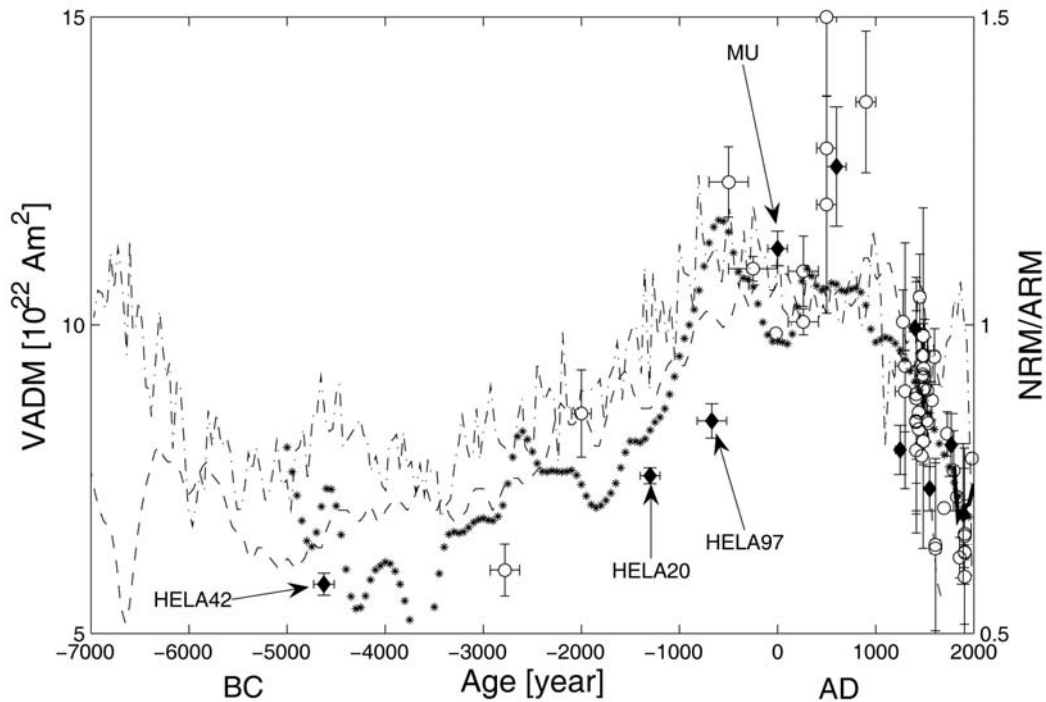


Fig.1: Comparison of Virtual Axial Dipole Moments (VADMs) from Scandinavian samples as based on the GEOMAGIA50 database (open circles), and the new data from Finnish and Estonian specimens (closed diamonds). Asterisks represent the CALS7k model of Korte and Constable (2005) calculated at Kajaani (Central Finland; 64.2°N , 27.3°E). New results from Ilykiiminky (HELA 42), Kemijärvi (HELA20), Suomussalmi (HELA97), and Muskylä (MU) are presented.

The results of the stamped roman bricks are displayed in terms of VADM in Fig. 3. There are a large number of available data for France and Italy between the period AD 0-500. The data appear to form a cloud with a mean VADM value of about $11 \times 10^{22} \text{ Am}^2$. Compared to those data, the VADM value obtained from the roman bricks appears to fit well with the higher extremity of the cloud. In particular, if we take into account the period covering AD 50 - 150, we obtain a mean VADM value of $10.9 \pm 1.9 \times 10^{22} \text{ Am}^2$, which is in perfect agreement with the value $11.2 \pm 0.8 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ obtained from the bricks. The CALS7k model (Korte and Constable, 2005) predicts a slightly lower value at Rome ($9.4 \times 10^{22} \text{ Am}^2$)

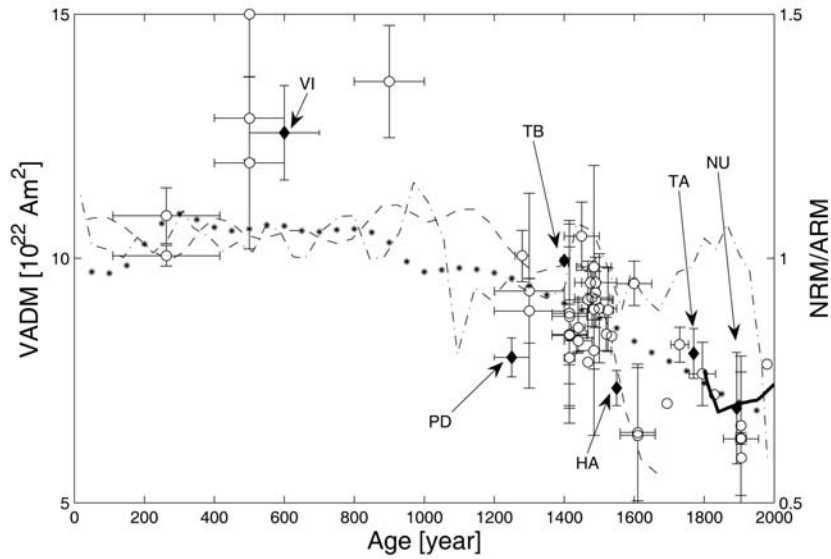


Fig. 2: Enlargement of Fig. 1 showing the last 2000 years VADM in Scandinavia. Explanations as in Fig. 1. The solid line represents the Nurmijärvi magnetic observatory measurements. Results from Viimsi (VI), Pada (PD), Tartu (TB), Haapsalu (HA), Tallin (TA), and Nurmes (NU) are shown.

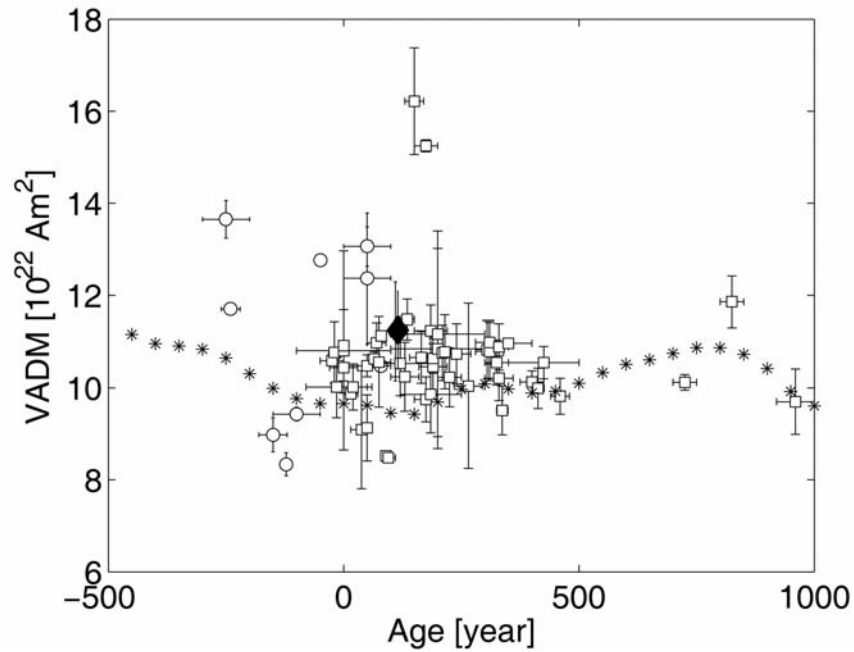


Fig. 3: Comparison of virtual axial dipole moments (VADM) from Italian (open circles) and French (open squares) samples as based on the GEOMAGIA50 database, and the measurements obtained from the stamped Roman bricks specimens (closed diamond). Asterisks represent the CAL57k model of Korte and Constable (2005) calculated at Rome (41.8°N, 12.5°E).

4. CONCLUSIONS

This study improves the Scandinavian archeointensity database with new reliable results. The data will be included in the GEOMAGIA50 database, and will serve for new geomagnetic field modelings.

The VADM result from the stamped Roman brick appears in agreement with other data available for the period in question. In this sense, the very accurate dating of the stamps strengthens the reliability of the other results available.

REFERENCES

Constable, C., and Korte, M., 2006. Is Earth's magnetic field reversing? *Earth and Planetary Science Letters*, **246** (1-2), 1-16.

Coe, R.S., 1967. The determination of paleo-intensities of the Earth's magnetic field with emphasis on mechanisms which could cause non-ideal behaviour in Thellier's method. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, **19**, No 3, 157-179

Donadini, F., Korhonen, K., Riisager, P., and Pesonen, L.J., 2006. Database for Holocene geomagnetic intensity information. *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, **87** (14), 137

Donadini, F., Kovacheva, M., Kostadinova, M., Casas, Ll., and Pesonen, L.J., 2007. New archeointensity results from Scandinavia and Bulgaria. Rock-magnetic studies inference and geophysical application. In preparation.

Dunlop, D.J., 1998. Thermoremanent magnetization of non uniformly magnetized grains. *Journal of Geophysical Research*, **103**, 30561-30574.

Gallet Y., Genevey A., and Fluteau F., 2005. Does Earth's magnetic field secular variation control centennial climate change? *Earth and Planetary Science Letters*, **236**, 339-347.

Gram-Jensen, M., Abrahamsen, N., and Chauvin, A., 2000. Archeomagnetic intensity in Denmark. *Physics and Chemistry of the Earth*, **25**, 525-531.

Hulot, G., Eymin, C., Langlais, B., Manda, M., and Olsen, N., 2002. Small-scale structure of the geodynamo inferred from the Oersted and Magsat satellite data. *Nature*, **416**, 620-623

Korte, M. and Constable, C. G., 2005. The geomagnetic dipole moment over the last 7000 years - new results from a global model. *Earth and Planetary Science Letters*, **236**, 348-358.

Ojala, A., and Saarinen, T., 2002. Paleosecular variation of the Earth's magnetic field during the last 10000 years based on an annually laminated sediment of Lake Nautajärvi, Central Finland. *Holocene*, **12**, 391-400.

Perrin, M., and Schnepf, E., 2004. IAGA paleointensity database: distribution and quality of the dataset. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **147**, 255-267.

Pesonen, L.J., Leino, M.A.H., and Nevanlinna, H., 1995. Archeomagnetic intensity in Finland during the last 6400 years: Evidence for a latitude-dependent nondipole field and ~AD 500. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, **47**, 19-40.

Riisager, P. and Riisager, J., 2001. Detecting multidomain magnetic grains in Thellier palaeointensity experiments. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **125**, 111-117.

Riisager, P., Abrahamsen, N., and Rytter, J., 2003. Research report: Magnetic investigations and the age of a medieval kiln at Kungahälla (south-west Sweden). *Archaeometry*, **45**, 665-674.

Snowball, I., and Sandgren, P., 2002. Geomagnetic field variations in northern Sweden during the Holocene quantified from varved lake sediments and their implications for cosmogenic nuclide production rates. *Holocene*, **12**, 517-530.

Maankuoren anomaalisten massojen vaikutus kallioperän yläosan jännitystilaan Suomessa

S. Elo¹, M. Pirttijärvi² ja J. Eskelinen¹

¹ Geologian tutkimuskeskus, Espoo, seppo.elo@gtk.fi

² Oulun yliopisto, fysikaalisten tieteiden laitos.

Abstract

The effect of lateral density variations on the state of stress in the uppermost crust in Finland is estimated by combining gravity and finite element modelling. Both 2-D and 3-D modelling results are presented. For example, due to 3-D anomalous masses, in an area of large rapakivi granite intrusions and their surroundings in southwestern Finland, the difference between minimum and maximum horizontal stresses reaches values up to 8.5 MPa. An example of 2-D modelling of the Näränkäväära layered intrusion in eastern Finland shows that the difference between minimum and maximum horizontal stresses due to a single anomalous body can be as large as 15 MPa. In addition to being interesting in their own right, the results can be incorporated as boundary conditions in other finite element models.

1. JOHDANTO

Yksi puutteellisesti käsitelty alueellista jännitystilaa koskeva kysymys on ollut maankuoren tiheysvaihteluiden vaikutus kallioperän yläosan jännitystilaan. Kysymys esitettiin "Alueellinen maankamaran jännitystila Satakunnassa" –hankkeessa, jonka alkuperäisenä tarkoituksena oli koota alueellista jännitystilaa koskevaa tietämystä yhteen. Hanke kannusti meitä tutkimaan asiaa. Selvyyden vuoksi on heti todettava, että tiheysvaihtelut ovat vain yksi monista kallioperän jännitystilaan vaikuttavista tekijöistä.

2. MENETELMÄT

Tieto maankuoren yläosan tiheysvaihteluista perustuu painovoimamittauksiin ja kivilajien tiheyksien laboratoriomäärittelyyn. Apuna tulkintamallien muodostamisessa käytetään myös kallioperähavaintoja. Tässä työssä Geodeettisen laitoksen ja Geologian tutkimuskeskuksen painovoimamittauksiin perustuvia painovoima-anomaliaita on tulkittu sekä kolmi- että kaksiulotteisilla malleilla.

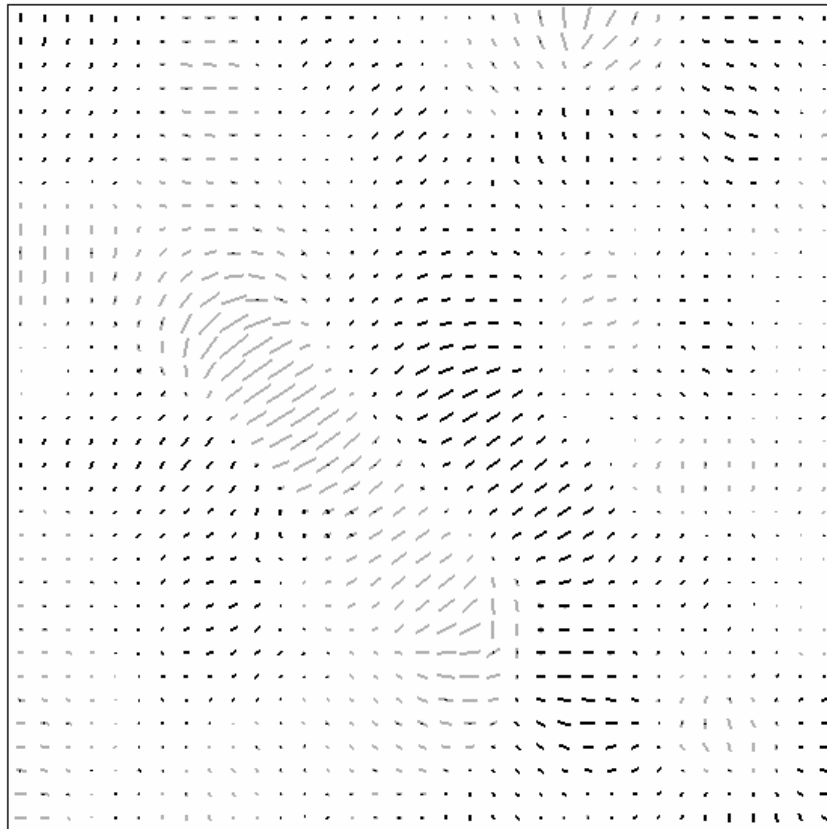
Kolmiulotteisessa mallinnuksessa maankuori jaettiin suorakulmaisiiin blokkeihin, joiden tiheydet tulkittiin Markku Pirttijärven kehittämällä Grablox-ohjelmalla käyttämällä reunaehtoina petrofysikaalisen kartoituksen tuloksia ja karkeuden minimoimisen kriteeriä. Tämän jälkeen blokkimalli koodattiin "finite element"-malliksi ABAQUS-ohjelmistolle (ABAQUS, Inc.), jolla ratkaistiin tiheysvaihteluiden vaikutus jännitystilaan kuormittamalla mallia painovoimalla. Kallioperä oletettiin täysin elastiseksi ja reunaehdot asetettiin mallin sivuille ja pohjalle.

Kaksiulotteisessa mallinnuksessa ratkaistiin tiheydeltään anomaalisia kappaleita käyttämällä reunaehtoina kallioperähavaintoja ja kivilajien laboratoriossa määritettyjä tiheyksiä. Anomaalisia kappaleita kuvattiin monikulmioilla, joiden muoto ja dimensiot ratkaistiin ModelVision-mallinnusohjelmalla (Encom Technology Pty Ltd). Tämän jälkeen ratkaistut monikulmiot siirrettiin "partitioiksi" suorakulmioon, jolla kuvattiin tarkasteltavaa maankuorta. "Finite element" -malli muodostettiin ABAQUS-ohjelmistolla ja anomaalisten massojen vaikutus jännitystilaan ratkaistiin kuten edellä.

3. KOLMIULOTTEINEN ESIMERKKI

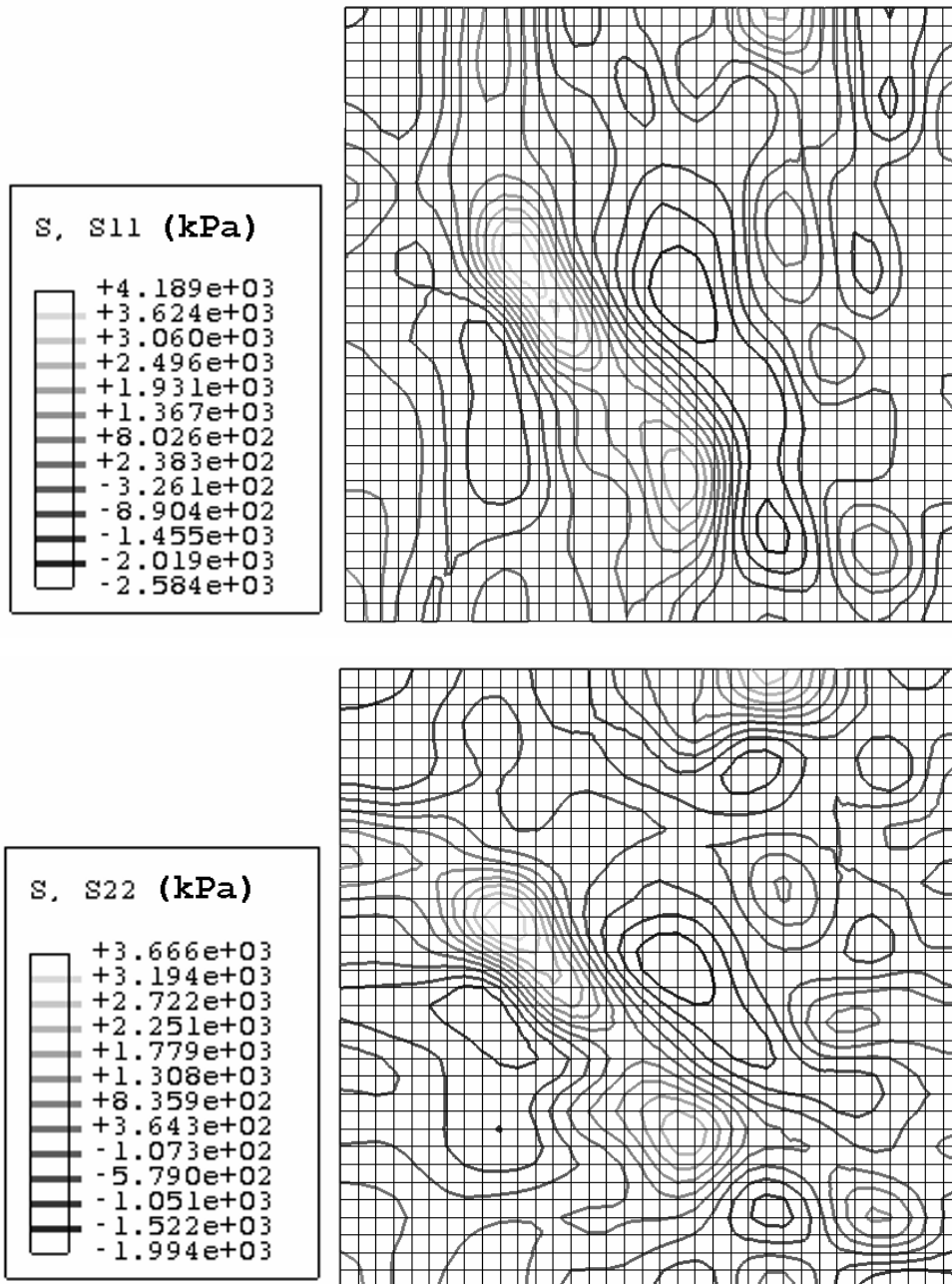
Kolmiulotteinen esimerkki on Lounais-Suomesta alueelta, jonka keskellä sijaitsee Laitilan-Kokemäen rapakivigraniittimuodostuma. Malli koostuu viidestä kerroksesta, joiden paksuudet pystysuunnassa ovat ylhäältä alaspäin 2, 4, 6, 8 ja 10 km eli yhteensä 20 km. Elementtien horisontaalikoko on 5 km x 5 km. Elementtien kokonaismäärä on 35 x 35 x 5.

Kuvassa 1 on esitetty pääjännitysten suunnat mallin ylimmässä kerroksessa. Suunnat määräytyvät merkittävimpien anomaalisten massojen mukaisesti. Yksi tärkeimmistä on Laitilan-Kokemäen rapakivimuodostuman aiheuttama massavajaus.



Kuva 1. Minimi- ja maksimijännitysten suunnat mallin ylimmässä osassa. Puristus on esitetty tummilla ja venytys vaaleilla viivoilla. (Puristus tai venytys on viivojen suuntaista). Alue: $x(ykj) = 6750-6925$ km ja $y(ykj) = 3150-3325$ km.

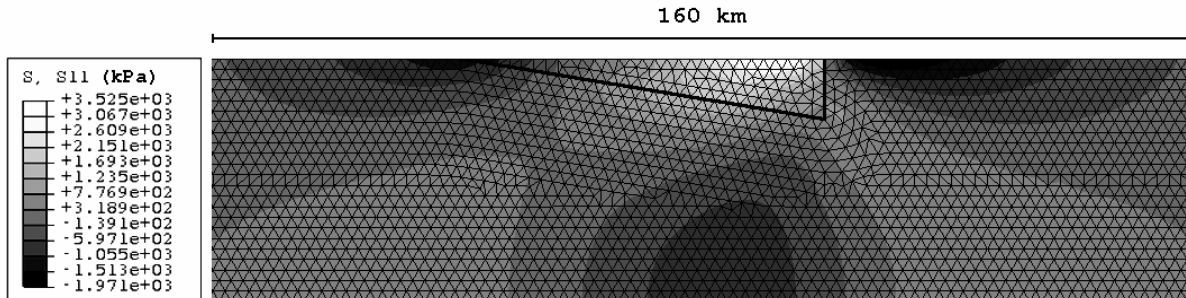
Kuvassa 2 on esitetty horisontaalijännitykset S11 ja S22. Kuvista nähdään että anomaaliset massat aiheuttavat horisontaalista venytystä enimmillään 5.3 MPa ja horisontaalista puristusta enimmillään 3.2 MPa.



Kuva 2. Horisontaalijännityskomponentit S11 (itä-länsi) ja S22 (pohjois-etelä) mallin ylimmässä kerroksessa. Negatiiviset arvot (tummat sama-arvokäyrät) edustavat puristusta ja positiiviset arvot (vaaleat sama-arvokäyrät) edustavat venytystä. Elementin horisontaalikoko on 5 km x 5 km, alue x(ykj)= 6750-6925 km ja y(ykj)=3150-3325 km.

4. KAKSIDIMENSIONAALISET ESIMERKIT

Laitilan-Kokemäen rapakivimuodostuman vaikutusta arvioitiin kaksiulotteisella mallilla profiililla, joka kulkee lounaasta koilliseen muodostuman yli. Tiheyskontrastiksi oletettiin -100 kg/m^3 ja rapakivigraniitin dimensiot ja muoto tulkittiin mitatusta painovoima-anomaliasta. Kuvan 3 vertikaalileikkauksessa on esitetty mallinnettu horisontaalijännitys. Kuvasta nähdään että anomaalinen massa tässä tapauksessa aiheuttaa horisontaalista venytystä enimmillään 3.5 MPa (vaaleat sävyt) ja horisontaalista puristusta enimmillään 2.0 MPa (tummat sävyt).



Kuva 3. Vertikaalileikkaus, jossa on esitetty Laitilan-Kokemäen rapakiven anomaalisesta massasta johtuva horisontaalijännitys, positiiviset arvot (vaaleat sävyt) edustavat venytystä ja negatiiviset arvot (tummat sävyt) puristusta. Rapakiven kontaktit on merkitty paksulla mustalla viivalla.

Kuusamon Näränkävään kerrosintruusion vaikutusta kallioperän yläosan jännitystilaan mallinnettiin niinkään kaksiulotteisella mallilla. Yksi mallinnuksen tuloksista oli että pienimmän ja suurimman horisontaalijännityksen ero oli enimmillään noin 15 MPa .

5. JOHTOPÄÄTÖKSET

Maankuoren tiheysvaihteluiden vaikutus kallioperän yläosan horisontaalijännitykseen Lounais-Suomessa on tässä esitetyn mallin perusteella enimmillään noin 8.5 MPa .

Näränkävään kerrosintruusion tapaus osoittaa että yksittäisen geologisen muodostuman anomaalisen massan vaikutus voi olla niinkin suuri kuin 15 MPa .

Gölke ja Goblenz (1996) ovat arvioineet alueellisen horisontaalijännityksen Euroopan manneralueella olevan suurudeltaan $10\text{-}30 \text{ MPa}$, laadultaan puristusta ja suunnaltaan yleensä NW-SE mutta todenneet myös että paikallisilla tekijöillä saattaa olla huomattava vaikutus jännityskentän orientaatioon.

Paitsi että tässä esitetyt tulokset ovat sinällään mielenkiintoisia, ne myös rohkaisevat mallien jatkokehittelyyn ja tulosten käyttämiseen reunaehtoina muissa maankuoren "finite element"-mallinnuksissa.

6. KIITOKSET

Esitämme kiitokset "Alueellinen maankuoren jännitystila Satakunnassa" -hankkeen aktivisteille ja taustaorganisaatioille (Satakuntaliitto, Porin kaupunki, Rauman kaupunki, Porin yliopistokeskus, Posiva Oy, Geologian tutkimuskeskus ja Geodeettinen laitos).

7. VIITTEET

Elo, S., Pirttijärvi, M. ja Sipola, V., 2005. Gravimetristen mittausten mallintaminen ja tulosten hyödyntäminen Satakunnassa. *Raportissa P34.4.043, GeoSatakunta 2005 (toim. P. Huhta), Geologian tutkimuskeskus, s. 18-19.*

Eskelinen, J., 2006. DISTRLOAD-ohjelma. *Geologian tutkimuskeskus, Raportti Q17/2007/1, 8 s.*

Gölke, M. and Goblentz, D., 1996. Origins of the European regional stress field. *Tectonophysics 266, 11-24.*

Pirttijärvi, M., 2004. GRABLOX. Gravity interpretation and modelling software based on a 3-D block model. Version 1.5a. User's guide. *Archive report, Q 16.2/2004/2, Geological Survey of Finland, 39 p.*

Seisminen heijastusluotauksen käyttömahdollisuuksista malminetsinnässä: kokemuksia Outokummun FIRE-luotauksesta

P.J. Heikkinen¹, E. Koivisto³ ja I. Kukkonen²

¹ Seismologian laitos, Helsingin yliopisto, pekka.j.heikkinen@helsinki.fi

² Geologian tutkimuskeskus

³ Department of Earth Science, Rice University

Abstract

As a part of the FIRE-project, about 30 km of high resolution seismic reflection data along three profiles were acquired in Outokumpu in 2002. Two of the profiles (OKU-1 and OKU-2) transect the Outokumpu formation perpendicularly and the third (OKU-3) runs along it connecting the profiles OKU-1 and OKU-2. Seismic images from all three profiles display a zone of strong reflectivity at the depth of 1300-1700 meters. The Outokumpu deep drill hole close to OKU-1 cut through the Outokumpu association rocks at the depths 1317-1550, confirming the seismic results. The results show that seismic reflection surveys could be used in ore exploration at least in targeting exploration activities.

1. JOHDANTO

Osana laajaa seismistä FIRE-heijastusluotausprojektia 2001-2003 (FIRE: Finnish Reflection Experiment) tehtiin Outokummussa 2002 seismisiä heijastusluotauksia kolmella, yhteensä noin 30 kilometrin mittaisella linjalla. Luotaukset suoritti venäläinen, geofysikaalisiin mittauksiin erikoistunut yritys Spetsgeofyzika, osana Neuvostoliiton aikaisten velkojen takaisinmaksuohjelmaa.

Kaksi linjoista, OKU-1 ja OKU-2, kulkevat lähes samansuuntaisesti kohtisuoraan Outokumpu-muodostuman poikki noin 6 kilometrin etäisyydellä toisistaan. Kolmas linja OKU-3 kulkee muodostuman suunnassa yhdistäen kaksi edellistä. Mittauksessa geofoniryhmien väli oli 25 m ja lähdepisteiden väli 50 m, molemmat puolet varsinaisissa FIRE-luotauksissa käytetyistä etäisyyksistä. Vibroseis-lähteillä tuotetun signaalin taajuuskaista oli 30-130 Hz, vastaten 40-200 metrin aallonpituutta. Rekisteröinnin pituus oli 6 s eli syvyysulottuvuus noin 18 km. OKU-1 seurasi samaa tielinjaa kuin FIRE-3-profiili, joten havaitut rakenteet on mahdollista yhdistää koko kuoren mittakaavassa havaittujen suurrakenteiden kanssa.

Outokummun korkeamman erotuskyvyn luotauksen tavoitteena oli alueen rakenteen yksityiskohtaisemman selvittämisen ohella tutkia heijastusluotauksen käyttömahdollisuuksia malminetsinnässä.

2. TULOKSIA

Aineiston perusprosessoinnin teki luotauksen suorittaja, Spetsgeofyzika. OKU-2-linjalla prosessointi tehtiin kokonaisuudessa Seismologian laitoksella Emilia Koiviston toimesta (Koivisto, 2004). Kaikilla linjoilla viimeiset prosessointivaiheet, tärkeimpänä migraatio eli heijastavien rakenteiden rekonstruktio, tehtiin myös Seismologian laitoksella.

Ylin kilometri Outokummun seismisissä sektioissa on yleensä heikosti heijastava, koostuen lyhyistä heijastavista elementeistä, jotka kaatuvat etelään tai ovat lähes horisontaalisia. Nämä rakenteet voidaan jossain määrin korreloida Outokummun muodostuman pinnalla havaittujen rakenteiden kanssa.

Selvin rakenne jokaisen kolmen linjan sektiossa on 400-500 metriä paksu kerros voimakkaita heijastajia 1-3 kilometrin syvyydellä. Nopeusanalyysissa seismiselle P-aallon nopeudelle tässä kerroksessa saatiin arvot 6400-6600 m/s. Linjoilla OKU-1 ja OKU-2 kerros on havaittavissa linjojen kaakkoispäässä, muodostuman eteläpuolella syvyydellä 1300-1750 metriä sekä linjojen luoteisosissa syvyydellä 2000-2500 metriä. Muodostuman suunnassa kulkevalla linjalla OKU-3 kerrosta voidaan seurata koko matkalla ja näin yhdistää OKU-1- ja OKU-2-linjojen havainnot. Outokummun syvässä poranreiässä, joka on noin 500 metrin etäisyydellä linjasta OKU-1, lävistettiin 1314-1515 m syvyydellä kerros Outokumpu-assosiaation kivilajeja: karsikiviä, serpentiniittiä ja mustaliusketta. Tämän kerroksen yläpinta vastaa hyvin seismisesti havaitun heijastavan kerroksen yläpintaa.

3. YHTEENVETO

Outokummun tulokset osoittavat, että seismistä heijastusluotausta voidaan käyttää menestyksellisesti malminetsinnän apuna. Malmin suora havaitseminen seismisesti on todennäköisesti vaikeaa, mutta luotausten antamaa tietoa kallion geologisista rakenteista voidaan käyttää etsinnän suuntaamiseen potentiaalisille alueille.

LÄHTEET

Kukkonen, I.T., Heikkinen P, Ekdahl E., Hjelt S.-E., Yliniemi, J., Jalkanen E. and FIRE Working Group, 2006. Acquisition and geophysical characteristics of reflection seismic data on FIRE transects, Fennoscandian Shield. In: *Kukkonen, I.T. and Lahtinen, R. (eds), Finnish Reflection Experiment FIRE 2001-2005. Geological Survey of Finland, Special Paper 43*, 13-43.

Koivisto, E, 2004. Korkean erotuskyvyn seismisen heijastusluotausaineiston prosessointi: Outokummun OKU2-linja. *Pro gradu -tutkielma, Geofysiikan suuntautumisvaihtoehto, Helsingin yliopiston fysikaalisten tieteiden laitos*, 88 s.

Evidence for early plate tectonics in the northern Fennoscandian Shield derived from P- and S- wave velocity models of POLAR and HUKKA wide-angle profiles and FIRE4 reflection profile

T. Janik¹, E. Kozlovskaya², P. Heikkinen³, J. Yliniemi², H. Silvennoinen^{3,4}, FIRE Working Group

¹Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences, janik@igf.edu.pl

²Sodankylä Geophysical Observatory/Oulu Unit, University of Oulu

³Institute of Seismology, University of Helsinki

⁴Department of Physical Sciences, University of Oulu

Abstract

New P- and S-wave velocity models of previous POLAR and HUKKA wide-angle reflection and refraction profiles across the Karelian craton of the Fennoscandian Shield have been developed and compared to the record sections of collocated FIRE4 near-vertical reflection profile. The study revealed unusual character of reflectivity at the crust-mantle transition in central and north-eastern parts of the profiles. Namely, the Moho boundary defined by P- and S-wave reflections in wide-angle data is coincident with the transition from transparent or weakly reflective lower crust to highly reflective upper mantle in the near-vertical reflection data. The result is in contrast with the traditional view that the Moho beneath Archean provinces is defined by transition from reflective lower crust to the transparent upper mantle.

1. INTRODUCTION

The Fennoscandian Shield is an exposed Precambrian northwest segment of the East European Craton. It is composed mostly of Archean and Proterozoic gneisses and greenstones, which have undergone numerous deformations through tectonic activity. The Fennoscandian Shield contains the oldest rocks of the European continent, thus knowledge of the tectonic development of the Shield is a key to the understanding of the early evolution of the Earth. In order to clarify tectonic processes in Archean and early Proterozoic in the Archean domain of the Shield, we interpreted regional wide-angle reflection and refraction POLAR and HUKKA profiles and near-vertical FIRE4 reflection profile crossing the major tectonic units there (Archean and early Proterozoic Central Lapland Complex (CLC) and Karasjok-Kittilä Greenstone Belt (KKGB), Palaeoproterozoic Lapland Granulite Belt (LGB) and Archean Inari (IT) and Sörvaranger (ST) terrains) (Gaal and Gorbatshev, 1993)

2. DATA DESCRIPTION

The wide-angle reflection and refraction POLAR profile in northern Finland and northeastern part of Norway was a part of the European Geotraverse Project (EGT). The measurements along a 440 km long profile were made in August, 1985, by an international team (Luosto et al., 1989). At six shotpoints, large explosions (200-1680 kg), and at three shotpoints, small explosions (80 kg) were detonated and recorded at an average recorder spacing of 2 km. Previous interpretations of these measurements were made by Luosto et al. (1989), Walter and Flüch (1993), Pilipenko et al. (2001).

In 2003, over 580 km of seismic reflection data were collected along three FIRE4 profile (e.g. FIRE4, 4A and 4B) in northern Finland. The CMP data were measured using Vibroseis sources. The acquisition was done with split-spread geometry using 362 geophone groups at 50 m intervals with a maximum offset of 9050 km (Kukkonen et al., 2006).

Both wide-angle POLAR and near-vertical reflection FIRE4 seismic surveys were made along existing roads and are almost collocated. We undertook a new analysis of both P- and S-wave wave fields of POLAR and HUKKA profiles and obtained new P- and S-wave velocity models and distribution of V_p/V_s ratio. We compared new velocity models to record sections from the FIRE4 reflection profile in Finland (Fig. 1) and to petrophysical data about seismic velocities of the main types of lower crustal and upper mantle rocks. As shown by Janik et al. (2007), analysis of V_p/V_s ratio can provide important constraints on compositional variations at the Moho boundary.

3. RESULTS

1. The most striking result of our study is unusual reflectivity character at the crust-mantle transition in central and north-eastern parts of the profiles. The Moho boundary revealed by wide-angle P- and S wave velocity models is well constrained by both PmP and SmS phases. This boundary is coincident with transition from transparent or weakly reflective lower crust to highly reflective upper mantle in the near-vertical reflection data. This result is in contrast with the traditional view that the Moho beneath Archean provinces is defined by transition from reflective lower crust to the transparent upper mantle. The reflectivity in the upper mantle is sub-horizontal (CLC, IT and ST) or shallowly dipping (LGB).

2. In spite of similar sub-horizontal reflectivity pattern in the uppermost mantle, the values of P- wave velocity and V_p/V_s ratio differ significantly beneath major tectonic units crossed by profiles. The P-wave velocity and V_p/V_s ratio in the reflective upper mantle beneath the northern part of IT and ST are 8.08-8.11 km/s and 1.73-1.75, respectively. These values differ slightly from those of depleted upper mantle peridotites. Thus this layer can correspond either to komatiitic lavas produced by high degree of partial melting of the mantle in Archean and accumulated beneath the felsic and less dense Archean crust. Alternative explanation is that this layer is composed of olivine-poor pyroxenites. The P-wave velocity and V_p/V_s ratio in the upper mantle beneath the LGB are significantly higher (8.4 km/s and 1.78, respectively). These values can be explained by eclogitic composition, suggesting that this zone in the upper mantle represents a remnant of subducting slab of oceanic lithosphere, apparently dipping to the SW. The upper mantle beneath the CLC is most probably of peridotitic composition, as can be judged from P-wave velocity and V_p/V_s ratio, although these values are not well constrained.

3. The study revealed pronounced lateral variations of values of V_p , V_s and V_p/V_s ratio in the upper crust (0-10 km) that can be associated with large crustal units along the profile. Generally, the upper crustal P-wave velocities of the Archean CLC and ST units are low (6.0-6.05 km/s), while velocities of the LGB and KKGB are 6.3-6.4 km/s. The same high velocities are observed also beneath the IT. The V_p/V_s ratio in the uppermost crust varies from 1.68 to 1.71.

4. The lower crust beneath the KKGB and southern margin of the CLC has high P-wave velocities (about 7.28 km/s) and high V_p/V_s ratio (1.8-1.83) that can be explained by high content of anorthosites. In contrast, the lower crust beneath the Proterozoic CLGC and Archean IT and ST has low P-wave velocity and V_p/V_s ratio (6.85-6.92 km/s and 1.71-1.73, respectively). These values correspond to felsic or intermediate granulites.

5. The difference in composition of the lower crust and upper mantle and in reflectivity style beneath the Karelian Craton of the Fennoscandian Shield may suggest prevalence of horizontal forces responsible for crust formation and plate-tectonic style of crustal evolution in this region.

REFERENCES

- Janik, T., Kozlovskaya, E., Yliniemi, J. 2007. Crust-mantle boundary in the central Fennoscandian shield: constraints from wide-angle P- and S-wave velocity models and new results of reflection profiling in Finland. *J. Geoph. Res.*, 112, B04302, doi:10.1029/2006JB004681.
- Gorbatshev, R., and S. Bogdanova, 1993. Frontiers in the Baltic Shield. *Precambrian Research*, **64**, 3-21.
- Kukkonen, I.T., P. Heikkinen, E. Ekdahl, S.-E. Hjelt, J. Yliniemi, E. Jalkanen, and FIRE Working Group, 2006. Acquisition and geophysical characteristics of reflection seismic data on FIRE transects, Fennoscandian Shield, in Finnish Reflection Experiment (FIRE) 2001-2005, edited by I.T. Kukkonen, and R. Lahtinen, Geological Survey of Finland (GTK), *Special paper* **43**, pp. 13-44.
- Luosto, U., E.R. Flüh, C.-E. Lund and working group, 1989. The crustal structure along the Polar Profile from seismic refraction investigation. *Tectonophysics*, 162, 51-85.
- Pilipienko, V.N., N.I. Pavlenkova, and U. Luosto, 1999. Wide-angle reflection migration technique with an example from the POLAR profile (northern Scandinavia), *Tectonophysics*, **308**, 445-457.
- Walther Ch., and E.R. Flüh, 1993. The POLAR Profile revisited: combined P- and S- wave interpretation, *Precambrian Research*, **64**, 153- 168.

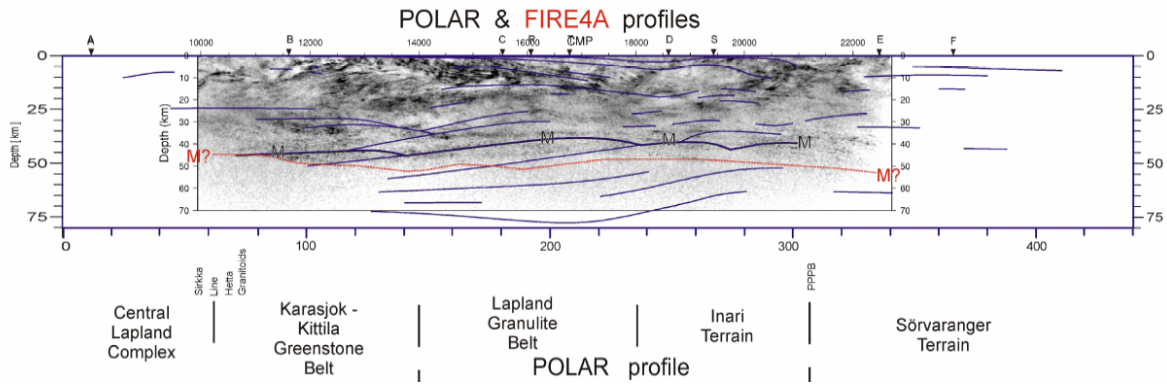


Figure 1. Seismic reflection profile FIRE4A with P-wave velocity model along POLAR profile superimposed. The reflection profile is collocated with the wide-angle profile. There is general disagreement at the Moho depth on the model and traditionally drawn “reflection” Moho boundary (red dashed line) on the reflection section. M - Moho boundary.

Poranreikägeofysiikan kokeita vettäjohtavien rakenteiden paikantamisessa

J. Jokinen, L. Ahonen, P. Jääskeläinen ja H. Hongisto

Geologian tutkimuskeskus, jarkko.jokinen@gtk.fi

Abstract

Geophysical borehole measurements were carried out to locate water-bearing fractures in 400 m deep borehole R-387 at Palmottu, Finland. The applied logging methods were fluid temperature and resistivity, galvanic single point resistance, lateral resistivity, long- and short-normal resistivity and self-potential. The self-potential anomaly has positive correlation with outflow section close to depth of 300 m. After normal loggings, the level of borehole water was lowered by pumping for a period of 3-hours. After pumping the logging curves were modified by fluid inflow from fractures to borehole. Several inflow locations were detected and resistivities of inflowing waters were estimated. In the second test, the additional fluid loggings were conducted simultaneously with pumping. Pumping time and displacements of logging anomalies were used to determine water flow rate in different depths.

1. JOHDANTO

Kalliopohjaveden virtauksen tunteminen korostuu ydinjätteiden loppusijoitukseen liittyvässä tutkimuksessa. Virtausmallit ulottuvat kauas tulevaisuuteen, joten mallin alkuarvojen tulee olla mahdollisimman varmoja. Tarkkoihin tutkimuksiin käytetään pitkälle kehitettyjä laitteita, joiden käyttö on kuitenkin hyvin hidasta ja siten myös kallista. Geologian tutkimuskeskus (GTK) on tehnyt tutkimusta Kansallisen ydinjätehuollon tutkimusohjelman (KYT) rahoituksella selvittääkseen kallion rikkonaisuuteen ja hydrogeologiaan liittyviä asioita. Tässä artikkelissa käsitellään tavanomaisten geofysiikan reikämittausten menetelmien uutta soveltamistapaa, jolla on saatu käyttökelpoista tietoa kiteisen kallioperän rikkonaisuudesta, pohjavesivirtausten käyttäytymisestä sekä hydrogeofysiikan uusista mahdollisuuksista.

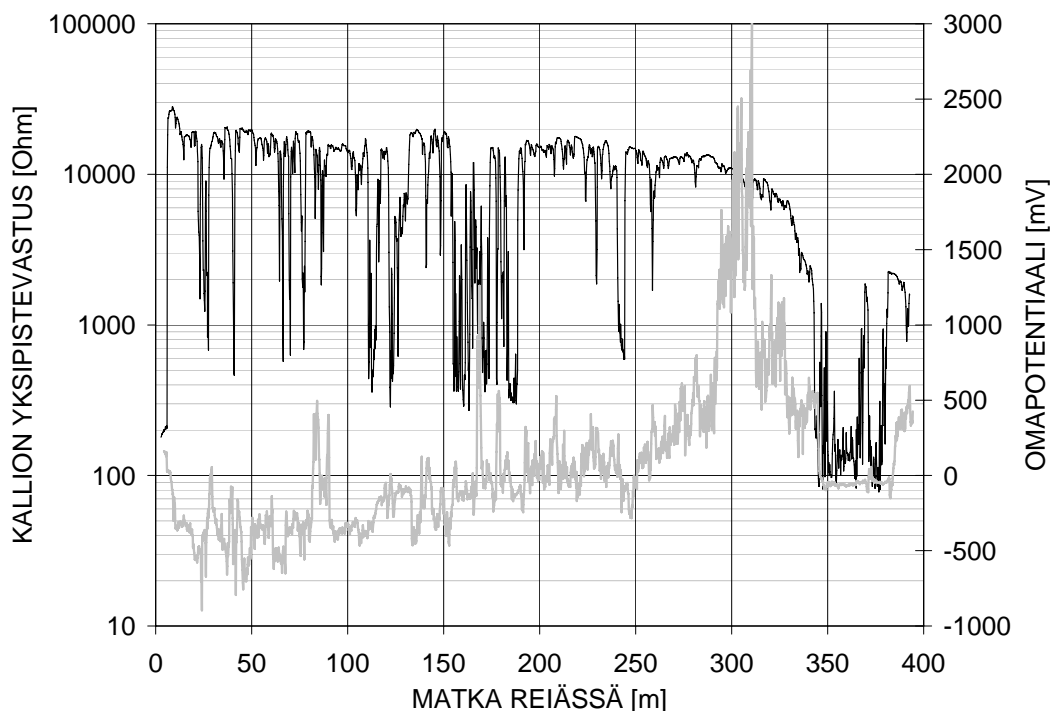
Testimittaukset on tehty Palmotussa, joka on yksi Suomen parhaiten tutkittuja kallioperän tutkimuskohteita. Alueen tutkimukset ovat alkujaan kohdistuneet paikalliseen uraanimineralisaatioon, mutta myöhemmin aluetta on käytetty luonnonanalogiaturkimuksessa, jossa tavoitteena on ollut selvittää radioaktiivisten nuklidien kulkeutumista kallion rikkonaisuusrakenteissa (Blomqvist et al., 1998). Testimittauksiin käytetty tutkimusreikä R-387 on kairattu läpi paikallisen rikkonaisuusrakenteen, jonka oletetaan muodostavan n. 2 km mittaisen hydrologisen yhteyden Iso-Palmottu-järveltä alueelle, jossa maanpinnankorkeus on n. 20 m alempana.

Hyväksi todettu keino paikantaa vettäjohtavia rakenteita poranreiässä on vaihtaa reikävesi kokonaisuudessaan puhtaaseen ionittomaan veteen (Kukkonen, 1989). Vertailemalla mittaus-

tuloksia ennen ja jälkeen vedenvaihdon saadaan käsitys siitä, kuinka alkuperäinen luonnontila reiässä vähitellen palautuu; missä vettäjohtavat raot sijaitsevat ja mikä on niistä reikään tulevan veden sähkönjohtavuus/suolapitoisuus.

2. MITTAUKSET JA TULKINTA

Mittaukset Palmotussa aloitettiin mittaamalla kallioperän ominaisvastus, yksipistevastus ja omapotentiaali. Kuvassa 1 olevat paikalliset vastusminimit aiheutuvat sekä metallisista mineralisaatioista että vesitäytteisistä rakenteista. Samassa kuvassa on piirrettynä myös omapotentiaali, jossa näkyy voimakas, yli 3 V positiivinen anomalia 290 - 330 m syvyydellä.



Kuva 1. Harmaa: omapotentiaali, musta: yksipistevastus. Palmottu R-387.

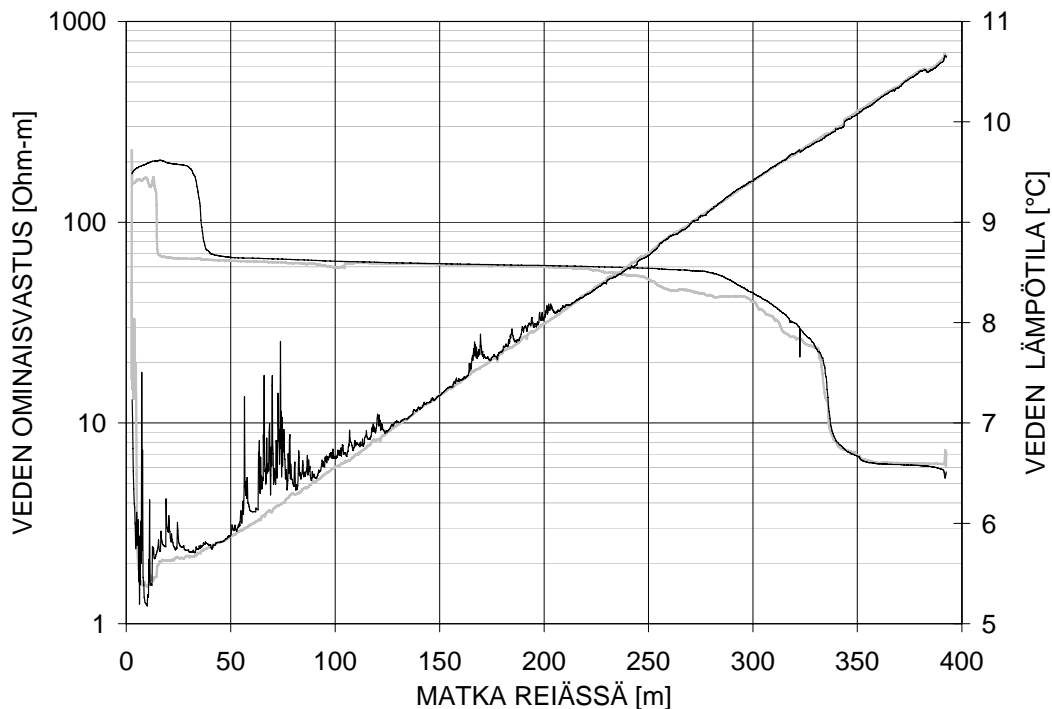
Seuraavaksi mitattiin reikäveden ominaisvastus ja lämpötila. Tulokset on esitetty kuvassa 2. Ominaisvastusmittausten perusteella maanpinnan lähellä on 35 m kerros pintavettä. Veden ominaisvastus välillä 40 - 280 m on hyvin tasainen. Jakson alapuolella on muutosvyöhyke ja selkeä suolaisemman veden kerros. Häiriöt lämpötilakäyrässä indikoivat lämpimän veden läpivirtauskohtia 50 - 130 m ja 160 - 210 m syvyydellä. Läpivirtaava vesi on ominaisvastuksen perusteella samaa vettä, joka täyttää reikää n. 300 m syvyydelle asti.

Luonnontilassa tehtyjen mittausten jälkeen reiässä olevaa vettä ei vaihdettu, kuten Kerimäellä (Kukkonen, 1989), mutta vallitsevia olosuhteita muutettiin pumppaamalla reiän yläosasta vesipinta n. 5 m alemmas. Pumppaus kesti 3 tuntia, jonka jälkeen mittaukset uusittiin. Tulokset on esitetty kuvassa 2. Pumppaus on siirtänyt vettä ylöspäin aiheuttaen mittaus- tuloksiin muutoksia, joiden ansiosta voidaan havaita ainakin 3 sisäänvirtauspaikkaa (105 m,

300 m ja 330 m). Pumpkauksen aikana lämpötilakäyrä on tasaantunut, eikä uusia merkkejä poikittaisvirtauksesta ole ehtinyt vielä syntyä.

Edellä käsiteltyjen mittaustulosten perusteella korkealla oleva pohjaveden taso painaa makeaa vettä reiässä alaspäin. Reiän pohjalla suolainen vesi pysyy kuitenkin paikoillaan. Reikää huuhteleva vesi kulkeutuu siten reiästä ulos 290 - 330 m syvyydellä. Jatkuvan virtauksen mukana kulkeutuneet positiivisesti varautuneet ionit ovat kerääntyneet rikkonaisuusjakson rakopintoihin muodostaen kuvassa 1 esitetyn omapotentiaalianomalian.

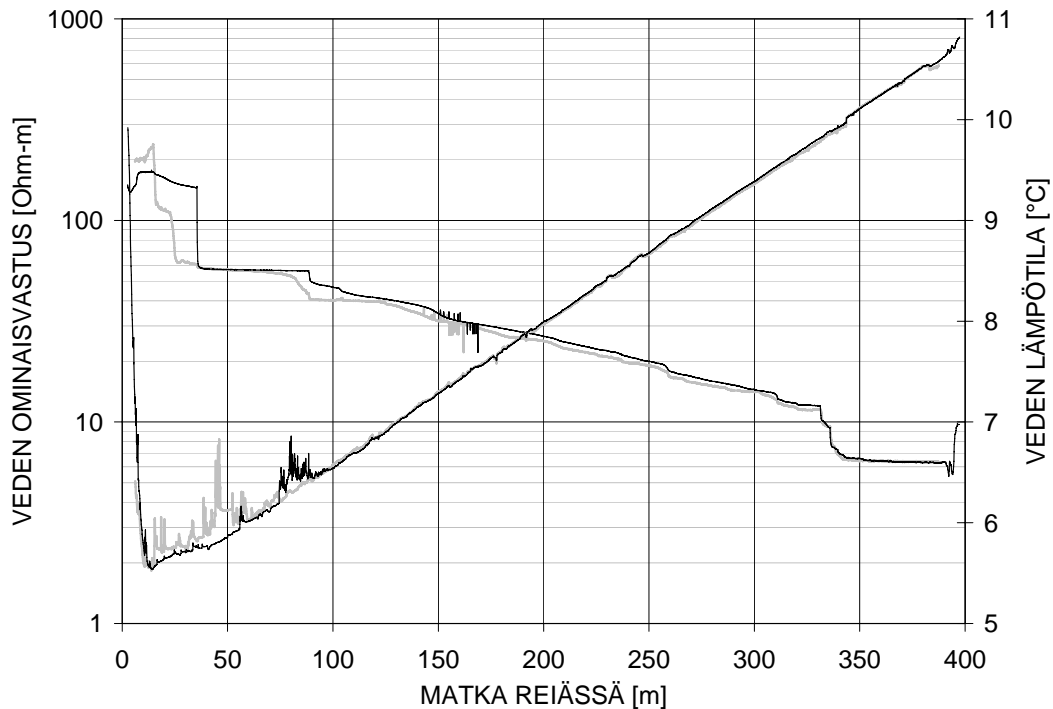
Virtauspotentiaalın syntyminen perustuu ionien kerääntymisestä rakopinnalle (Laidler and Meisner, 1982). Ilmiötä on käytetty patojen vuotokohtien paikantamiseen sekä käytännössä että hyvin kontrolloiduissa laboratoriotutkimuksissa (Merkler et al., 1989)



Kuva 2. Veden ominaisvastus ja lämpötila. Musta: mittaus luonnontilassa, harmaa: mittaus heti 3 tuntia kestäneen pumpkauksen jälkeen. Palmottu R-387.

Tutkimuksia tehtiin eri vuodenaikoihin. Kesällä tutkimusreikä R-387 vuoti vettä maaputkesta ulos, joten reiässä oli ylipaine normaaliolosuhteisiin verrattuna. Tullessa lähes sateettoman kesän jälkeen tekemään uutta mittauskoeetta, oli pohjavedenpinta n. 1 m maanpinnan alapuolella. Pohjavedenpinnan korkeuden alentuminen aiheutti selkeän muutoksen reikäveden ominaisvastustuloksiin. Uudet mittaustulokset on esitetty kuvassa 3. Reiän pohjalla ollut suolainen vesi on päässyt sekoittumaan 330 - 340 m syvyydeltä ylöspäin. Melko tasaisesti muuttuva ominaisvastuksen mittausprofiili tarjoaa aikaisempaa paremman mahdollisuuden havaita pumpkauksen aiheuttamia virtauskohtia. Pumpkauksen yhteydessä tehdyissä mittaustuloksissa näkyy muutamia virtauskohtia sekä lämpötila- että ominaisvastusanomalioiden siirtymiä. Anomalioiden kulkeutumismatkoista ja mittaushetken aikaerosta

pumppauksen alkuun saadaan laskettua vedentuoton kokonaismäärä siirtymän alapuolella olevalla reikäjaksolle.



Kuva 3. Veden ominaisvastus ja lämpötilä. Musta: mittaus luonnontilassa, harmaa: mittaus pumppauksen aikana. Palmottu R-387.

3. PÄÄTELMÄT

Testimittausten perusteella pohjavedenpinnan vaihtelu heijastuu Palmotun tutkimusreiässä n. 330 m syvyyteen. Selkeitä läpivirtauskohtia havaitaan korkean pohjaveden aikaan 210 m syvyydellä ja kuivan kauden aikaan 90 m syvyydellä. Luonnollinen pohjavedenpinnan vaihtelu aiheuttaa sekä reiässä että rakovyöhykkeessä jatkuvan muutoksen tilan. Erityisesti reikäveden ominaisvastuksen mittaustulos on riippuvainen mm. vuodenaikojen vaihtelusta ja sateista.

Pumppauksella aikaansaatu vedenvirtaus raoista reikään voidaan havaita yksinkertaisilla reikägeofysiikan menetelmillä. Mittaustulokset antavat tietoa sekä virtauspaikoista ja -määristä että virtausvesien ominaisvastuksista. Menetelmän käytön edellytyksenä on kallioveden suolapitoisuuden vaihtelu syvyyden funktiona.

Koemittaukset osoittivat, että jatkuva vedenvirtaus synnyttää positiivisen omapotentiaali-anomalian ns. virtauspotentiaalilin. Galvaaniset mittaukset tarjoavat siten käyttökelpoista lisätietoa hydrogeofysiikan tutkimuksiin. Virtauspotentiaalisanomaliat muuttuvat reiän virtausolosuhteiden mukaan seuraten pohjavedenpinnan vaihtelua ja vaikutuksia.

LÄHTEET

- Blomqvist, R., Kaija, J., Lampinen, P., Paananen, M., Ruskeeniemi, T., Korkealaakso, J., Pitkänen, P., Ludvigson, J.-E., Smellie, J., Koskinen, L., Floría, E., Turrero, M. J., Galarza, G., Jakobsson, K., Laaksoharju, M., Casanova, J., Grundfelt, B., Hernan, P., 1998. The Palmottu natural analogue project. Phase I: Hydrogeological evaluation of the site. Final report - Phase I. European Commission Nuclear Science and Technology Series EUR 18202 EN. Luxembourg: Office for Official Publications of the European Communities. 98 p.
- Kukkonen, I., 1989 b. A fluid logging experiment at Kerimäki, eastern Finland. Industrial Power Company Ltd, Working report 89-04, 38 p., 1 table, 24 fig.
- Laidler, K. and Meisner, J., 1982. Physical Chemistry, Benjamin/Cummings Publ.Comp. Inc., p 793.
- Merkler, G.-P., Armbruster, H., Hötzl, H., Marchall, P., Kassel, A. and Ungar, E., 1989. Modelling of streaming potentials and thermometrical measurements at a big laboratory channel. In: Lecture Notes in Earth Sciences, 27, Detection of Subsurface Flow Phenomena, eds. Merkle G.-P., Militzer, H., Hötzl, Armbruster, H. and Brauns, J., pp 223 – 249, Springer-Verlag.

Revontulifotometrin kalibroinnista

K. U. Kaila

Oulun yliopisto, Fysikaalisten tieteiden laitos
kari.kaila@oulu.fi

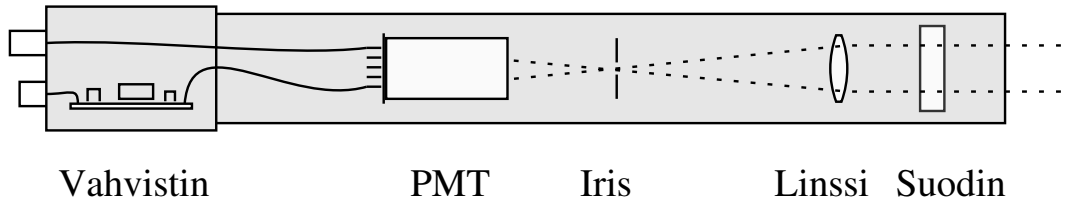
Abstract

Auroral photometer consists of one or more photometer tubes. Each tube has a narrow passband interference filter, which pass the wanted light through. The passed light is then focused by a positive lens to an iris on the focal plane. The diameter of the iris determines the field of view of the photometer tube. The light which is passing the iris will enter to the detector, a photomultiplier tube. The photometer measures the intensity of auroral emission and gives out pulses. A low light level calibrator is used to calibrate the photometer tube. There are time dependent variables like the stability of calibrator, the sensitivity of the photomultiplier tube, the filter transmission and the transmission curve, which all change with the time. The sensitivity of photometer tubes has decreased considerably within 20 years. In a green tube the sensitivity has decreased to 1/10th of its original value. If these variations are known, the photometer tube gives reliable intensity values of measured target within an accuracy of about 20%.

1. JOHDANTO

Fotometri on laite, joka mittaa kohteesta tulevan valon intensiteettiä. Kohde voi olla valaistu eli se heijastaa muualta tulevaa valoa tai se voi itse emittoida valoa. Fotometrissä on yksi tai useampia fotometriputkia, jotka sisältävät mittauksia varten oleelliset komponentit. Fotometriputki kerää valoa tietyn keilan alueelta putken sisällä olevalle detektorille. Tyypillinen detektori on valomonistinputki, jonka fotokatodille tulevat fotonit irrottavat elektroneja. Elektronit monistetaan ja yhden fotonin irrottamasta elektronista saadaan anodilta $10^5 - 10^7$ elektronin ryöppy; pulssi. Tämä pulssi vahvistetaan ja jos se on oikeanlainen, elektroniikka päästää sen eteenpäin. Eteenpäin päässyt pulssi havaitaan joko jännitteenä tai se lasketaan pulssilaskurilla. Jälkimmäinen mittaussuomenetelmä on nykyään vallitseva ja sitä kutsutaan pulssilasketamenetelmäksi (engl. Pulse counting method).

Mitä enemmän kohteesta tulee fotoneita, sitä enemmän pulsseja saadaan valomonistinputken anodilta. Anodilta saatavat jännitearvot kerätään analogi-digitaalimuunnimella (AD-muunnin) tai pulssit lasketaan laskurilla ja tulokset talletetaan mikrolla tallennuslaitteelle. Fotometrit voivat koostua yhdestä tai useammasta kanavasta eli fotometriputkesta, jotka kukin mittaavat samanaikaisesti kohteesta tulevaa valoa eri aallonpituuksilla. Oulussa rakennetuissa revontulifotometreissa on tyypillisesti kuusi kanavaa (Kaila, 1987). Fotometriputket mittaavat joko atomaaristen emissioviivojen intensiteettiä tai molekulaaristen emissiovöiden tai niiden osien intensiteettiä.



Kuva 1: Fotometriputki. Valo tulee fotometriputkeen oikealta. Ensiksi se läpäisee suotimen. Suotimen läpi päässyt valo fokusoidaan polttotasolla, jossa on iris. Iriksen halkaisijan avulla saadaan fotometriputkelle haluttu keila. Iriksen jälkeen valo pääsee valomonistinputken fotokatodille. Siellä fotonit irrottavat elektroneja, jotka anodipäässä tuottavat pieniä pulsseja. Pulssit vahvistetaan ja johdetaan pulssilaskurille, jossa niiden tuottonopeus lasketaan.

2. FOTOMETRIPUTKEN RAKENNE

Revontulifotometrissä fotometriputken rakenne on esitetty kuvassa 1. Uloimpana elementtinä (oikealla) on suodin, joka päästää lävitseen halutun aallonpituuden valoa, jonka intensiteetti mitataan. Suodin on kapeakaistainen interferenssisuodin. Suotimen läpi mennyt valo kootaan linssillä polttotasoon, jonne asetetaan rako (iris). Raon koko määrää yksikäsitteisesti fotometriputken keilan koon. Raon läpi mennyt valo kulkeutuu tämän jälkeen detektorille, valomonistinputken fotokatodille. Valo kulkeutuu iriksen jälkeen suoraan fotokatodille tai vaihtoehtoisesti iriksen taakse asetetaan kenttälinssi, joka levittää valon koko fotokatodin alueelle.

Valomonistinputki tarvitsee toimiakseen noin kilovoltin suuruisen jännitteen anodin ja katodin välille. Itse valomonistinputki on kiinnitetty omaan kantaansa. Kannassa on lähinnä vastuksista koottu jännitteenjakoketju, joka jakaa tuon käyttöjännitteen katodin ja anodin välillä oleville dynodeille. Koska dynodeita on kymmenkunta, tulee jännite peräkkäisten dynodien välillä tulla olemaan sadan voltin vaiheilla. Varsinainen signaali saadaan anodilta. Se vahvistetaan usein anodin välittömässä läheisyydessä.

3. KALIBROINNIN PERIAATE

Edelläkuvattu fotometriputki mittaa putkelle tulevaa valoa. Jokainen fotokatodille tuleva fotonit ei kuitenkaan aiheuta elektronin irtoamista fotokatodilta eikä siten tuota pulssia anodilta. Voimmeko sitten saada selville kohteen intensiteetin mittauksillamme? Kyllä, jos fotometriputki kalibroidaan huolellisesti (Kaila, 2000). Kalibrointiin tarvitaan vakaa valolähde, jonka intensiteetti (irradianssi) aallonpituuden funktiona tunnetaan. Revontulimittauksissa intensiteetin yksikkönä käytetään yksikköä Rayleigh = R. Yksi R on 10^6 ftonia/cm² s.

Fotometri kalibroidaan siten, että asetetaan tunnettu valolähde (lähteen intensiteetti I_l yksikkönä R/nm) fotometriputken eteen. Kun suotimen kaistaleveys $\Delta\lambda$ tunnetaan, saadaan fotometriputkelle tulevan valon intensiteetti I_t

$$I_t = I_l \cdot \Delta\lambda.$$

Mitataan anodilta tuleva pulssimäärä p_a ajassa t . Nyt kalibraatiokertoimeksi k_{kal} saadaan

$$k_{kal} = \frac{I_t}{p_a/t} = \frac{I_t \cdot t}{p_a}.$$

Yksikkönä tulee olemaan

$$[k_{kal}] = \frac{[I_t]}{[p_a/t]} = \frac{[I_t \cdot t][\lambda]}{[p_a]} = \frac{\frac{R}{nm} \cdot nm}{\frac{pulsia}{s}} = \frac{Rs}{pulsia}.$$

Kun mittauksista saadaan ajassa t_m pulssimäärä p_m eli siis pulssinopeus, saadaan kohteen intensiteetti I_k kalibraatiokertoimen avulla seuraavasti:

$$I_k = k_{kal} \cdot \frac{p_m}{t_m}.$$

I_k :n yksiköksi tulee näin ollen R , niin kuin pitääkin. Kullekin fotometriputkelle suoritetaan oma kalibroitinsa ja näin koko fotometri on kalibroitu. Mittauksista saadaan kullekin kanavalle intensiteetti juuri kalibroinnin avulla.

4. VAIKEUKSIA

Kalibroinnin periaate on selvä. Ongelmana on, että sekä fotometrissä että kalibroinnissa on useita suureita, jotka eivät pysy vakioina, vaan muuttuvat jonkin verran ajan mittaan. Tarkastellaan näitä muuttuvia suureita ja niiden vaikutuksia mittaustuloksiin.

a) Valomonistinputken herkkyys riippuu katodin ja anodion herkkyydestä. Fotokatodin kvanttihyötysuhde on bialkali valomonistinputkella maksimiaallonpituudella 25% vaiheilla. Tällä hyötysuhteella fotokatodilta irtoaa elektroneja fonia kohti. Muilla aallonpituuksilla hyötysuhde on siis pienempi. Iän mukana kvanttihyötysuhde pienenee.

b) Valomonistinputken fotokatodin herkkyys ei ole homogeeninen fotokatodin yli.

c) Valomonistinputken vaste oletetaan lineaariseksi. Se kalibroidaan usein kuitenkin vain yhdellä tai muutamalla suunnilleen samankirkkauksisella valolähteellä ja vaste oletetaan lineaariseksi suurella intensiteettivälillä. Lineaarisuus pysynee kuitenkin ajan suhteen vakiona.

d) Valomonistinputkea ohjaava suurjännite ryömii hiukan ajan mukana. Sen seurauksena myös valomonistinputken herkkyys vaeltelee jonkin verran.

e) Kalibrointilähteiden stabiilisuus ei ole välttämättä kovin hyvä. Kalibrointilähteenä käytetään hiili-14 fosfori seosta, jossa hiili-14:n radioaktiivisuus virittää fosforiatomeja ja näin lähde loistaa himmeää valoa. Lähteen aallonpituusjakauma riippuu seoksesta sekä käytetystä fosforista. Hiili-14 puoliintumisaika on hyvin pitkä, 5730 vuotta, joten sen perusteella näitä lähteitä pidetään hyvin vakaina. Toinen lähde tyyppi on hehkulamppu, jota käytetään tietyllä jännitteellä.

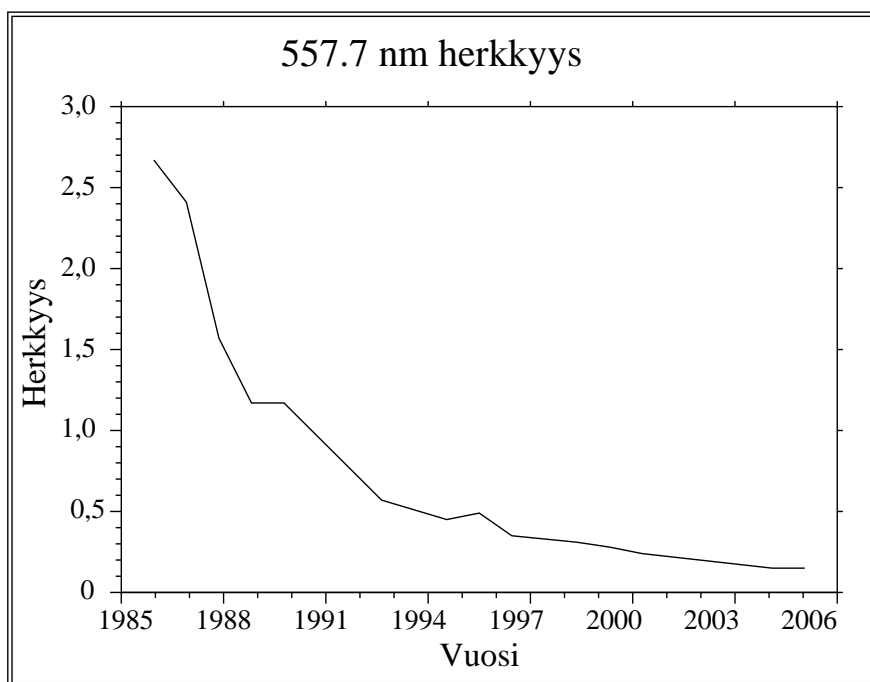
Revontulimittalaitteiden kalibroinnissa käytetään valolähteitä, joita silloin tällöin verrataan ns. absoluuttistandardiin. Max Planck Instituutissa Lindausa Saksassa tohtori Hans Lauche on rakentanut monikanavaisen kalibrointifotometrin, jolla eri lähteiden intensiteettiä verrataan professori Michael Gadsdenin (Aberdeen) hallussa oleviin Fritz Peak (FP) standardilähteisiin. Jos FP-lähteen intensiteetti muuttuu, muuttaa se kaikkien muiden kalibraattoreiden intensiteettilukemia vastaavasti. Mutta vaikka FP-lähde oletetaan absoluuttiseksi, havaitaan, että muiden lähteiden

intensiteetit vaihtelevat jonkin verran. Oulun fotometrit on kalibroitu ns. Uppsalan hiili-14 -fosforilähteillä sekä Lauchen rakentamalla ns. Sodankylän lampulla. Näin ollen käyttämiemme kalibrointilähteiden tarkkuus tiedetään ehkä 10% tarkkuudella (Lauche ja Widell, 2000).

f) Valo tulee fotometreihin suotimien läpi. Kun valo menee fotometreissä käytettyjä interferenssuotimen läpi kohtisuoraan, voidaan suotimen läpäisykäyrä ja samalla läpäisyprosentti mitata laboratoriossa. Hyvässä suotimessa käyrä on suunnilleen Gaussinen. Kun suodinta kallistetaan, siirtyy läpäisykäyrä pienempiä aallonpituuksia kohti. Samalla suotimen kaista levenee ja läpäisyprosentti pienenee. Kallistamalla voidaan kuitenkin säätää suodin läpäisemään haluttua aallonpituutta.

g) Ajan mittaan suotimen läpäisyn maksimiaallonpituus pienenee pysyvästi. Myös sen läpäisyprosentti pienenee. Tämän vuoksi fotometrin suotimia pitäisi mitata parin vuoden välein. Ajan mittaan ja kosteuden seurauksena suotimien kalvot voivat myös vähitellen tuhoutua.

h) Suotimien läpäisykäyrä muuttuu myös lämpötilan funktiona. Mittauksissa suotimien pitäisi olla vakio- lämpötilassa ja myös samassa lämpötilassa kuin ne suotimien mittauksissa olivat. Näin ei tilanne aina ole, sillä mittalaitteet ovat mittausten aikana ulkona lämpöeristetyissä vesivanerilaatikoissa selkeän taivaan alla. Termostaatit pitävät lämpötilan joissain rajoissa vakiona.



Kuva 2: Fotometriputken herkkyys (kalibrointikertoimen käänteisarvo) on monen asian summa. Esimerkkinä on vihreän emissio, aallonpituus 557,7 nm, fotometriputken herkkyuden muutos vuosina 1986-2006. Tänä aikana putken herkkyys on pienentynyt kymmenesosaansa.

Näiden ongelmien ja ajasta riippuvien muuttujien vuoksi fotometrejä ja niissä olevia suotimia tulee mitata ja kalibroida riittävän usein. Vain näin niiden mittaamaa dataa voidaan hyödyntää tutkimuksissa. Kuvassa 2 on yhden fotometriputken kalibroinnin muutoksia vuosina 1986-2006.

Putken herkkyys on pienentynyt 20 vuoden aikana yhteen kymmenesosaansa. Vastaavanlainen herkkyuden pieneneminen havaitaan kaikissa fotometriputkissa. Fotometriputken herkkyuden pieneneminen johtaa signaali-kohinasuhteen pienenemiseen.

5. YHTEENVETO

Revontulifotometrin kalibrointi on melko helppo tehtävä. Fotometriputkien suotimien ja valomonistinputkien ominaisuudet muuttuvat ajan mittaan ja siksi näitä on mitattava sopivin väliajoin uudelleen. Itse kalibrointilähteiden stabiilisuus muuttuu myös ajan mukana. Kahdenkymmenen vuoden aikana tehtyjen kalibrointien perusteella tunnetaan fotometriin absoluuttinen herkkyys ehkä 20% tarkkuudella. Kaikkien fotometriputkien herkkyys on laskenut voimakkaasti tänä aikana. Suurimmat syyt ovat suotimien läpäisyn pieneneminen ja läpäisykaistan siirtymisen ajan mukana pienempiä aallonpituuksia kohti sekä valomonistinputken herkkyuden pieneneminen.

LÄHTEET

- Kaila, K., R. Rasinkangas, E. Herrala and P. Tanskanen, 1987. Five channel auroral photometer. *Univ. of Oulu, Dept. of Physics. Report*, No. 112, 69 p.
- Kaila, K.U. and H.J. Holma, 2000. Absolute calibration of photometer. *Phys. Chem. Earth (B)*, **25**, No. 5-6, 467-470.
- Lauche, H. and O. Widell, 2000. Intercalibration of low light level sources. *Phys. Chem. Earth (B)*, **25**, No. 5-6, 483.

Itämeren vedenkorkeuden mallinnus kaksikulotteisella hydrodynaamisella mallilla

Antti Kangas

Merentutkimuslaitos antti.kangas@fimr.fi

Abstract

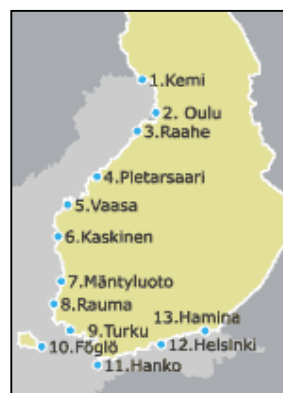
The Baltic sea water-level can be modelled with reasonably good accuracy by vertically-integrated models. The wind drag, atmospheric pressure and water level in Danish straits are used as input force for a hindcast simulation for period of March 2006 – March 2007. The mean error of the model results was 20 cm when the model was driven only with the atmospheric forcing and 12 cm after the water level at Danish Straits was taken into account. The effect of the air pressure and wind drag can be distinguished, and was found that their ratio did not include any seasonal variations, but has a spatial variability. When forecasting sea level the accuracy of the model results can be further improved by correcting them with tide gauge measurements, and the mean error is reduced to 4,4 cm.

1 JOHDANTO

Itämeri on osittain suljettu meri, jonka vedenkorkeuteen vaikuttaa pääasiassa ilmakehäpakote sekä vedenvaihto Pohjanmeren kanssa Tanskan salmien kautta. Vallitseva tuuli ja ilmanpaine Itämerellä synnyttävät vedenpinnan kallistumia, virtauksia ja siten vedenkorkeuseroja. Lisäksi virtaukset Tanskan salmissa säätelevät Itämeren kokonaisvesitasetta, jonka vaikutus vedenkorkeuteen voi olla huomattava. Sadannan, haihdunnan, jokivirtaaman vaikutukset ovat suhteellisen pientä kokonaisvaihteluun verrattuna. Itämerellä vuoroveden amplitudi on harvoin yli 10 cm (Lisitzin 1974). Pitkäaikaiset vaihtelut, kuten maankohoaminen ja ilmastomuutoksen vaikutukset vedenkorkeuteen (Johansson 2004), ovat rajattu tässä työssä pois. Vedenkorkeuden vaihtelu Suomen rannikolla tapahtuu -130...+200 cm välillä, ja voi nopeimmillaan olla useita kymmeniä senttimetriä tunnissa ja yli metrin vuorokaudessa. Suomen vesialueilla vedenkorkeutta mitataan 13 mareografilta (kuva 1).

Poikkeuksellisen korkea vedenkorkeus aiheuttaa rannikolla tulvia, joilla on moninaisia vaikutuksia ihmiselle, luonnolle ja rakentamiselle. Vesi voi tulviessaan vaikeuttaa tieliikennettä, aiheuttaa vahinkoja rakennuksille ja maalueille. Matala vedenkorkeus taas vaikeuttaa vesiliikenteen kulkua ja aiheuttaa varteenotettavan riskitekijän.

Merivedenkorkeutta mallinnetaan Merentutkimuslaitoksessa numeerisin mallein, ja tuloksia käytetään myös vedenkorkeuden operatiiviseen ennustamiseen. Tässä artikkelissa esitetään yksi käytetyistä malleista, Wetheinin, ja tarkastellaan sen vedenkorkeustulosten osuvuutta mitatuihin arvoihin maaliskuu 2006 – maaliskuu 2007 välisenä aikana. Vuodenvaihteessa 2006-2007



Kuva 1: Suomen meriveden korkeuden mittausasemat eli mareografit (13 kpl).

Itämeren kokonaisvesimäärä oli erittäin korkea yli kaksi kuukautta, ja jonka seurauksena tammikuussa 2007 mitattiin vedenkorkeusennätyksiä Selkä- ja Saaristomerellä. Lisäksi tarkastellaan mallin osuvuutta lyhyemmällä aikavälillä Perämerellä, Saaristomerellä ja Suomenlahdella.

2 WETEHINEN-MALLI JA HINDCAST

Vedenkorkeusmalli Wetehinen on Merentutkimuslaitoksella kehitetty 2-ulotteinen horisontaalimalli, joka on syvyyden suhteen integroitu. Vedenkorkeuden mallintamiseen voidaan käyttää horisontaali- eli yksikerrosmalleja kohtuullisen hyvin tuloksin (Myrberg 2006), jollion vaatimukset laskentateholle pienenevät huomattavasti. Merentutkimuslaitoksella on jo 1970-luvulla mallinnettu vedenkorkeutta horisontaalimalleilla (Jokinen 1980 ja Häkkinen 1980), joista Wetehinen eroaa muun muassa huomioon otetun ilmanpaineen ja jatkuvan operatiivisen ajon vuoksi.

Wetehinen käyttää Navier Stokesin ja jatkuvuusyhtälöstä johdettuja matalanveden perusyhtälöitä (Haidvogel 1999):

$$\frac{\partial U}{\partial t} - fV = -gH \frac{\partial \eta}{\partial x} + \tau^x - H \frac{\partial P}{\partial x} + A \nabla^2 U - rU^2 \quad (1)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} - fU = -gH \frac{\partial \eta}{\partial y} + \tau^y - H \frac{\partial P}{\partial y} + A \nabla^2 V - rV^2 \quad (2)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} = 0 \quad (3)$$

missä U ja V ovat pystysuunnassa integroidut horisontaaliset veden virtausnopeuskomponentit, $f = 2\Omega \sin\phi$ on Coriolis-parametri, $\Omega = 0.7292 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ on maapallon kulmanopeus, ϕ on leveysaste, $g = 9.81 \text{ ms}^{-1}$ on putoamiskiihtyvyys, H on syvyys, η on vedenpinnankorkeus, $\tau = \rho_{\text{air}} C_D u_{\text{wind}}^2$ on tuulen leikkausjännitys, ρ_{air} on ilman tiheys, $C_D = 1.3 \cdot 10^{-3}$ tuulikitkakerroin, u_{wind} on tuulen nopeus, P ilmanpaine, $A = 15000 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ horisontaalinen pyörreviskositeetti ja $r = 10^{-6}$ on pohjakitka. Yhtälöissä (1) ja (2) kuvataan liikemäärän säilyminen nopeuksille U ja V suuntiin x ja y , missä x kasvaa itään ja y pohjoiseen. Jatkuvuusyhtälössä (3) käytetään veden kokoonpuristumattomuus oletusta.

Yhtälöt on ratkaistu eksplisiittisesti käyttäen finite difference approksimaatiota C-hilassa. Mallin erottelukyky on 6 merimailia (noin 11 km), jolloin Itämeren kattava mallihila koostuu koostuu 111 pisteestä x suunnassa ja 131 pisteestä y suunnassa, aika-askel on 100 sekuntia. Pohjatopografia on saatu integroimalla IOW:n (Institut für Ostseeforschung Warnemünde) yhden merimailin pohjatopografiasta ja muokkaamalla sitä osittain rannikon lähellä.

Ilmakehäpakotteena Wetehinen käyttää Ilmatieteenlaitoksen HIRLAM (High Resolution Limited Area Model) pintatuulia (10m) ja ilmanpainetta, jossa on uudet pakotekentät kolmen tunnin välein. Malli interpoloi lineaarisesti kentät tunnin väleihin. Lisäksi vedenvaihto Pohjanmeren kanssa Tanskan salmien kautta voidaan

ottaa huomioon pakottamalla vedenkorkeus reunalla BSH:n (Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie) mallista 15 minuutin aikavälillä saataviin vedenkorkeusarvoihin.

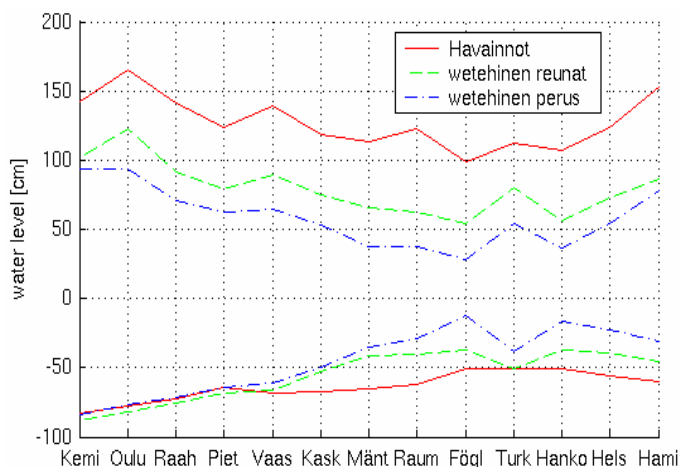
Wetehinen-mallilla ajettiin vedenkorkeussimulaatio ajalle 1.3.2006 – 31.3.2007. Spin-up aika oli kolme viikkoa ennen varsinaista simulaatiota. Simulaatiossa käytettiin ilmakehäpakotetta HIRLAM mallista, jota ajetaan neljä kertaa vuorokaudessa 00, 06, 12 ja 18 UTC aikoina. Vedenkorkeussimulaatio tehtiin käyttämällä kunkin HIRLAM ajon +3 h ja +6 h ilmanpaine- ja tuulikenttiä. Puuttuvat pakotekentät korvattiin käyttämällä aiempien HIRLAM ajojen kenttiä, yhteensä puuttuvia HIRLAM ajoja oli 18 kpl.

Wetehinen ajettiin viitenä versiona: Pakotteena vain tuulen suunta ja nopeus (myöhemmin merkitty wetehinen_W), pakotteena vain ilmanpaine (wetehinen_P), pakotteena vain Tanskan salmien vedenkorkeus (wetehinen_R), pakotteena tuuli ja ilmanpaine (wetehinen_perus) ja tuuli, ilmanpaine ja Tanskan salmien vedenkorkeus (wetehinen_reunat). Koska BSH mallitulokset on ilmoitettu eri korkeusjärjestelmässä, tuloksista vähennettiin 25 cm jotta Itämeren kokonaisvesimäärä Wetehisessä saatiin lähelle havaittua. Tuloksia verrattiin Suomen mareografien mittaustuloksiin, ja mallivirheistä laskettiin perustilastolliset suuret. Lisäksi tutkittiin BSH:n ennusteiden osuvuutta alkuvuodesta 2007, jolloin wetehinen_reuna ajon vedenkorkeustulokset olivat huomattavasti pienempiä kuin mitatut arvot, ja lopuksi tehtiin kuukauden mittainen tarkastelu muutamalle mareografille kesäkuussa 2006 ja tammikuussa 2007.

3 TULOKSET

Suomen mareografien havaitut ja mallitetut vedenkorkeuden ääriarvot on esitetty kuvassa 2. Havaitaan että korkeimmat mallinnetut vedenkorkeudet jäivät selvästi havaittuja pienemmiksi. Haminan Suomenlahdella mallinnetut ja mitatut vedenkorkeudet on esitetty esimerkkinä tuloksista kuvassa 3.

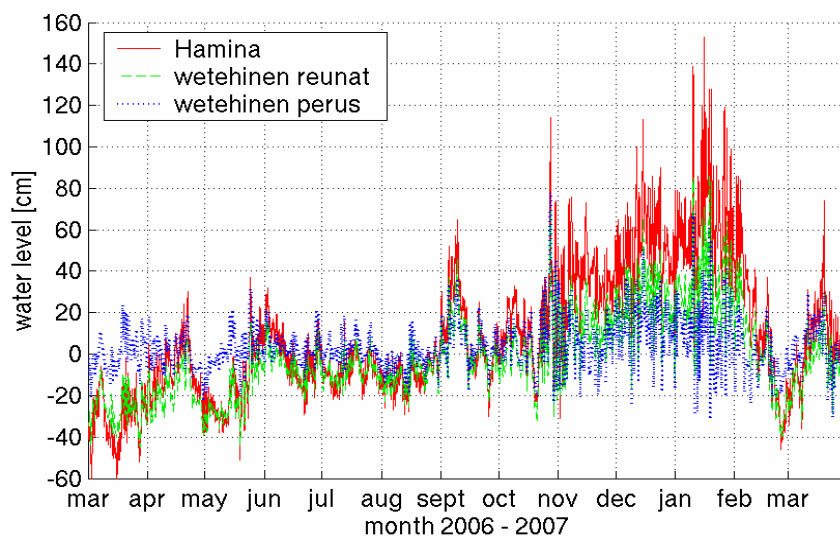
Tuloksista havaitaan, että Tanskan salmien vedenvaihdon huomioonotto on tärkeää vedenkorkeusmalleille. Wetehinen_perus tulokset vastaavat lyhyellä aikavälillä vedenkorkeuden nopeita heilahteluja, mutta pitkänajan keskiarvossa havaittiin tasovirhettä. Virheen suuruus on useita kymmeniä senttimetrejä, suurimmillaan se on alkuvuonna 2007, jolloin vedenkorkeus Itämeressä oli keskimäärin n. 60 senttimetriä pitkän ajan keskiarvoa korkeammalla. Kesällä 2006 Itämeren pinta



Kuva 2: Havaittujen ja mallinnettujen vedenkorkeuksien ääriarvot mareogra-feittain maaliskuu 2006 – maaliskuu 2007 välisenä aikana.

oli lähellä keskimääräistä vedenpintaa, ja wetehtinen_perus tuloksien osuvuus oli parempi.

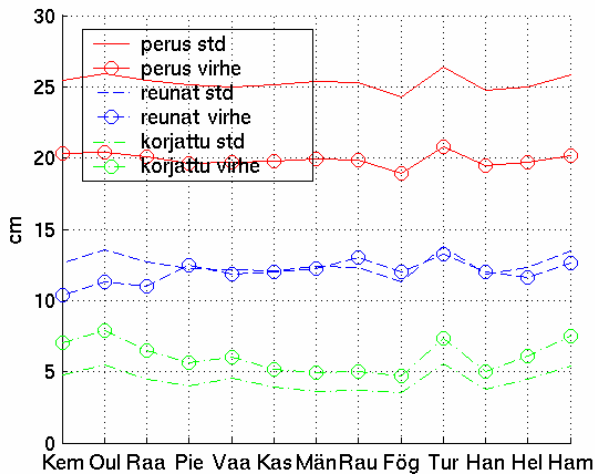
Wetehtinen_reunat versiossa mallinnetun vedenkorkeuden virhe kaikilla mareografeilla oli pienempi kuin wetehtinen_perus versiossa. Matalan ja normaalin vedenkorkeuden aikana keskivirhe oli pienempi, mutta vuodenvaihteen 2006/2007 aikana myös wetehtinen_reunat versio antoi systemaattisesti liian pieniä tuloksia. BSH:n mallinnettu vedenkorkeus oli tammikuun aikana noin 10 – 30 senttimetriä alempi kuin havaittu vedenkorkeus, mikä selittää tammikuun virheen ja korkeimpien mallinnettujen vedenkorkeuksien liian alhaiset arvot (kuva 2 ja kuva 3).



Kuva 3: Mallinnetut ja mitatut veden-korkeudet Haminassa välillä maaliskuu/2006 ja maaliskuu/2007.

Wetehtinen_perus ja reuna-ajojen virheiden keskihajonta (std) ja virheiden itseisarvojen keskiarvot (virhe) on esitetty eri mareografeille kuvassa 4 ja keskiarvoistettuna koko malliajolle taulukossa 1. Föglössä on molemmilla versioilla pienin hajonta ja alhainen virheen itseisarvon keskiarvo. Tämä on seurausta vedenkorkeuden rauhallisista vaihteluista Saaristomerellä, ja siten helpommasta mallinnettavuudesta. Myös Selkämeren mareografipaikkakunnilla mallien virhe ja hajonta ovat kohtuullisen pieniä. Turun saaristossa ja Oulussa vedenkorkeuden mallintaminen on vaikeaa monimutkaisen rannikonmuodon sekä matalan ja vaihtelevan pohjatopografian seurauksena. Perämerellä wetehtinen_reuna tulosten virhe on pienempi kuin muualla Suomen rannikolla. Suomenlahdella virhe ja hajonta kasvavat itäänpäin mentäessä. Tarkemmassa tarkastelussa havaittiin, että Suomenlahden – Varsinaisen Itämeren ominaisheilahtelun eli seichen mallintaminen ei onnistu Wetehtinen-mallilta kovin hyvin. Seichen amplitudi on usein selvästi liian pieni, ja vaihe on myös usein väärä. Itäisellä Suomenlahdella, missä seiche näkyy selvimmin, kasvaa mallitulosten virhe ja hajonta.

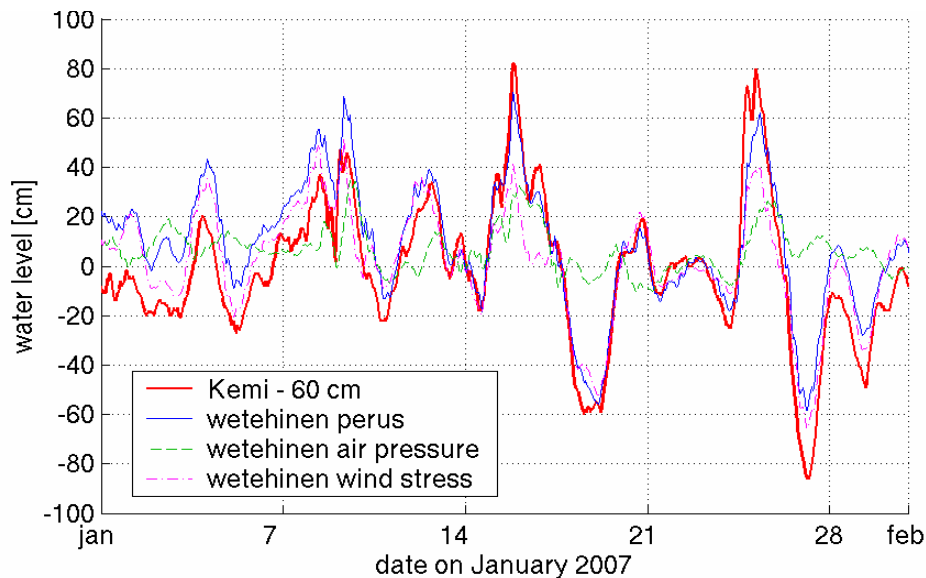
Wetehtinen_perus ajon suuri virhe on seurausta tasoerosta, jota esiintyy yleisesti. Samasta syystä virheen keskihajonta on suuri. Wetehtinen_reunat ajon virheen itseisarvon keskiarvo on selvästi pienempi, kuten myös keskihajonta. Ottamalla huomioon vedenkorkeus Tanskan salmissa keskimääräinen virhe pienenee 40 %.



Malliajo	std	virhe
wetehinen perus	25.3	19.9
wetehinen reuna	12.5	12.0
wetehinen korjattu	6.1	4.4

Kuva 4 ja Taulukko 1: Wetehinen perus, wetehinen reunat ja havainnoilla korjattujen wetehinen reunat tulosten virheen keskihajonta (std) ja virheen itseisarvon keskiarvo (virhe) eri mareografeille sekä taulukko niiden keskiarvoista

Ilmakehäpakotteiden suhteen Wetehinen toimii lineaarisesti, jolloin wetehinen_perus ajon tulokset ovat samat kuin wetehinen_W ja wetehinen_P ajojen tuloksien summa. Tällöin voidaan tarkastella tuulen ja ilmanpaineen vaikutusta erikseen vedenkorkeuden lyhytaikaiseen vaihteluun. Kuvassa 5 on esitetty mallitettu tuulen ja ilmanpaineen vaikutus Kemien vedenkorkeuteen tammikuussa 2007. Mitatuista tuloksista on poistettu tasoeroa 60 senttimetriä, jotta kuvaajia voidaan verrata paremmin.



Kuva 5: Havaittu ja mallinnetut vedenkorkeudet Kemissä tammikuussa 2007. Mallituloksista on esitetty ilmanpaineen (wetehinen air pressure) ja tuulen (wetehinen wind stress) vaikutus erikseen ja yhdessä (wetehinen_perus). Tasoeron poistamiseksi Kemien havainnoista on vähennetty 60 cm.

Tammikuussa 2007 esiintyi voimakkaita tuulia ja myrskyjä, jotka aiheuttivat suuria heilahteluja vedenkorkeuksiin. Mallinnetut vedenkorkeudet eivät ole amplitudiltaan aivan mitattujen suuruksia, vaan hieman pienempiä. Tuulen ja ilmanpaineen vaikutukset vedenkorkeuteen eivät aina ole samansuuntaiset, vaan vaikutukset voivat olla päinvastaiset riippuen matalapaineiden kulkureitistä Itämeren yli. Ilmanpaineen ja

tuulen aiheuttamien lyhytaikaisten vedenkorkeusvaihteluiden ääriarvot tammikuussa 2007 on esitetty taulukossa 2. Havaitaan että tuulen ja ilmanpaineen vaikutus ei ole suhteessa sama koko Suomen rannikolla, vaan vaihtelee sijainnista riippuen. Keskimäärin ilmanpaine (suluissa tuulen osuus) selitti Kemissä 27% (73%) koko lyhytaikaisesta vaihtelusta, Föglössä 47% (53) ja Haminassa 48% (52%). Sitävastoin eri vuodenaikoina suhteelliset osuudet olivat samat.

Taulukko 2: Wetehinen-mallilla lasketut ilmanpaineen ja tuulistressin aiheuttamat vedenkorkeuden ääriarvot (cm) kesäkuussa 2006 ja tammikuussa 2007 Kemissä, Föglössä ja Haminassa.

Ilmanpaine		Kemi	Föglö	Hamina	Tuuli		Kemi	Föglö	Hamina
kesä	min	-6	-3.5	-6.8	kesä	min	-28.6	-3.7	-8.1
	max	20	5.1	11		max	42.1	7	10.7
tammik.	min	-10.5	-6.2	-30	tammik.	min	-65.6	-7.1	-27.7
	max	34.5	19.7	42.7		max	52	19.7	51.6

4 OPERATIIVINEN ENNUSTAMINEN

Merentutkimuslaitoksella tehdään tarvittaessa vedenkorkeusennusteita Suomen rannikolle. Wetehistä voidaan käyttää vedenkorkeuden ennustamiseen niissä rajoissa, mitä pakotteiden tarkkuus ja saatavuus sallii. Vedenkorkeusennusteiden osuvuus paranee sekä tarkemman pakotteen myötä, että ottamalla huomioon havaitut vedenkorkeudet. Yksinkertaisimmillaan ennusteiden tarkkuutta voidaan parantaa korjaamalla mallien tulokset mareografihavaintoihin. Menetelmässä lasketaan havaintoa edeltävän seitsemän päivän ero wetehinen_reunat tulosten ja havaintojen välillä ja ero vähennetään wetehinen_reuna tuloksista. Mallivirheen keskiarvo kaikille mareografeille väheni 4.4 senttimetriin, ja tulosten hajonta pieneni 6.1 senttimetriin. Virhe on n. 60 % pienempi kuin wetehinen_reunat ajossa ja n. 80 % pienempi kuin wetehinen_perus ajossa. Nopeiden ja suurten vedenkorkeusvaihteluiden aikana korjatun tuloksen virhe oli vain hieman suurempi kuin rauhallisena aikana.

LÄHTEET

Haidvogel B., Beckmann A. 1999: Numerical ocean circulation modeling. Series on Environmental Science and management – Vol. 2. Imperial College Press

Häkkinen, S. 1980: Computations of sea level variations during December 1975 and 1 to 17 September 1977 using numerical models of the Baltic Sea.

Johansson M., Kahma K., Boman H. 2004: Scenarios for sea level on the Finnish coast. *Boreal Env. Res.* 9: 153-166

Jokinen O. 1980: Hansenin yksikerrosmallin sovellutuksia. Geofysiikan päivät Helsingissä 10 –11.3.1977.

Lisitzin E., 1974: Day-to-day variation in sea level along the Finnish coast. *Geophysica* 9:4

Myrberg K., Leppäranta M., Kuosa H. 2006: Itämeren fysiikka, tila ja tulevaisuus. Yliopistopaino, Helsinki University Press, Palmenia

Helmiäispulsaatioiden arvoitus

J. Kangas¹, T. Raita² ja J. Kultima²

¹Fysikaalisten tieteiden laitos, Oulun yliopisto, jorma.kangas@mail.suomi.net

²Sodankylän geofysiikan observatorio, Oulun yliopisto

Abstract

In 1936 Eyvind Sucksdorff, Director of the Sodankylä Geophysical Observatory published the first observations of rapid variations of the Earth's magnetic field at the frequency of about 0,5 Hz. These observations had been made during the Second Polar Year, 1932-33 when the Observatory was a testing site of the La Cour rapid-run magnetometers. Sucksdorff named these pulsations of the highest frequency ever recorded before "pearl neclaces" or shortly "pearls" due to their appearance in the recordings. On the basis of the pulsation data collected in 1932-1935 Sucksdorff made several conclusions which are still valid. Although Sucksdorff did not go much further in his investigations of this new phenomenon his contribution to the science has been most remarkable: There are not many cases in science where the original Finnish discovery has initiated a research topic of world-wide interest which is still most vital with several new directions after the seventy years following their discovery. This paper deals with the discovery of the pearl waves and the present state of the research on the basis of the presentations given at the Memorial Session held at the EGU General Assembly in Vienna in 2006. The papers of the Session will be published in the Special Issue of the Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics in 2007.

1. JOHDANTO

Maapallon magneettikenttä ei ole vakaa, muuttumaton. Se vaihtelee ajan funktiona monella tavalla. Hyvin hitaat vaihtelut, kuten kentän napaisuuden vaihtuminen ja sekulaarivaihtelu johtuvat peruskenttää synnyttävän maapallon sisäisten lähteiden muutoksista. Maan kenttää muokkaavat myös maapallon ulkopuoliset tekijät, joilla on yhteys aurinkoon ja sen muuttuviin ominaisuuksiin. Tällaisia vaihteluja ovat mm. auringonpilkkujaksoon liittyvät vaihtelut, magneettiset myrskyt, magneettikentän vuorokautinen vaihtelu ja magneettiset pulsaatiot.

Magneettiset pulsaatiot ovat usein hyvin säännöllisiä maan magneettikentän vaihteluita, joiden periodi ulottuu sekunnin murto-osista satoihin sekunteihin. Säännölliset pulsaatiot on jaettu viiteen luokkaan, joista nopeimpien eli ns. Pc1-pulsaatioiden periodin vaihteluväli on 0,2-5 s. Hitaimpien eli ns. Pc5-pulsaatioiden periodi rajoittuu välille 150-600 s.

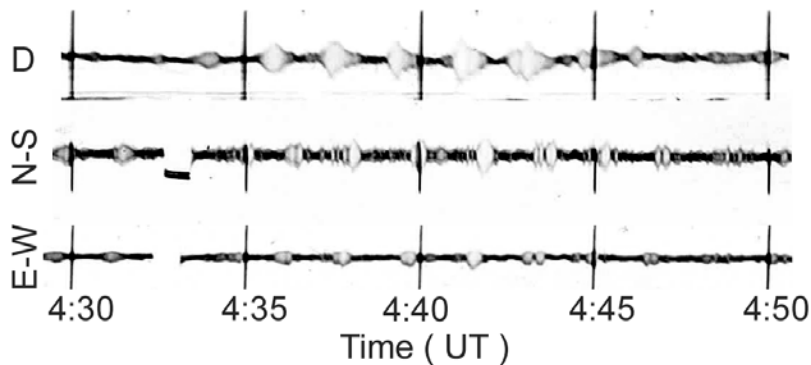
Magneettikentän mittauksia varten on perustettu monia mittausasemia maapallon eri puolille ja systemaattisia mittauksia on tehty jo 1800-luvun alkupuolelta asti. Pitkäperiodisten magneettisten pulsaatioiden havainnoista on myös varhaisia merkintöjä. Mm. J. Nervander havaitsi Helsingissä 1840-luvulla pulsaatioita, joiden periodi oli noin 30 s. Pitkäperiodisten

pulsaatioiden syste-maattinen tutkimus alkoi vasta tullessa 1900-luvulle. Tuolloin käytössä olleet mittauslaitteet eivät voineet kuitenkaan rekisteröidä pulsaatioita, joiden periodi on pienempi kuin 20 s.

2. HELMIÄISPULSAATIOIDEN ENSIMMÄISET HAVAINNOT

Toisen Polaarivuoden aikana vv. 1932-33 Sodankylän geofysiikan observatorioon sijoitettiin ns. La Cour-magnetometrejä testauksia varten. Näiden magnetometriä avulla voitiin havaita entistä nopeampia kentän vaihteluita, jos niitä olisi olemassa. Mittauksia jatkettiin Polaarivuoden jälkeen.

Observatorion silloinen johtaja, Eyvind Sucksdorff havaitsi tutkiessaan La Cour-magnetometrin ja maavirtojen rekisteröintejä vaihteluita, joita hän kutsui ”nopeiksi mikropulsaatioiksi” tai ”helminauhoiksi” niiden kauniin muodon vuoksi. Rekisteröinnin nopeus oli 1 mm/ 20 s eikä vaihtelujen periodia voitu määrittää tarkasti. Sucksdorff päätteli, että periodi oli 2-3 s. Hän päätteli myös, että rekisteröinnin jälki kuvasi magnetometrin joutuneen resonanssiin ulkoisen voiman vaikutuksesta. Myöhemmät mittaukset ovat osoittaneet, että magnetometrin ominaisperiodi on tyypillisesti 2-3 s (Kivinen, 1971). Kuva 1 esittää Sucksdorffin havaintoja vuodelta 1935.



Kuva 1. Helmiäispulsaatioiden rekisteröintejä Sodankylässä 6.2.1935 klo 04.30-04.50 UT. Pulsaatioita nähdään La Cour-magnetometrin D-komponentissa ja maavirtarekisteröintien N-S ja E-W komponenteissa.

Sucksdorff julkaisi tuloksensa v. 1936 *Terrestrial Magnetism and Atmospheric Electricity*-lehdessä (Sucksdorff, 1936). Samalla kun hän näin julkisti ensimmäiset Pc1-helmiäispulsaatioiden havainnot, hän esitti vuosien 1932-35 havaintoaineiston perusteella monia näiden havaintojen yleisiä ominaisuuksia, jotka pitävät edelleen paikkansa. Kaunis nimi, helmiäispulsaatiot on vakiintunut suomalaisten tutkijoiden kielenkäyttöön.

Tromssan revontuliobservatorion johtaja Leiv Harang julkaisi samanlaisia havaintoja samassa lehdessä (Harang, 1936). Hän kutsui vaihteluita ”vibraatioiksi”. Harang pohdiskeli mahdollisuutta, että värähtelyt johtuisivat seismisistä värähtelyistä. Hän joutui kuitenkin luopumaan tästä mahdollisuudesta, koska hänkin havaitsi pulsaatioiden esiintyvän jatkuvasti pääasiassa päiväs-aikaan. On ilmeistä, että Sucksdorff ja Harang tekivät löytönsä toisistaan riippumatta, koska mitään aiheeseen liittyvää kirjenvaihtoa ei ole löydetty.

Helmiäispulsaatiot pysyivät pitkään arvoituksena eikä Sucksdorff jatkanut voimallisesti niiden tutkimusta. Seuraava ratkaiseva keksintö tehtiin 1940-luvulla, kun ruotsalainen Hannes Alfvén esitti ns. hydromagneettisten aaltojen teorian (Alfvén, 1942). Tämän teorian kokeellinen todistus onnistui kuitenkin vasta 1950-luvun lopulla (esim. Allen et al., 1959). Helmiäispulsaatioiden tutkimus laajeni Kansainvälisen geofysiikan vuoden 1957-59 jälkeen ja uusien havaintojen ja teoreettisten tarkastelujen avulla tietomme helmiäispulsaatioista ovat ratkaisevasti lisääntyneet.

Vuonna 2006 oli kulunut 70 vuotta Sucksdorffin ja Harangin julkaisuista. Tutkimus jatkuu edelleen aktiivisena ja sillä on yhä paljon haasteita, vaikka esimerkiksi satelliittimittaukset ovat antaneet monia tärkeitä uusia tuloksia. Alan tutkijat päättivät muistaa Sucksdorffin ja Harangin työtä ja kunnioittaa samalla Toisen Polaarivuoden toimintaa yleensäkin ja järjestivät kokouksen, jonka otsikko oli ”Pc1 Pearl Waves: Discovery, Morphology and Physics”. Kokous pidettiin Euroopan Geotieteiden Unionin yleiskokouksen yhteydessä Wienissä 4.-6.4.2006. Osa esitelmistä julkaistaan Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics-lehden erikoisnumerossa vuoden 2007 aikana.

3. TUTKIMUKSEN TILA TÄNÄÄN

Helmiäispulsaatioiden tutkimus on monipuolistunut vuosien kuluessa ja Wienin kokouksessa käsiteltiinkin historiallisten taustojen lisäksi viimeisimpiä maan pinnalla ja satelliiteilla tehtyjä havaintoja, uusimpia teoreettisia tutkimuksia, mittauksia muiden planeettojen ympäristössä ja useita sovelluksia, m.m. biolääketieteeseen ja maanjäristysten ennakointiin. Sovellusten lisäksi tyminen osoittaa, että tulevaisuudessa tarvitaan entistä enemmän tieteidenvälisiä tutkimuksia.

Kokouksessa pidettyjen esitelmien ja postereiden luettelo kuvastaa helmiäispulsaatioihin liittyvän tutkimuksen monipuolisuutta ja kansainvälisyyttä:

- * T. Raita and J. Kultima: Discovery of the pearls waves by Eyvind Sucksdorff
- * C.-G. Fälthammar: The discovery of magnetohydrodynamic waves
- * A.G. Demekhov: Recent progress in understanding Pc1 pearl formation
- * K. Mursula: Satellite observations of Pc1 pearl waves: The changing paradigm
- * A. Guglielmi and J. Kangas: Pc1 waves in the system of solar-terrestrial relations: New reflections
- * F.Z. Feygin, K. Nekrasov, T. Pikkarainen, T. Raita and K. Prikner: Pc1 pearl waves with magnetosonic dispersion
- * V.Y. Traktengerts and A.G. Demekhov: Generation of Pc1 pulsations in the regime of Backward Wave Oscillator
- * K. Prikner, K. Mursula, T. Bösinger, F.Z. Feygin and T. Raita: The effective altitude range of the ionospheric Alfvén resonator studied by high-altitude EISCAT measurements
- * N. Zolotukhina and J. Cao: Transformation of structured Pc1 into IPDP-like emission under enhanced magnetospheric convection: A case study
- * N.A. Kurazkovskaya, B.I. Klain and B.V. Dovbnaya: Patterns of simultaneous observations of high-latitude magnetic impulses (MIEs) and impulsive bursts in the Pc 1-2 band
- * A.G. Yahnin and T.A. Yahnina: Energetic proton precipitation related to ion-cyclotron waves

- * N. Zolotukhina, V. Pilipenko, M. Engebretson and A. Roger: The response of the inner and outer magnetosphere to solar wind density fluctuations during the recovery phase of a moderate magnetic storm
- * C.T. Russell and X. Blanco-Cano: Ion cyclotron wave generation by planetary ion pickup
- * C.T. Russell: Upstream whistler mode waves at planetary bow shocks: A brief review
- * E.T. Matveyeva and R.V. Shchepetnov: Temporal characteristics and physical aspects of the Pc1 geomagnetic pulsations
- * A. Guglielmi and O. Zotov: The human impact on the Pc1 wave activity
- * N.G. Kleimenova, O.V. Kozyreva, T.K. Breus and S.I. Rapoport: Pc1 geomagnetic pulsations as a potential hazard of the myocardial infarction
- * B.V. Dovbnya: On the earthquake effects in the regime of Pc1
- * P.V. Minorsky: Do geomagnetic variations affect plant function?

Helmiäispulsaatioiden synnyn kannalta tilanne on yhä avoin. Kokouksen esitelmissä tuotiin esille monia uusia näkökulmia ja havaintoja, mutta yksimielistä näkemystä näiden pulsaatioiden perusominaisuuksien synnystä ei ole. Vaikka tiedetään, että aallot vahvistuvat maan magneto-sfäärissä aalto-hiukkasvuorovaikutuksessa ja että aaltojen etenemiseen vaikuttavat sekä magneto-sfäärin että ionosfäärin plasmata ja niiden koostumus, niin esimerkiksi helmiäispulsaatioille ominaista aaltopakettien säännöllistä toistumista ja syytä sille, että näitä pulsaatioita havaitaan runsaimmin auringonpilkkuiminimin aikana, ei ymmärretä täydellisesti tällä hetkellä.

Eyvind Sucksdorffin työ helmiäispulsaatioiden löytäjänä ansaitsee tulla mainituksi suomalaisen geofysiikan tutkimuksen historiassa. Suomalainen tutkija voidaan liittää vain harvoin sellaisen tutkimusaiheen käynnistymiseen, joka jatkuu haasteellisena ja monipuolisena sekä kansainvälisesti kiinnostavana vielä yli 70 vuotta keksimisensä jälkeen. Suomalaiset alan tutkijat ovat osallistuneet tutkimustyöhön pitkään mm. amerikkalaisten ja venäläisten johtavien tutkijoiden kanssa, mikä työ jatkuu toivottavasti vielä tulevaisuudessakin.

LÄHTEET

- Alfven, H., 1942. Existence of Electromagnetic-Hydrromagnetic Waves, *Nature*, 150, 405-406.
- Allen, T.K., W.R. Baker, R.V. Pyle and J.M. Wilcox, 1959. Experimental Generation of Plasma Alfven Waves, *Phys. Rev. Letters*, 2, 383-384.
- Harang, L., 1936. Oscillations and vibrations of geomagnetic records at high latitude stations, *Terrestrial Magnetism and Atmospheric Electricity*, 41, 329-336.
- Kivinen, M., 1971. Mikropulsaatiot: La Cour-magnetometriresterointien käyttömahdollisuudet mikropulsaatioiden vaihteluiden tutkimiseen. Lisensiaatin tutkielma, Helsingin yliopisto.
- Sucksdorff, E., 1936. Occurrences of rapid micropulsations at Sodankylä during 1932 to 1935, *Terrestrial Magnetism and Atmospheric Electricity*, 41, 337-344.

Magnetic susceptibility as a tool to match asteroids and meteorites

T. Kohout^{1,2,3}, T. Elbra¹, L. J. Pesonen¹, P. Schnabl^{2,3}, S. Slechta^{2,3}

¹Division of Geophysics, University of Helsinki, Finland, tomas.kohout@helsinki.fi

²Department of Applied Geophysics, Charles University in Prague, Prague, Czech Republic

³Institute of Geology, Academy of Sciences, Prague, Czech Republic

Abstract

Based on reflectance spectroscopy and chemical / mineralogical remote sensing methods it is generally assumed that asteroids are parent bodies for most meteorites reaching the Earth. However, more detailed observations indicate that differences exist in composition between asteroids and meteorites resulting in difficulties when searching for meteorite – asteroid match.

We show that among other physical parameters the magnetic susceptibility of an asteroid can be determined on the asteroid orbit from the magnetic induction by solar wind and / or magnetic field from the Sun. The shape corrected value of the true magnetic susceptibility of an asteroid can be compared to those of meteorites in the existing database allowing closer match between asteroids and meteorites.

1. INTRODUCTION

It is generally assumed that asteroids are parent bodies for most meteorites reaching the Earth (Feirberg et al. (1982)). The reflectance spectroscopy of asteroids has proved to be a powerful tool in characterization of the asteroid composition and classification. The extended taxonomy (Tholen (1984), modified by Bus and Binzel (2002)) defines total of 26 classes of the asteroid reflectance spectra. Three major groupings (S, C, and X complexes) show spectral similarities to the major meteorite groups. The composition of the S-class asteroids is similar to the silicate-rich ordinary chondrite group, the C-class contains asteroids which are rich in carbonaceous material similar to that of carbonaceous chondrite group and X-class contains various asteroid types mostly rich in metallic component. However, when analyzing the whole spectral curve the exact match between asteroids and meteorites is not found due to differences in their spectral patterns.

Thus other remote sensing methods are applied during asteroid reconnaissance in order to improve the knowledge of the asteroids. We show that the physical properties of asteroids and meteorites – mainly the magnetic susceptibility and density – can be applied along with the chemical and mineralogical methods in building the link between asteroids and meteorites.

2. MAGNETIC SUSCEPTIBILITY OF METEORITES

Magnetic susceptibility of various meteorites has been systematically studied by Kukkonen and Pesonen (1983), Pesonen et al (1993); Terho et al. (1993), Rochette et al. (2001, 2003,

2006), Kohout et al. (2006). The results indicate that the magnetic susceptibility of various meteorite clans and groups occupy characteristic values with quite uniform distribution. According to those studies the lowest susceptibility is occupied by SNC ($10\text{-}100 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$) and HED ($10\text{-}1000 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$) achondrites. Aubrites have also low susceptibility values ($400\text{-}3000 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$). Chondrite clan has higher susceptibilities in range of $4000\text{-}80000 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ (with exception of R-chondrites occupying range of $100\text{-}160 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$) and stony-irons and irons occupy the highest susceptibility range ($100000\text{-}2000000 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$). However, it is difficult to measure the true magnetic susceptibility of stony-irons and irons due to the shape effect and thus those values contain high level of uncertainty.

The susceptibility of the ordinary chondrites (Fig. 1) is directly related to the amount of metal (FeNi) fraction in non-oxidized form. The lowest susceptibility values occupy the LL chondrite group, followed by L chondrite group, and H chondrite group. Ureilites occupy similar susceptibility range as L type chondrites.

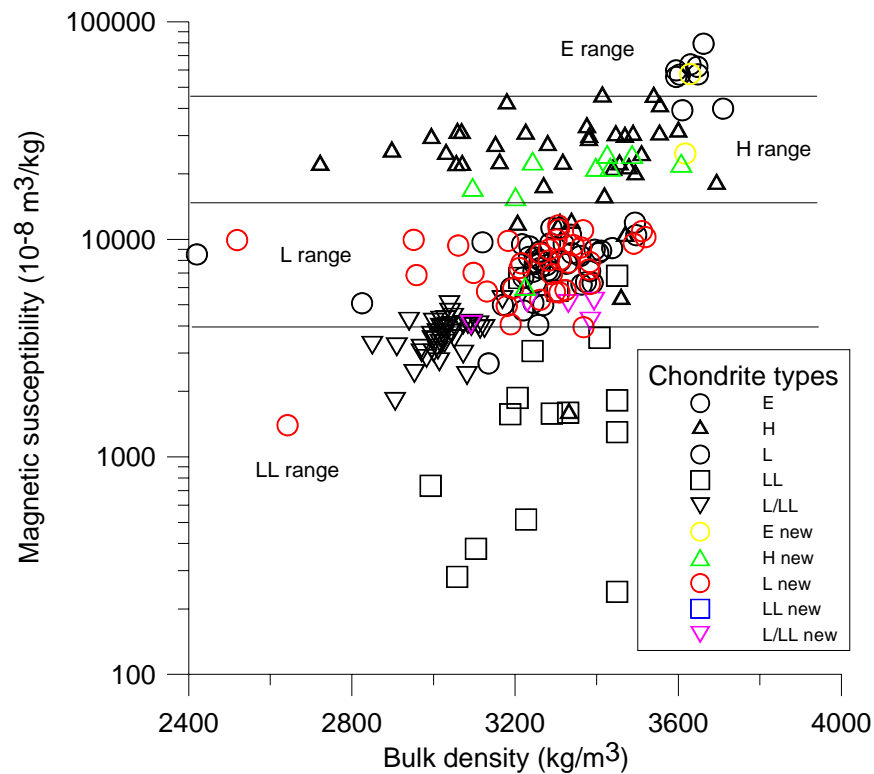


Figure 1: Magnetic susceptibility vs. bulk density of various ordinary chondrite groups and of enstatite chondrite clan. The magnetic susceptibility increases from LL chondrites to L, H and E chondrites. The data obtained in laboratory (grey symbols) and the new data obtained using mobile instrumentation (colored symbols) show good agreement. Only unweathered meteorites are displayed.

The magneto-mineralogy of the carbonaceous chondrite clan is more complicated containing not only the FeNi, but also oxides, sulphides and carbides. The magnetic susceptibilities of various carbonaceous chondrite groups overlap and are similar to those of ordinary chondrites. However, comparing to ordinary chondrites, the carbonaceous chondrites have

lower bulk densities (Consolmagno and Britt (1998), Britt and Consolmagno (2003), Wilkinson et al. (2003)).

3. THE FINNISH DATABASE OF PHYSICAL PROPERTIES OF METEORITES

The research work of Kukkonen and Pesonen (1983), Pesonen et al. (1993), Terho et al. (1993) and Kohout et al. (2006) has been merged in a form of database counting measurements of more than 700 individual meteorite samples from European meteorite collections and is continuously expanded. The database contains measurements of physical parameters including bulk (volume normalized) and mass susceptibility, bulk and grain density, porosity, NRM (Natural Remanent Magnetization), Q-value (Königsberger ratio), various hysteresis parameters and magnetic paleofield estimates. All the magnetic susceptibility and remanence values are corrected for the demagnetization factor.

4. MOBILE LABORATORY FACILITY FOR DETERMINATION OF THE METEORITE PHYSICAL PROPERTIES

The set of portable instruments for harmless physical properties measurements has been prepared and calibrated at Division of Geophysics, University of Helsinki. Those instruments can be easily fitted in a small van building a mobile meteorite laboratory (Kohout et al. (2006)). This approach enables to perform the meteorite physical properties measurements using non-destructive methods directly in the meteorite collections under the supervision of the curator (Fig. 2).



Figure 2: The team is performing meteorite measurements at Vilnius University, Lithuania.

5. DETERMINATION OF THE ASTEROID COMPOSITIONS AND THEIR PHYSICAL PROPERTIES

Magnetic susceptibility of an asteroid reflects the nature and amount of the magnetic minerals. We propose the determination of the asteroid magnetic susceptibility from the solar

wind interactions to be included in the scientific planning of the future asteroid space missions.

Based on the susceptibility, asteroids can be classified in similar way than meteorites are. We expect the distribution of magnetic susceptibility among various asteroid compositions to reflect the distribution of their meteorite equivalents. Similarly to meteorites the range of the susceptibilities of some asteroid classes may also overlap. As addition to reflectance spectroscopy and other chemical and mineralogical remote sensing methods, the magnetic classification may refine the match among meteorite equivalent candidates.

Thus we propose stepwise concept of asteroid characterization and classification. First, the spectral class will be determined based on reflectance spectroscopy classification and the corresponding meteorite clan will be determined. In a second step, based on the asteroid magnetic susceptibility as well as on chemical and mineralogical information from the instruments on board of the space probe, the matching meteorite group will be distinguished. This multidisciplinary approach will help us to get the most precise link among asteroids and meteorites.

Once the meteorite equivalent will be distinguished, other physical parameters (bulk and grain density, porosity) of the asteroid and corresponding meteorite group in the database can be compared in order to determine more information about the asteroid. For example, by comparing the bulk and grain densities of the asteroids and meteorites, the amount of micro- and macro-porosity can be estimated. The micro-porosity is assumed to be similar among asteroids and related meteorites due to the small (sub-millimeter) pore size. However, the macro-porosity observed on asteroids is not preserved in meteorites because of the large-scale cracks / faults building the pore space. In this case the meteorites are simply too small to preserve those large scale cracks. This approach was applied in past studies to determine amount of the micro- and macro-porosity and the internal structure (rubble pile vs. onion skinned) of the asteroids Eros (Wilkinson et al. (2000)) and Itokawa (Abe et al. (2006))

6. CONCLUSIONS

Magnetic interaction between solar magnetic field or solar wind field and the asteroid body can be used for the determination of the magnetic susceptibility of an asteroid. The knowledge of the asteroid magnetic susceptibility can help along with other methods (reflectance spectroscopy, chemical and mineralogical remote sensing) in finding the matching meteorite compositions. The existing Finnish database of physical properties of meteorites contains physical properties of more than 700 meteorite samples covering all meteorite clans and is valuable source for such comparison studies.

7. ACKNOWLEDGEMENTS

This work was financially supported by Academy of Finland project, Sohlberg Delegation research grant, and Väisälän Foundation travel grant. We would like to thank M. Lehtinen (Geological Museum, University of Helsinki, Finland), H. Pärnaste (Geological survey of Estonia, Tallinn), J. Plado (Tartu University, Estonia), B. Poshkiene (Geology and Mineralogy Museum, Vilnius, Lithuania), E. Rudnickaite and G. Motuza (Vilnius University, Lithuania), J. Biala and J. Szubiakowski (Planetarium and Observatory Olsztyn, Poland), O. Kákay-

Szabó (Geological Institute of Hungary, Budapest, Hungary), T. Weiszburg (Eötvös L. University, Budapest, Hungary), A. Embey-Isztin (Museum of Natural History, Budapest, Hungary), M. Bukovanská (National Museum, Prague, Czech Republic), A. Martaus and B. Kratochvíl (Chemical University, Prague, Czech Republic), A. Greshake (Humboldt University of Berlin, Germany), A. Bischoff (University of Münster, Germany), G. Raade (University of Oslo, Norway), J. O. Nyström (Swedish Museum of Natural History, Stockholm, Sweden) and V. Kohout for cooperation and help in providing access to the meteorite collections.

REFERENCES

- Abe, S., Mukai, T., Hirata, N., Barnouin-Jha, O. S., Cheng, A. F., Demura, H., Gaskel, R. W., Hashimoto, T., Hiraoka, K., Honda, T., Kubota, T., Matsuoka, M., Mizuno, T., Nakamura, R., Scheeres, D. J. and Yoshikawa, M., 2006. Mass and local topography measurements of Itokawa by Hayabusa, *Science*, **312**, 1344-1347.
- Britt, D. T. and Consolmagno, G. J. Stony meteorite porosities and densities: A review of the data through 2001, *Meteoritics & Planetary Science*, **38**, 1161-1180.
- Bus, S.J., Binzel, R.P., 2002. Phase II of the Small Main-belt Asteroid Spectroscopic Survey - A feature-based taxonomy, *Icarus*, **158**, 146-177.
- Consolmagno, G. J. and Britt, D. T., 1998. The density and porosity of meteorites from the Vatican collection, *Meteoritics & Planetary Science*, **33**, 1231-1241.
- Kohout, T., Elbra, T., Pesonen, L. J., Schnabl, P., Slechta, S., 2006. Applications of the meteorite physical properties data obtained using mobile laboratory facility, *Meteoritics & Planetary Science Supplement*, **41**, A98.
- Kukkonen, I. T. and Pesonen, L. J., 1983. Classification of meteorites by petrophysical methods, *Bull. Geol. Soc. Finland*, **55**, 157-177.
- Pesonen, L. J., Terho, M. and Kukkonen, I. T., 1993. Physical properties of 368 meteorites: implications for meteorite magnetism and planetary geophysics, *Proceedings of the NIPR Symposium on Antarctic Meteorites*, **6**, 601-416.
- Rochette, P., Gattacceca, J., Sagnotti, L., Folco, L., Consolmagno, G., Denise, M. 2006. Magnetic classification of C, E, K, R, and ungrouped chondrites, *Meteoritics & Planetary Science Supplement*, **41**, A152.
- Rochette, P., Sagnotti, L., Bourot-Denise, M., Consolmagno, G., Folco, L., Gattacceca, J., Osete, M. L., and Pesonen, L., 2003. Magnetic classification of stony meteorites: 1. Ordinary chondrites, *Meteoritics & Planetary Science*, **38**, 251-268.
- Rochette, P., Sagnotti, L., Consolmagno, G., Folco, L., Maras, A., Panzarino, F., Pesonen, L. J., Serra, R. and Terho, M., 2001. A magnetic susceptibility database for stony meteorites, *Quaderni di Geofisica*, **18**, 30.
- Terho, M., Pesonen, L. J., Kukkonen, I. T. and Bukovanska, M., 1993. The petrophysical classification of meteorites, *Studia Geophysica et Geodetica*, **37**, 65-82.
- Tholen, D. J., 1984. Asteroid Taxonomy from Cluster Analysis of Photometry, *University of Arizona*, doctoral thesis.
- Wilkinson, S. L., Robinson, M. S., Thomas, P. C., Veverka, J., McCoy, T. J., Murchie, S. L., Prockter, L. M. and Yeomans, D., K., 2002. An estimate of Eros's porosity and implications for internal structure, *Icarus*, **155**, 94-103.
- Wilkinson, S. L., McCoy, T. J., McCamant, J. E., Robinson, M. S., Britt, D. T., 2003. Porosity and density of ordinary chondrites: Clues to the formation of friable and porous ordinary chondrites, *Meteoritics & Planetary Science*, **38**, 1533-1546.

Ylävaipan sähkönjohtavuus Fennoskandiassa ja sen ympäristössä

T. Korja¹, Kaikkonen, P.¹, Lahti, I.², Pedersen, L.B.³, Smirnov, M.¹, Vaittinen, K.¹,
BEAR WG and EMTESZ WG

¹Oulun yliopisto, Fysikaalisten tieteiden laitos, toivo.korja@oulu.fi

²Geologian tutkimuskeskus

³Uppsalan yliopisto

Abstract

Information on electrical conductivity of upper mantle beneath the Fennoscandian Shield and its margins are reviewed and results are correlated with conductivity models from other parts of Europe. Results show that upper mantle is laterally very heterogeneous in Europe. Results e.g. from Fennoscandia show also that in some regions asthenospheric conductor is not detected suggesting either that such a layer is missing or that the asthenosphere is electrically weak. In such regions, the first conductor in upper mantle seems to coincide with the 410-km transition zone.

1. INTRODUCTION

The first long period electromagnetic soundings in Fennoscandia were completed in early 1980's (e.g. Jones, 1980, Kaikkonen et al., 1983). Since then a few additional deep probing studies were carried out (e.g. Pajunpää, 1988, Rasmusen, 1988) before the end of the last century. Recent improvements of magnetotelluric instrumentation have made it possible to obtain reliable and good quality data from magnetotelluric profile and array measurements. This is important, in particular, for upper mantle studies because long recording times are needed for deep probing soundings to obtain long period data (needed for upper mantle studies) and to correct for source field effects. As an example, in the recent EMMA work (Smirnov et al., 2006) simultaneously nine months long recordings at 12 sites were carried out from Aug 2005 to Jun 2006. These recordings provide information from the depths of several hundreds of kilometres.

In 1998 a large MT array was employed in Fennoscandia as a part of the BEAR research (Korja et al., 2002), which, for the first time, provided data over the entire shield (e.g. Lahti et al., 2005). Since then several extensive data sets have been collected both in the Fennoscandian Shield (Jämtland - Korja et al., 2006; EMMA – Smirnov et al., 2006; MT-FIRE – Vaittinen et al., 2006) as well as on its margins (TOR – Smirnov and Pedersen, 2006; EMTESZ-Pomerania – Brasse et al., 2006). A complete list of references to original work used in current work is given in the reference list.

2. DATA FROM FENNOSCANDIA

Figure 1 shows the location of deep sounding sites in Fennoscandia. Circles are coloured according to the inferred depth of the top of the upper mantle conductor. Figure 2 shows an example of the depth of the assumed electrical lithosphere-asthenosphere border along a NS-directed profile across Europe.

Results show that in Fennoscandia (and in the East European Craton) electrical asthenosphere is either very deep or is absent (or cannot be detected by magnetotellurics) whereas in Central and Southern Europe electrical asthenosphere is much shallower. Rapid transition from thick East European Craton to thinner Phanerozoic Europe coincides with the Trans European Suture Zone.

REFERENCES

- Brasse, H., Cerv, V., Ernst, T., Hoffmann, N., Jankowski, J., Jozwiak, W., Korja, T., Kreutzman, A., Neska, A., Palshin, N., Pedersen, L.B., Schwartz, G., Smirnov, M., Sokolova, E., and Varentsov, I.M., 2006. Probing Electrical Conductivity of the Trans-European Suture Zone. *EOS*, Vol. 87, No. 29, 18 July 2006, p 281 and 287.
- Jones, A.G., Olafsdottir, B. and Tiikkainen, J., 1983. Geomagnetic induction studies in Scandinavia. - III. Magnetotelluric observations. *J. Geophys.*, 54, 35 - 50.
- Jones, A.G., 1981. Geomagnetic induction studies in Scandinavia. II Geomagnetic depth sounding, induction vectors and coast effect, *J. Geophys.*, 50, 23-36.
- Jones, A.G., 1982. Observations of the electrical asthenosphere beneath Scandinavia, *Tectonophysics*, 90, 37 - 55.
- Jones, A.G., 1983. The electrical structure of the lithosphere and asthenosphere beneath the Fennoscandian shield. *J. Geomagn. Geoelectr.*, 35, 811 - 827.
- Kaikkonen, P., L.L. Vanyan, S.-E. Hjelt, A.P. Shilovsky, K. Pajunpää, and P.P. Shilovsky, A preliminary geoelectrical model of the Karelian megablock of the Baltic Shield, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 32, 301-305, 1983.
- 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., Engels M., Zhamaletdinov A.A., Kovtun A.A., Palshin N.A, Smirnov M.Yu., Tokarev A., Asming V.E., Vanyan L.L., Vardaniants I.L., and the BEAR Working Group, 2002. Crustal conductivity in Fennoscandia - a compilation of a database on crustal conductance in the Fennoscandian Shield. *Earth Planets Space*, 54, 535-558.
- Korja, T., Hjelt, S.-E., Kaikkonen, P., Kozlovskaya, E., Lahti, I., Pajunpää, K., Pulkkinen, A., Viljanen A., and BEAR Working Group, 2002. Crust and Upper Mantle beneath

- Fennoscandia as imaged by the Baltic Electromagnetic Array Research (BEAR). Pp. 41-48 in *Lithosphere 2002. Programme and extend abstracts*, eds. R. Lahtinen, A. Korja, K. Arhe, O. Eklund, S.-E. Hjelt, and L.J. Pesonen, *Institute of Seismology, University of Helsinki, Helsinki, Finland, Report S-42*, 146 pp. (in English).
- Korja, T., Smirnov, M. and Pedersen, L.B., 2006. Electrical conductivity of the Scandinavian Caledonides and the underlying lithosphere, Jämtland, Sweden. *Bull. Geol. Soc. Finland, Special Issue 1*, p. 73.
- Kovtun, A.A., S.A. Vagin, I.L. Vardaniants, N.P. Legenkova, O.N. Moiseev, M.Yu. Smirnov, and N.I. Uspenskiy, The crust and upper mantle structure along the profile Suoyarvy-Vyborg according to magnetotelluric data, *Vestnik LGU (Leningrad University)*, 4, No. 25, 25-34, 1988. (in Russian)
- Kovtun, A.A., S.A. Vagin, I.L. Vardaniants, L.N. Porokhova, E.L. Kokvina, and N.I. Uspenskiy, Magnetotelluric investigation of the crust and upper mantle structure in the Eastern part of Baltic Shield, in *Proceedings of the Jubilee Symposium of the 10 years Finnish-Soviet co-work in geoelectrics*, edited by P. Kaikkonen, *Department of Geophysics, University of Oulu, Oulu, Finland, Report*, 18, 47-54, 1992.
- Kovtun A.A., S.A. Vagin, I.L. Vardaniants, E.L. Kokvina, and N.I. Uspenskiy, Magnetotelluric investigations of the crust and mantle structure in the eastern part of the Baltic Shield, *Izvestiya Rossiyskoy Akademii Nauk, Physics of Earth*, 3, 32-36, 1994. (in Russian)
- Krasnobayeva A.G., B.P. Dyakonov, P.F. Astafjev, O.V. Batalova, V.S. Vishnev, I.E. Gavrilova, R.B. Zhuravleva, and S.K. Kirillov, The structure of the north-eastern part of the Baltic shield based on the magnetotelluric data, *Izvestiya Rossiyskoy Akademii Nauk, Physics of the Solid Earth*, 6, 65-73, 1981.
- 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 Fennoscandia Shield. *Geophysical Journal International*, 163, 900-914.
- Pajunpää, K., 1988. Application of horizontal spatial gradient method to magnetometer array data in Finland - Preliminary results. *Department of Geophysics, Univ. Oulu, Rep. No.15*, 13 pp.
- Rasmussen, T.M., 1988. Magnetotellurics in Southwestern Sweden: Evidence for electrical anisotropy in the lower crust ? *J. Geophys. Res.*, 93, B7, 7897 - 7907.
- Rasmussen, T.M., R.G. Roberts, and L.B. Pedersen, Magnetotellurics along the Fennoscandian Long Range Profile, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 89, 799-820, 1987
- Smirnov, M. and Pedersen, L.B., 2006. Electrical conductivity across the Sorgenfrei-Tornquist Zone. *17th Electromagnetic Induction Workshop*, 17.-23.09.2006, El Vendrell, Spain.

Smirnov, M., Korja, T. and Pedersen, L.B., 2006. Deep lithosphere structure is a target for electromagnetic arrays. Electromagnetic Mini Array (EMMA) project in Fennoscandia. *Bull. Geol. Soc. Finland, Special Issue 1*, p. 150.

Vaittinen, K., Korja, T., Kaikkonen, P. and Lahti, I., 2006. High-resolution magnetotelluric studies of the Archaean-Proterozoic border zone in Fennoscandian Shield, Finland. *Bull. Geol. Soc. Finland, Special Issue 1*, p. 166.

Viljakainen, M., A magnetotelluric study on the electrical conductivity of the upper mantle in the Archaean Kuhmo region, *Unpublished M.Sc. thesis, Department of Geophysics, University of Oulu, Oulu, Finland, 66 + 10 pp., 1996.* (in Finnish)

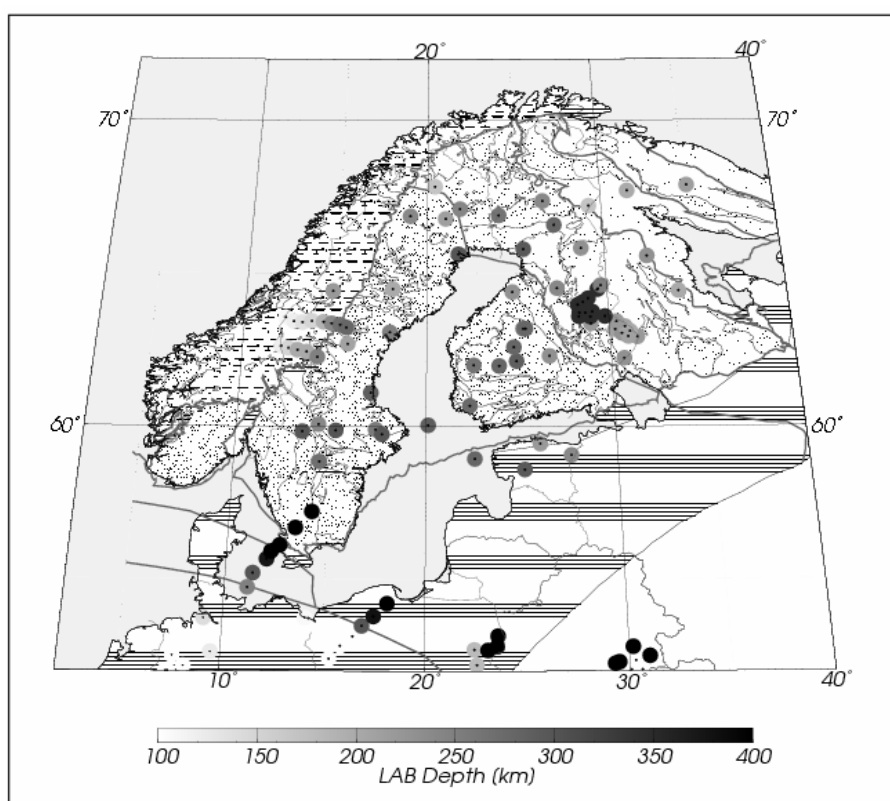


Figure 1. Location of deep electromagnetic sounding sites in Fennoscandia and adjacent regions (circles). Colour of circles denotes depth to upper mantle conductor. Geological map simplified from Koistinen et al. 2001. References for original deep electromagnetic studies are given in text.

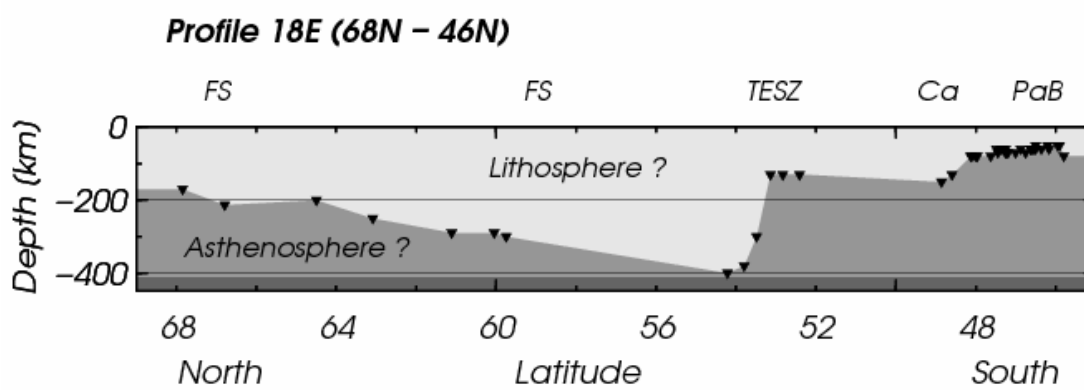


Figure 2. Upper mantle cross-section through Europe (Korja, 2006) showing the depth of the assumed electrical lithosphere-asthenosphere border in Europe. Inverted triangles show the simultaneously location of sampling points.

Polar seismology in the POLENET/LAPNET project (IPY 2007-2009)

E. Kozlovskaya¹ and POLENET/LAPNET Working Group

¹ Sodankylä Geophysical Observatory/Oulu Unit, University of Oulu
elena.kozlovskaya@oulu.fi

Abstract

POLENET (Polar Earth Observing Network) is international multidisciplinary geophysical research in polar regions (both Arctic and Antarctic) during the International Polar Year 2007-2009. The POLENET consortium will investigate polar geodynamics, the Earth's magnetic field, crust, mantle and core structure and dynamics, and systems-scale interactions of the solid Earth, the cryosphere, the oceans and the atmosphere. Three Finnish institutes participate in two sub-projects of the POLENET. One of the sub-projects (POLENET/GEOD) deals with collocated seismic and geodetic measurements in Finland and Antarctica the second one (POLENET/LAPNET) is a temporary seismic array research in Northern Fennoscandia. The POLENET/LAPNET research will not only contribute to the major targets of the POLENET scientific program, but also solve specific problems of seismology in the region, including investigation of local and regional seismicity and studying of the upper mantle beneath Fennoscandian Shield for the purpose of diamond prospecting.

1. INTRODUCTION

POLENET or The Polar Earth Observing Network is a consortium project involving people from 24 nations. It has been endorsed as a core activity of the International Polar Year (IPY) 2007-2009. The main target of the POLENET is to improve dramatically the coverage of many different kinds of geophysical data across the polar regions of the Earth. The project has an interdisciplinary emphasis that is required in order to understand complex interactions between the solid Earth, cryosphere, oceans and climate systems. Activities include deployment of autonomous observatories at remote sites on the continents and offshore, coordinated with measurements made at permanent stations and by satellite campaigns, as well as integrated, interdisciplinary analysis of the co-located measurements. (<http://www.rses.anu.edu.au/~anya/polenet/index.htm>).

2. SEISMOLOGY IN THE INTERNATIONAL POLAR YEAR 2007-2008

The POLENET framework offers an excellent opportunity to expand seismological research in polar regions. The planning meeting of the seismological group of the POLENET consortium (POLENET/SEISMIC) was held at the American Geophysical Union Fall Meeting (San Francisco, USA, December 10, 2006). In accordance with general scientific program of the IPY 2007-2009, the main target of seismic observation within the POLENET is to increase significantly a number of permanent seismic stations and amount of temporary seismic experiments (both controlled-source and passive) in polar regions. Comparing to

other continental regions of the Earth, these regions are poorly studied by seismic methods. Specific targets of polar seismology include:

1) Studying of the deep structure of the Earth

The present distribution of seismic stations in both the Arctic and Antarctic is relatively sparse, thus deployment of new seismic stations during IPY 2007- 2009 will result in great improvements in our understanding of deep structure of the Earth (deep mantle and the Earth's core). Exploring the core of our planet is essential for understanding the initial differentiation of the Earth, the Earth's thermal history, and the physics and temporary variations of the earth's magnetic field. The inner core, which has solidified from the liquid outer core as the Earth cooled, shows seismic anisotropy approximately aligned with the Earth's rotation pole. Thus seismic phases traveling along polar paths show much smaller travel times than the same phases traversing the inner core along equatorial paths. This anisotropy results from the preferential orientation of iron crystals, which may be caused by alignment due to convection patterns in the core. Observations of polar path seismic waves also suggest that the inner core rotates faster relative to the Earth's mantle and surface at a speed faster than the drift of continents (Song and Richards, 1996, Vidale et al., 2000, Zhang et al., 2005). Seismic stations in the high-latitudes are particularly important for studying of these processes, because they can (depending on the location of the source) record data which has passed through the Earth's core in a direction close to the spin axis of the Earth (Cao et al., 2005). Therefore, more detailed observations in polar regions are essential to constrain the distribution of crystal alignment in the inner core and for understanding the dynamics of the core and temporary variations in the Earth's magnetic field.

2) Studying of lithosphere-cryosphere interaction and glacial seismic events

In 2003, Ekström et al. (2003) detected dozens of previously unknown, moderate earthquakes beneath large glaciers (glacial quakes). The seismic radiation from these events is depleted at high frequencies and the duration is about 15 to 30 times longer than for a regular tectonic earthquake of similar magnitude. That is why these events are seen only in recordings of broadband (VBB) seismic stations. The seismic source can be represented by stick-slip, downhill sliding of a glacial ice mass. Such glacial earthquakes on Greenland show a strong seasonality as well as a doubling of their rate of occurrence over the past 5 years (Eksrtöm et al., 2006). These temporal patterns suggest a link to the hydrological cycle and are indicative of a dynamic glacial response to climate warming. Studying of glacial seismic events is important in understanding the dynamics of great ice-sheets of Greenland and Antarctica.

3) Studying of the lithosphere structure of polar regions

Knowledge of the present-day structure of the lithosphere (e.g. Earth's crust and upper mantle) is essential our understanding of plate tectonics and hazards associated with it, as well as of the Earth's thermochemical evolution over long periods of geological time. As the distribution of seismic stations in both the Arctic and Antarctic is relatively sparse, the structure of the lithosphere there is not well known. Dense 2-D arrays of broadband seismic instruments have proved to be the most effective mean to study the Earth mantle (Trampert and Van der Hilst, 2005), that is why several deployments of temporary seismic arrays in polar regions will be done during the IPY.

3. POLENET/LAPNET PROJECT

The POLENET/LAPNET is a sub-project of the POLENET consortium related to POLENET seismic and geodetic studies in the Arctic regions. POLENET/LAPNET activities will be carried out on the territory of northern Fennoscandia (Fig.1).

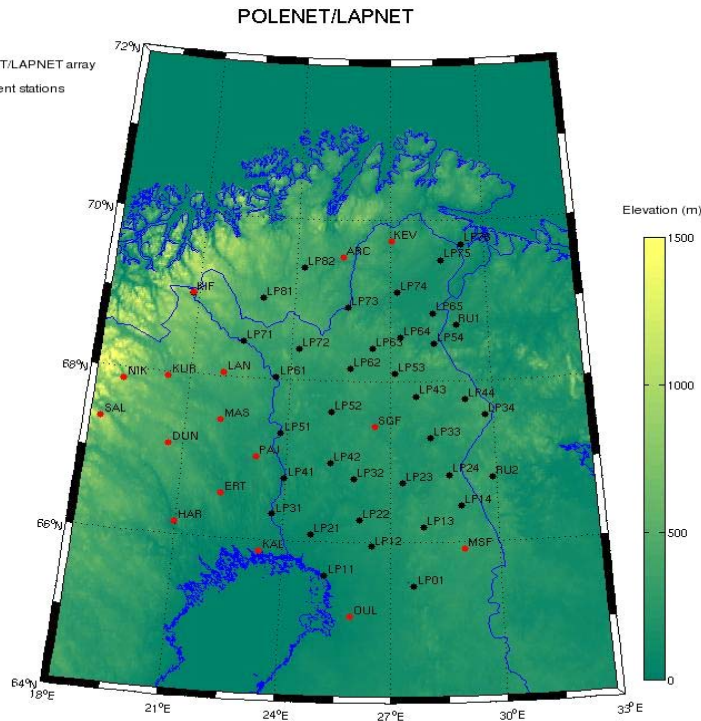


Figure 1. Geographic position of the POLENET/LAPNET seismic array.

POLENET/LAPNET array will be one of the largest POLENET broadband seismic arrays deployed in the Arctic. The study will contribute to the POLENET seismic research by collecting waveforms of seismic phases traveling through the deep mantle and core. Recording of glacial seismic events originating from Arctic regions will be used for accurate location and determination of source mechanisms of these events.

Archean Cratons around the world, with their deep lithospheric roots, are considered as areas prospective for diamondiferous kimberlitic rocks. The study area of the POLENET/LAPNET covers the Archean Karelian domain of the Fennoscandian Shield; thus the knowledge about thickness and structure of the lithosphere there is important in order to define diamond prospective areas. The Karelian domain was not studied previously by dense broadband seismic arrays and the structure of the upper mantle there is unknown. The first estimates of lithospheric thickness of the Fennoscandian Shield were made about 20 years ago by Calcagnie (1982) and Babuska et al. (1988), who demonstrated that the lithosphere is generally very thick there. However, these estimates are not very precise, because they were based on a very limited data set from only several seismological stations.

The POLENET/LAPNET research will result in a 3D seismic model of the crust and upper mantle down to 670 km (P- and S-wave velocity models, position of major boundaries in the

crust and upper mantle and estimates of seismic anisotropy strength and orientation) in northern Fennoscandian Shield. The new seismic array experiment will provide new, more precise estimates of the lithosphere structure and thickness beneath the Karelian craton that can be used to evaluate its diamond potential.

The 3-D model of the crust and upper mantle will be also used to improve registration and location of local earthquakes and understanding of mechanisms of local seismicity in northern Fennoscandia.

5. POLENET/LAPNET WORKING GROUP

The following institutions participate in the POLENET/LAPNET passive seismic experiment with their seismic instruments (permanent and temporary):

University of Oulu and University of Helsinki (FINLAND), University of Uppsala (SWEDEN), NORSAR (NORWAY), University of Grenoble and Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre (EOST-IPG) Strasbourg (FRANCE), Geophysical Institute of CAS, Prague (CZECH REPUBLIC), Institute of Geodesy and Geophysics of Vienna University of Technology (AUSTRIA), Institute of Dynamics of Geospheres, RAS, Moscow (RUSSIA), ETZ Zuerich (SWITZERLAND), University of Leeds (UK).

4. ACKNOWLEDGEMENTS

We are very thankful to the Rector of the University of Oulu, Prof. Lauri Lajunen, and to the Head of the Sodankylä Geophysical Observatory, Prof. Tauno Turunen, for endorsement of the POLENET/LAPNET project. We appreciate the assistance of the staff of SGO in preparation to the LAPNET field experiment.

REFERENCES

- Babuska V., Plomerova J. and Padjusak P., 1988. Seismologically determined deep lithosphere structure in Fennoscandia. *GFF* **110**, 380–382.
- Calcagnile, G., 1982. The lithosphere-asthenosphere system in Fennoscandia. *Tectonophysics* **90**, 19–35.
- Ekström, G., Netless, M., Abers, G.A. 2003. Glacial earthquakes. *Science*, **302**, 622, DOI: 10.1126/science.1088057.
- Ekström, G., Netless, M., Tsai, V., 2006. Seasonality and Increasing Frequency of Greenland Glacial Earthquakes. *Science*, **311**, 1756, DOI: 10.1126/science.1122112.
- Song, X. D., Richards, P. G., 1996. Observational evidence for differential rotation of the Earth's inner core. *Nature*, **382**, 221.
- Trampert, J., Van der Hilst, R.D. 2005. Towards a Quantitative Interpretation of Global Seismic Tomography. In: Earth's Deep Mantle: Structure, Composition, and Evolution. AGU Geophysical Monograph Series, **160**.
- Vidale, J.E., Dodge, D.A., Earle, P.S. 2000. Slow differential rotation of the Earth's inner core identified by temporal changes in scattering. *Nature*, **405**, 445-448.
- Zhang, J., Song, X, Li, Y., Richards, P., Sun, X., Waldhauser, F. 2005. Inner core differential motion confirmed by earthquake waveform doublets. *Science*, **209**, 1357, DOI: 10.1126/science.1113193.

The auroral oval expansion caused by a solar wind pressure increase

A. Kozlovsky¹, I. Alexeev², and M. Meurant³

¹ Sodankylä Geophysical Observatory, Finland

² Institute of Nuclear Physics, Moscow State University, Russia

³ Institute for Space Research, University of Calgary, Canada

Abstract

Global ultraviolet auroral images from the IMAGE satellite were used to investigate the displacement of the nightside equatorial auroral oval boundary during 30 minutes after a sudden impulse in the solar wind pressure. Typically after an abrupt pressure increase from 2 to 6 nPa, the boundary was moving equatorward with an averaged speed of the order of 7 km/min, so that the displacement during the first 30 min was of the order of 2 deg. in latitude. This displacement is explained by the reconfiguration of the magnetospheric cross-tail electric current in such a way that the Earth-ward edge of this current appears closer to the Earth. In its turn, the displacement of the current edge is due to a difference in the displacements of the magnetopause and the magnetospheric plasma adjacent the magnetopause.

1. INTRODUCTION

In the last decade, extensive studies of the auroral oval large-scale dynamics have become possible due to the global ultraviolet (UV) imagers on the Polar and Imager for Magnetopause-to-Aurora Global Exploration (IMAGE) satellites launched respectively in 1996 and 2000. The auroral oval and polar cap ionosphere can be considered as a screen on which the magnetosphere is mapped. Owing to that, auroral imagers are very useful to study global magnetospheric response to interplanetary changes. In particular, UV satellite images were used to investigate the auroral oval response to Solar Wind Pressure (SWP) changes. The most intensively studied were dynamics of the poleward auroral boundary and the dayside auroral oval (see Kozlovsky et al. (2005) and Kozlovsky et al. (2007) for more details), whereas dynamics of the equatorial boundary of nightside auroral oval has not been investigated, yet. However, displacement of the auroral oval can be used as an important indicator of changes in the global magnetospheric current systems (ring current and tail current) and corresponding reconfiguration of the magnetospheric structure (Alexeev, 2006).

2. OBSERVATIONS

For this study, we consider the time period from 1 May 2000 to 31 December 2002, during which the northern polar region was optimally viewed by the far ultraviolet (FUV) imaging system on the IMAGE satellite (Mende et al., 2000a). We use the Wideband Imaging Camera (WIC) (Mende et al., 2000b) data obtained every 2 min with 10 s image exposure. The camera is sensitive to the auroral emission produced by electron precipitation. There are 8

events selected for which the entire auroral oval was observed during solar wind pressure increases and there were no significant changes of the interplanetary magnetic field.

The Advanced Composition Explorer (ACE) spacecraft located upstream in the solar wind (at about 250 RE in front of the magnetosphere) monitored the solar wind speed and plasma density. To characterize the events, we use the data during 20 min before and 30 min after the pressure jumps. The SI arrival time in the magnetosphere is identified from the SYM-H index expressing disturbance of low-latitude geomagnetic field.

The equatorial boundary of auroral oval is derived from the WIC images as a contour line where intensity exceeds the threshold value determined as a nose level at 55-56 MLAT (that value is individual for each event). Then, the nightside (from 18:00 to 6:00 MLT) boundary is least-square approximated by a circle, and a radius of the circle is used to characterize the size of auroral oval.

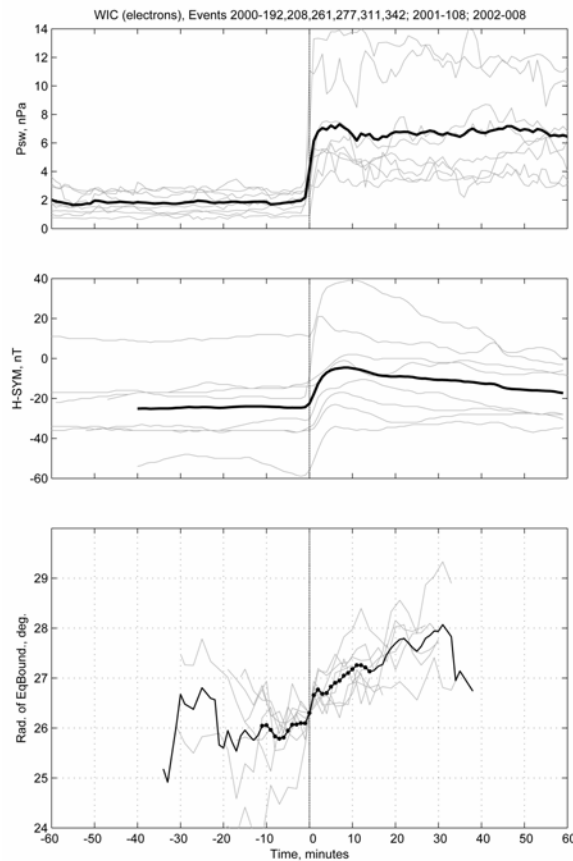


Figure 1. Solar wind pressure increase, magnetic effect on ground, and expansion of the auroral oval.

Figure 1 shows a superposed epoch analysis made for the selected 8 events with zero time corresponding to start of the SWP increase. Top panel shows the SWP change observed by the ACE satellite, middle panel presents the magnetic disturbance at low latitudes (SYM-H index) called by the SWP change, and bottom panel show the size (radius) of the nightside

auroral oval. It is seen that the SWP increase leads to an expansion of the auroral oval, so that after an abrupt pressure increase (typically from 2 to 6 nPa), the boundary is moving equatorward with a typical speed of the order of 7 km/min. Thus, the displacement during the first 30 min is of the order of 2 deg. in latitude. In the next section we suggest a physical explanation to the observation.

3. INTERPRETATION

The equatorward boundary of nightside auroral oval is associated with the near-Earth edge of cross-tail electric current. This current (shown in Figure 2 in projection to the equatorial plane of the magnetosphere) is carried by the solar wind plasma entering the magnetosphere on the flanks and drifting around the Earth approximately along line of $B=\text{const}$. The near-Earth current edge corresponds to the $B=\text{const}$ line passing through the subsolar point at the magnetopause, which is shown by a circle in Figure 2. This line separates regions of the trapped particles (closer to the Earth) and the quasi-trapped particles (which trajectories pass to the solar wind). In the following we consider the current edge displacement caused by solar wind pressure changes.

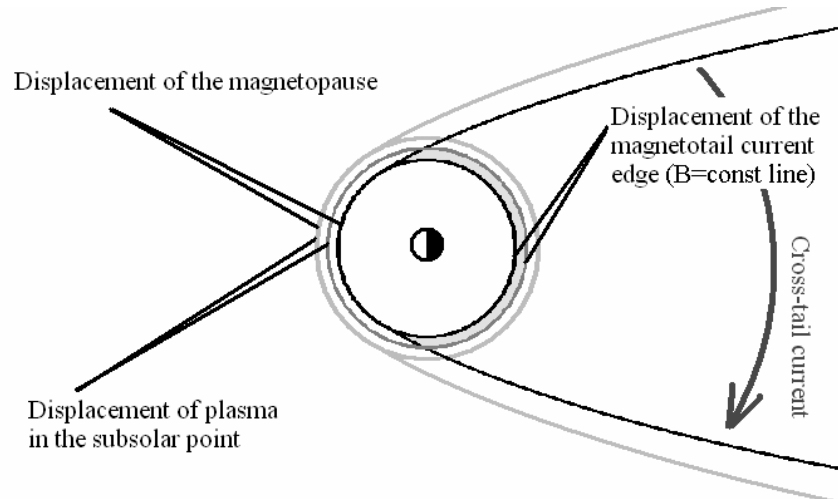


Figure 2. Sketch illustrating the displacement of cross-tail current edge caused by a compression of the magnetosphere.

It is well known that when highly-conducting plasma of the solar wind encounters the Earth's magnetic field, the Lorentz's force deflects the ions and electrons in opposite directions. As a result, a large-scale dusk-ward Chapman-Ferraro (DCF) current develops on the dayside magnetopause, and this current cancels the Earth's dipole magnetic field (\mathbf{B}_{ED}) outside the magnetosphere. At the same time, the magnetic field is increased inside the magnetosphere, so one can say the solar wind compresses the magnetosphere. The magnitude of the compression field (\mathbf{B}_{CF}) is related to the intensity of the DCF currents (\mathbf{J}_{CF}); the larger the solar wind pressure (and, hence, \mathbf{J}_{CF}), the larger the \mathbf{B}_{CF} is.

The position of subsolar magnetopause (R_0) is determined by equilibrium of the magnetic and plasma pressures, so that the magnetic field in the subsolar point is given by

$$B_0 = B_{ED}^{MP} + B_{CF}^{MP} = B_{ED}^{MP} + kB_{ED}^{MP}, \quad (1)$$

where the coefficient k may be of the order of 1-2. A small increase of the solar wind pressure leads to Earth-ward shift of the subsolar magnetopause by

$$\Delta R_{MP} = \frac{k+1}{k} R_0 \frac{\Delta B_{CF}}{3B_0}. \quad (2)$$

In the following we consider a simple magnetospheric model where the DCF currents generate a uniform magnetic field inside the magnetosphere, in which case $k=1$ and

$$\Delta R_{MP} = \frac{2}{3} R_0 \frac{\Delta B_{CF}}{B_0}. \quad (3)$$

On the other hand, changes in the solar wind pressure produce corresponding changes in the magnetospheric magnetic field. The latter results in the setting up of an induced (i.e., divergence-free, $\nabla \cdot \mathbf{E}=0$) electric field described by Faraday's law,

$$\nabla \times \mathbf{E}_{ind} = -\partial \mathbf{B}_{CF} / \partial t. \quad (4)$$

This electric field forces the magnetospheric plasma to move with a velocity of the electric drift,

$$\mathbf{V}_{psw} = \mathbf{E}_{ind} \times \mathbf{B} / B^2. \quad (5)$$

This motion is directed toward the Earth for the increasing solar wind pressure. In frame of the uniform DCF magnetic field model, a small increase of the solar wind pressure leads to the plasma displacement by

$$\Delta R_{PL} = \frac{1}{2} R_0 \frac{\Delta B_{CF}}{B_0}. \quad (6)$$

in the magnetopause subsolar point, which can be obtained by solving equations (4) and (5).

From comparing formulae (3) and (6), one can see that the displacement of plasma in the subsolar point (6) is smaller than the displacement of the magnetopause (3), which is illustrated in Figure 2. Hence, the cross-tail current edge (the subsolar $B=\text{const}$ line) appears closer to the Earth. In projection to the ionosphere it is observed as an equatorward shift of the auroral boundary.

4. DISCUSSION

Above we have explained the auroral boundary motion in frame of the simple model where the magnetospheric magnetic field is just a sum of the dipole magnetic field and the uniform field produced by DCF currents. In reality, the DCF current field has a more complicated configuration, and also the magnetic fields generated by magnetospheric internal currents

should be accounted. Thus, the dependence of auroral boundary location on solar wind pressure should be different for different magnetospheric models. Hence, this empirical dependence can be used for validation and improvement of magnetospheric models.

5. CONCLUSIONS

We used global ultraviolet auroral images from the IMAGE satellite to investigate the displacement of the nightside equatorial auroral oval boundary during 30 minutes after a sudden impulse in the solar wind pressure. Typically after an abrupt pressure increase from 2 to 6 nPa, the boundary was moving equatorward with an averaged speed of the order of 7 km/min, so that the displacement during the first 30 min was of the order of 2 deg. in latitude.

We suggest theoretical interpretation to this effect. This displacement of auroral boundary can be explained by the reconfiguration of the magnetospheric cross-tail electric current in such a way that the near-Earth edge of this current appears closer to the Earth. In its turn, the displacement of the current edge is due to a difference in the displacements of the magnetopause and the magnetospheric plasma adjacent the magnetopause.

ACKNOWLEDGMENTS

The IMAGE-FUV investigation was supported by NASA through SWRI subcontract number 83820 at the University of California, Berkeley, contract NAS5-96020. We thank the Coordinated Data Analysis Web (CDAWeb) and the data providers D. J. McComas (Southwest Research Institute) and N. Ness (Bartol Research Institute) for the ACE Solar Wind Experiment and magnetic field data, respectively. The SYM-H index data were provided by World Data Center for Geomagnetism in Kyoto. The study was supported by the Academy of Finland.

REFERENCES

- Alexeev, I. I., 2006. Solar Wind Control of the Magnetospheric and Auroral Dynamics, *Space Sci. Rev.*, **122**(1-4), 55-68.
- Kozlovsky, A., V. Safargaleev, N. Østgaard, T. Turunen, A. Koustov, J. Jussila, and A. Roldugin, 2005. On the motion of dayside auroras caused by a solar wind pressure pulse, *Ann. Geophys.*, **23**, 509-521.
- Kozlovsky, A, M. Meurant, and T. Turunen, 2007. Changes of dayside auroral distribution caused by a solar wind pressure pulse and associated interplanetary magnetic field disturbances, *Ann. Geophys.*, **25**, (in press).
- Mende, S. B., H. Heeterks, H. U. Frey, M. Lampton, S. P. Geller, S. Habraken, E. Renotte, C. Jamar, P. Rochus, J. Spann, S. A. Fuselier, J.-C. Gerard, R. Gladstone, S. Murphree, and L. Cogger, 2000a. Far ultraviolet imaging from the IMAGE spacecraft. 1. System design, *Space Sci. Rev.*, **91**(1-2), 243-270.
- Mende, S. B., H. Heeterks, H. U. Frey, M. Lampton, S. P. Geller, R. Abiad, O. H. W. Siegmund, A. S. Trensins, J. Spann, H. Dougani, S. A. Fuselier, A. L. Magoncelli, M. B. Bumala, S. Murphree, and T. Trondsen, (2000b), Far ultraviolet imaging from the IMAGE spacecraft. 2. Wideband FUV imaging, *Space Sci. Rev.*, **91**(1-2): 271-285.

Outokummun syväreikähanke

Ilmo Kukkonen

Geologian tutkimuskeskus, PL 96, 02151 Espoo, ilmo.kukkonen@gtk.fi

Abstract

A deep research borehole was drilled in 2004-2005 in eastern Finland by the Outokumpu Deep Drilling Project of the Geological Survey of Finland. The 2,516 m deep hole was drilled into a Palaeoproterozoic metasedimentary and ophiolite-related sequence of rocks in the classical Outokumpu Cu-Co-Zn sulphide ore belt. The basic drilling program included continuous coring and borehole geophysics with 20 different methods, as well as fluid sampling and hydraulic conductivity measurements in the hole.

The Outokumpu Deep Drilling Project has already produced several important observations regarding the nature of seismic reflectors, deep gas-bearing fluids, and detection of a thick layer of pegmatitic granite at depths of 2.0-2.5 km and extending probably much deeper. Geothermal studies have revealed a low conductive temperature gradient, affected by the glaciations during the last 100 ka.

Research projects in the international framework of the Outokumpu Deep Drilling Project are currently being carried out by several teams representing Canada, Czech Republic, Finland, Germany, Netherlands, Norway, Russia and Sweden. The Outokumpu project is receiving support from the International Continental Scientific Drilling Program (ICDP), and geophysical logging sessions, stress field studies, hydrogeological studies, and a VSP seismic experiment have been either carried out or are on the agenda for 2007-2010.

1. JOHDANTO

Geologian tutkimuskeskus (GTK) teki v. 2004-2005 Outokumpuun poikkeuksellisen syvän tutkimuskairauksen, joka ulottuu 2516 m syvyyteen. Tutkimuksen tavoitteena oli selvittää (1) Outokummun malmijakson syvärakennetta, (2) kallioperän suolaisten pohjavesien ja kaasujen koostumusta ja alkuperää, sekä mahdollista syvää biosfääriä, (3) tutkia geologisten ja geofysikaalisten muuttujien vertikaalivaihtelua maankuoren ylimmässä osassa, ja (4) käyttää kairareikää ja sen aineistoja kairauksen jälkeen monitieteellisiin tutkimus- ja seurantahankkeisiin kansainvälisessä tutkimusyhteistyössä.

Syväreikähankkeen taustalla olivat GTK:n ja Helsingin ja Oulun yliopistojen FIRE-hankkeen (Kukkonen ja Lahtinen 2006) heijastusseismisten luotausten tulokset Outokummun alueelta (ks. myös Heikkinen et al. 2007). Outokummun alueella on ylimmän 10 km:n syvyysalueella voimakkaita seismisiä heijastajia, joille ei voitu antaa varmaa tulkintaa pelkän seismisen aineiston perusteella. Sen vuoksi syväreikä kairattiin Outokumpuun, Sysmäjärven kaupunginosaan noin 2 km Outokummun malmivyöhykkeestä kaakkoon. Kairauksen odotettiin ratkaisevan paitsi seismisten heijastajien luonne, myös selvittävän tämän klassisen tutkimusalueen geologista syvärakennetta.

Kairaushankkeen toteuttamisessa hyödynnettiin Suomen ja Venäjän välistä velkakonversiosopimusta, jonka mukaan Venäjä maksoi takaisin NL:n aikaista velkaansa Suomeen toimitettavilla tieteellisillä laitetoimituksilla ja palveluilla. Kairauksen urakoitsijana toimi venäläinen kairausyhtiö NEDRA yhdessä kauppahuone Machinoimportin kanssa. NEDRA on aiemmin kairannut mm. Kuolan niemimaalla Petsamossa maailman syvimmän, 12 262 m:iin yltävän reiän.

2. KAIRAUS JA REIKÄMITTAUKSET

Outokummun syväreiän kairaus aloitettiin 6.4.2004 ja se saavutti lopullisen 2516 m:n syvyytensä 31.1.2005. Reikä on halkaisijaltaan 22 cm ja se on kauttaaltaan tehty jatkuvalla sydänkairauksella. Kairasydänten halkaisija on 100 mm. Reikä on putkitettu n. 40 m:n syvyyteen asti läpi kvartaarisedimenttikerrosten. Sen alapuolella reikä on putkittamaton.

Reiässä tehtiin geofysikaalisia reikäluotauksia kairaustaukojen aikana, kun kairaus oli edennyt n. 500 m, 1000 m, 1500 m, 2000 m ja 2500 m syvyydelle. Mittauksissa käytettiin noin 20 eri menetelmää, mm. sähköisiä, sähkömagneettisia, radiometrisiä, akustisia ja magneettisia menetelmiä sekä lämpötilan, reikäfluidin sähkönjohtavuuden, reikäkaliperin, ja pysty- sekä vaakataipuman mittauksia.

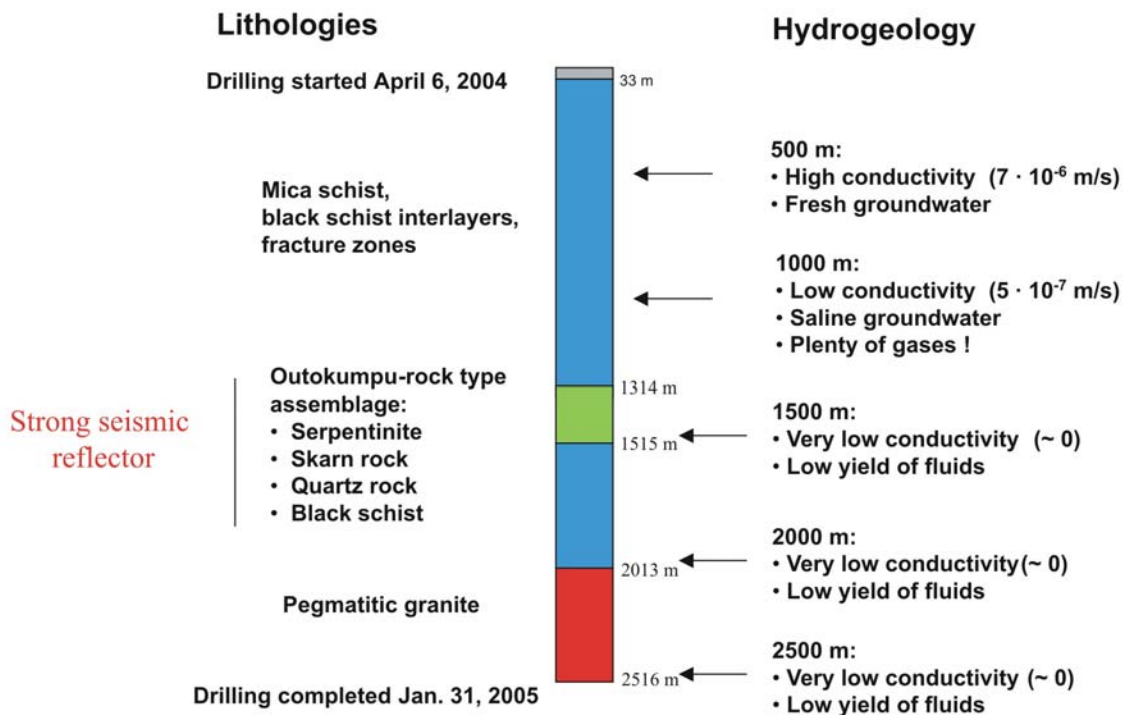
Lisäksi reiässä tehtiin kairaustaukojen aikana hydraulisia mittauksia kallion vedenjohtavuudesta yksipakkerijärjestelmällä ja otettiin vesinäytteitä.

Kairaustulosten, reikämittausten ja fluidinäytteenoton perusteella on saatu erittäin monipuolinen aineisto kallioperän ylimmältä 2,5 km:ltä ja uusi käsitys Outokummun malmialueen syvärakenteesta.

3. SYVÄREIKÄHAKKEEN TULOKSIA

Syväreiän tärkeimmät kivilajit ovat kiilleliuske, pegmatiittinen graniitti ja Outokumpu-assosiaation kivilajit serpentiniitti, karsikivi, kvartsiitti ja niitä 'kääreenä' ympäröivä mustaliuske (Kuva 1). Nämä Outokumpu-assosiaation kivilajit ovat alueen malmiesiintymien (mm. Keretti ja Vuonos) isäntäkivilajeja. Hyvin tärkeä tulos oli, että reikä lävisti voimakkaan

seismisen heijastajan n. 1.3 km:n syvyydeltä alkaen, ja tämä heijastaja osoittautui Outokumpu-assosiaatioksi. Heijastajan kerrostunut luonne selittyy serpentiniitin (alhainen V_P , alhainen tiheys) ja karsikiven (korkea V_P , korkea tiheys) ominaisuuksilla ja kerrosvaihtelulla. Nämä Outokumpu-assosiaation kivivilajit erottuvat erittäin selvästi kiilleliuskeympäristöstään. Kairaustulos ja FIRE-aineisto viittaavat siihen, että Outokumpu-tyyppisiä kivilajeja esiintyy yläkuoressa itse asiassa varsin laajalla alueella Kaavin, Joensuun ja Juojärven välillä (Kukkonen et al. 2006), missä on runsaasti samanlaisia heijastavia rakenteita. Malminetsinnässä voitaisiin paikantaa potentiaaliset malmiesiintymien isäntäkivet suoraan heijastusseismisen mittauksen avulla.



Kuva 1. Outokummun syväreiän tärkeimmät kivivilajit ja hydrogeologiset tulokset.

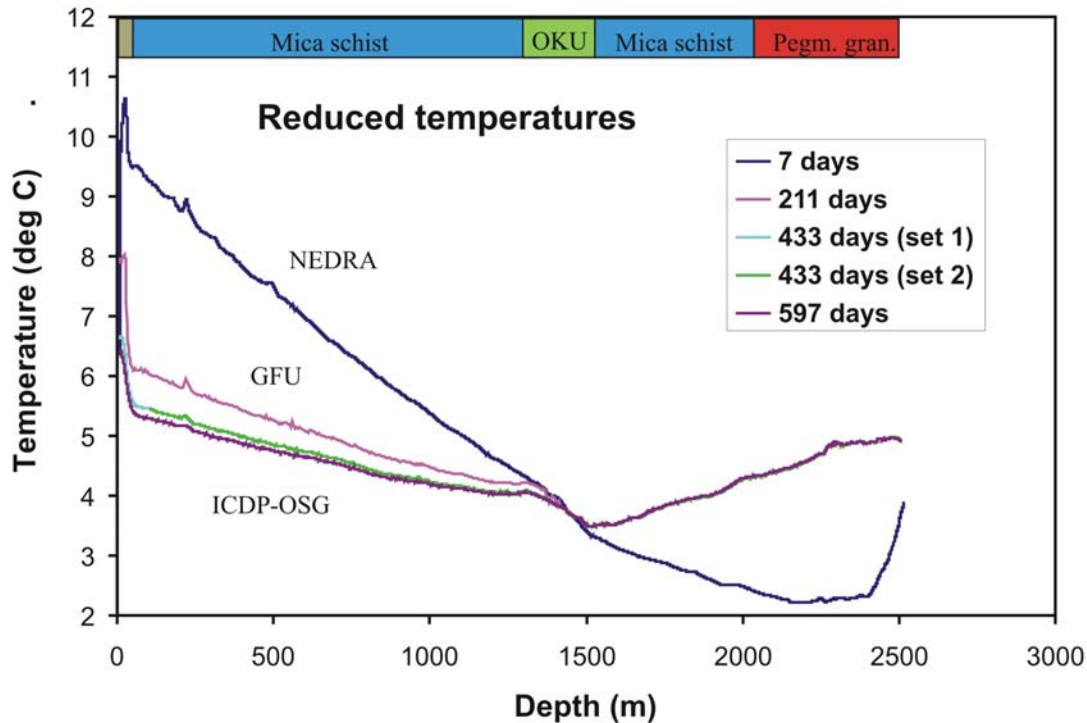
Hieman yllättävä oli reiässä tavattu paksu pegmatiittinen graniitti, johon kairaus päättyi. Tätä kivilajia esiintyy Outokummun kallioperässä ja sitä on tavattu myös kaivoksissa, mutta sen ei kuitenkaan odotettu olevan syväreiän toiseksi yleisin kivilaji. Pegmatiittinen graniitti edustaa myöhäistä syviin ruhjevyyhykkeitä intrudoitunutta materiaalia, jota näyttäisi FIRE-tulosten perusteella olevan itse asiassa varsin runsaasti alueen kallioperässä. Heijastusseismisissä tuloksissa graniitti on heijastamatonta ja läpinäkyvää.

Syväreiän tulokset varmistivat, että kallioperässä on suolaisia kalliopohjavesiä, joita on todettu matalammista rei'istä jo 1980-luvulta alkaen (Nurmi et al. 1988). Kairareikää täyttävä vesi on sähkönjohtavuudeltaan suurimmalta osaltaan alle 1 ohm-m. Pohjavesinäytteenotto paljasti myös, että suolaiset kalliopohjavedet ovat hyvin kaasupitoisia. Esim. 1 km:n syvyydeltä otetusta yhden litran vesinäytteestä saatiin 0.9 litraa kaasuja, pääasiassa metaania, tyyppiä, heliumia ja vetyä mutta myös pitempiä hiilivetyketjuja tavattiin. Kaasun alkuperä on toistaiseksi avoin. Kallion vedenjohtavuus laskee hyvin nopeasti syvyyden mukana (Kuva 1) ja 1,5 km:n syvyydeltä alkaen kallio on käytännössä hydraulisesti läpäisemätöntä.

Eräs tärkeä teema syväreikähankeessa on selvittää kallion geoterminen gradientti ja lämpövuon tiheys syvyyden funktiona (Kuva 2). Suurin osa manneralueiden geotermisestä havaintoaineistosta on saatu vain muutamien satojen metrien syvyyksistä kairarei'istä. Useiden kilometrien syvyyksiin ulottuvat kairaukset ovat osoittaneet, että geoterminen gradientti ja lämpövuon tiheys kasvavat merkittävästi kallion ylimmällä 1-2 km:lla (Kukkonen ja Jöeleht 2003). Eräs tärkeimmistä tekijöistä ilmiön taustalla on pitkäaikainen ilmaston ja maanpintalämpötilojen vaihtelu jääkausien aikaskaalassa. Outokummun syväreiän geotermisten mittausten alustavien tulkintatulosten perusteella maanpinnan lämpötila oli n. 8-10 astetta nykyistä alhaisempi vielä noin 20 000 vuotta sitten, jonka jälkeen alkoi nopea lämpeneminen, mikä osuu viimeisimmän jääkauden päätösvaiheeseen. Maanpintalämpötilan muutos on aiheuttanut kallioperään termisen häiriön, jonka vuoksi geoterminen gradientti ja lämpövuon tiheys ovat alentuneet kallioperän ylimmällä 1-2 km:lla. Tuloksella on tärkeitä seurannaisvaikutuksia käytettäessä geotermisiä mittaustuloksia maankuoren termisen tilan mallinnukseen, mutta se on myös riippumaton geofysikaalinen estimaatti jääkausiaikaisesta maanpintalämpötilasta.

4. OUTOKUMMUN SYVÄREIKÄHANKE JA KANSAINVÄLINEN TUTKIMUSYHTEISTYÖ

Outokummun syväreikä on jätetty auki myöhempiä tutkimuksia varten ja sitä käytetään ”Suomen syväreikälaboratoriona”. Reiässä ja sen kairasydännäytteiden avulla toteutetaan v. 2006-2010 monipuolista geotieteellistä tutkimusohjelmaa yhteistyössä kotimaisten ja ulkomaisten organisaatioiden kanssa. Ohjelman tutkimushankkeet kohdistuvat kallioperän geofysikaaliseen (seismiseen) rakenteeseen, kallioperän jännitystilaan, kallion vedenjohtavuuteen, syvien kalliopohjavesien koostumukseen ja alkuperään, syväreiän kivilajien petrofysikaalisiin ja paleomagneettisiin ominaisuuksiin, kallion geotermiseen tilaan ja kivilajien metamorfiseen tutkimukseen. GTK on vuokrannut kairauspaikan pitkäaikaisesti tutkimuskäyttöön, ja siten reiällä voidaan toteuttaa erilaisia pitkäaikaisia monitorointiohjelmaa ja mittaussarjoja.



Kuva 2. Outokummun syväreian lämpötilaluotauksia. Kairauksen aiheuttama lämpötilahäiriö on lähes kokonaan poistunut uusimmasta 597 päivää kairauksen jälkeen tehdystä mittauksesta. Lämpötilaprofiileista vähennetty keskimääräinen gradientti 14 K/km. NEDRA, GFU ja ICDP-OSG vittaavat eri mittausryhmien tekemiin luotauksiin.

Outokummun syväreikähanke on avoin kansallisille ja kansainvälisille tutkijoille ja tutkimusryhmille, ja GTK:lle voi tehdä esityksiä hankkeista, joissa tehdään mittauksia reiässä tai käytetään reiän näytteitä tai tutkimusaineistoja. Tärkeä edellytys on, että tutkimustulosten on tultava julkisiksi niiden valmistuttua. Tällä hetkellä on käynnissä useita hankkeita, joihin osallistuu tutkijoita Kanadasta, Tshekistä, Saksasta, Norjasta, Hollannista, Ruotsista, Venäjältä, Valkovenäjältä ja Suomesta.

KIITOKSET

Outokummun syväreikähankkeen työryhmä: Kaj Västi, Erkki Ruokanen, Martti Damsten, Matti Kallunki ja Eero Sandgren; NEDRAN kairaaajat ja reikäluotaaajat; ICDP-OSG:n reikäluotausryhmä: Jochem Kueck, Christian Carnein ja Karl Bohn; Tshekin Tiedeakatemiaan kollegat: Jan Šafanda ja Vladimir Čermak.

LÄHTEET

Nurmi, P., Kukkonen, I., and Lahermo, P., 1988. Geochemistry and origin of saline groundwaters in the Fennoscandian Shield. *Applied Geochemistry*, 3, pp. 185-203.

Kukkonen, I.T. and Jöeleht, 2003. Weichselian temperatures from geothermal heat flow data. *Journal of Geophysical Research*, 108 (B3), ETG-9, 11 p.

Kukkonen, I.T., Heikkinen, P., Ekdahl, E., Hjelt, S.-E., Yliniemi, J., Jalkanen, E. and FIRE Working Group, 2006. Acquisition and geophysical characteristics of reflection seismic data on FIRE transects, Fennoscandian Shield. In: Kukkonen, I.T. and Lahtinen, R. (editors), *Finnish Reflection Experiment 2001-2005*. Geological Survey of Finland, Special Paper 43, pp. 13-43 +11 appendices.

Kukkonen, I.T. and Lahtinen, R., 2006. *Finnish Reflection Experiment (FIRE) 2001-2005*. Geological Survey of Finland, Special Paper 43, 247 p. + 15 appendices.

Heikkinen, P.J., Koivisto, E. and Kukkonen, I.T., 2007. Seismisen heijastusluotauksen käyttömahdollisuuksista malminetsinnässä: Kokemuksia Outokummun FIRE-luotauksesta. *XXIII Geofysiikan Päivät Oulussa, 23.-24.5.07* (tässä teoksessa).

Lähiavaruuden MLR-ilmio ELF-VLF-taajuuksilla

J. Manninen¹, T. Turunen¹ ja T. Raita¹

¹ Sodankylän geofysiikan observatorio, Tähteläntie 62, Sodankylä, Jyrki.Manninen@sgo.fi

Abstract

Very Low Frequency (VLF) spectrograms obtained from data recorded on ground or in space show sometimes sets of lines called MLR (Magnetospheric Line Radiation) with frequency spacing close to 50 or 60 Hz and with a frequency drift as function of time. It is very tempting to attribute these MLR to Power Line Harmonic Radiation (PLHR). PLHR are the ELF and VLF waves radiated by electric power systems at the harmonic frequencies of 50 or 60 Hz. Here we show for the first time large scale MLR observed simultaneously on ground and onboard a low altitude satellite, which is flying over the same area. The duration of the event is two hours and it is observed over a large area in the Northern hemisphere and in the conjugated region. At a given time the comparison between the two sets of lines indicates that the two spectra are almost identical. Taking into account the frequency resolution of the spectral analysis, they have maxima at the same frequencies and the frequency drifts of the lines are equal. The fact that the drifts and the frequency spacing are identical on ground and on board the satellite indicates that this is not due to a propagation effect. It is hypothesized that these MLR are due to PLHR propagating in the ionosphere and the magnetosphere. When they cross the equator, the PLHR undergo a non linear interaction with particles. Their intensities are enhanced and their frequencies are changed. They are observed when the waves are coming back in the ionosphere and the atmosphere. These man-made waves may play a role in the dynamics of the radiation belts..

1. JOHDANTO

ELF-VLF-aallot (Extra Low Frequency, Very Low Frequency) ovat pääasiassa avaruudessa eteneviä radio-aaltoja (0,3-30 kHz), jotka voidaan helposti muuttaa mittausjärjestelmässä myös korvin kuultaviksi ääniaalloiksi. Ne etenevät magnetosfäärin plasmassa ns. vihellysmoodissa. Kun eteneminen tapahtuu magneettisten voimaviivojen suuntaisesti, aallot voivat päästä ionosfäärin läpi maanpinnalle, jossa ne voidaan vastaanottaa erityisellä ELF-VLF-vastaanottimella. Myös salamaniskut, navigointilähettimet ja sähkölinjat tuottavat kyseisiä aaltoja, jotka etenevät ns. Maa-ionosfääri-aaltoputkessa ja jotka voivat tunkeutua ionosfäärin läpi magnetosfääriin.

ELF-VLF-aallot voidaan jakaa neljään päätyyppiin. 1) Vihellykset ovat aaltoja, jotka saavat alkunsa maanpinnalla tapahtuvista salamaniskuista. 2) Diskreetit emissiot ja aamukuoro syntyvät yleensä päiväntasaajan yläpuolella n. 30 000 km:n korkeudella. 3) Suhina muistuttaa laajakaistaista kohinaa ja se voi syntyä joko päiväntasaajan yläpuolella tai vain parin tuhannen km:n korkeudella maanpinnalta. Tällöin on kyseessä revontulisuhina, joka nimensä mukaisesti

ti liittyy revontuliin. 4) Ihmisen toiminnan seurauksena avaruuteen säteilee mm. sähkölinjoista 50 ja 60 Hz:n harmonisia yliaaltoja, jotka vuorovaikuttavat varattujen hiukkasten kanssa ja synnyttävät uusia aaltoja. Myös navigointilähettimien signaalit voivat olla äänitaajuisia radioaaltoja.

MLR-ilmiö (Magnetospheric Line Radiation) raportoitiin ensimmäisen kerran vuonna 1975 (Helliwell et al., 1975). Tosin artikkelin tekijät eivät vielä tuolloin tienneet, mistä ilmiöstä on kyse. Artikkelissa esitettiin useita spektrikuvia, joissa nähdään paksuja ”viivoja” taajuusvälillä 2-5 kHz. Viivojen väli oli pääsääntöisesti noin 120 Hz, mutta myös 20-30 Hz:n välejä esiintyi. Yksittäisten spektriviivojen taajuus pysyi hyvin vakiona, mutta toisinaan niiden taajuus nousi tai laski noin 50 Hz/minuutissa.

2. MLR-HAVAINNOT ENNEN JA NYT

Vasta 1990-luvun lopulla MLR-ilmiöön alettiin kiinnittää enemmän huomiota. Tuolloin aiheesta julkaistiin useita artikkeleita (Rodger et al., 1995, Rodger et al., 1999, 2000a,b). Niissä MLR-ilmiötä tutkittiin käyttäen Etelänapamantereen mittausaineistoja. Aineisto koostui 1 minuutin rekisteröinneistä, jotka on taltioitu kerran 15 minuutissa. Tällöin aineisto kattaa vain noin 7 % vuorokaudesta, mikä aiheuttaa jonkin verran ongelmia ilmiön alku- ja loppuhetkien määrittämiseen sekä sen ajallisen kehittymisen tutkimiseen.

Sodankylän geofysiikan observatorion ELF-VLF-mittaukset on tehty kampanjaluonteisesti, jolloin aineisto on jatkuvaa 1-3 viikon mittaisilta ajanjaksoilta. Tosin kampanjoiden väli saattaa olla hyvinkin pitkä (esimerkiksi yli vuosi). Toisaalta kampanjan aikaan rekisteröityjen MLR-ilmiöiden koko olemus voidaan selvittää helpommin kuin Etelänapamantereen mittauksista.

Pohjois-Suomessa ELF-VLF-mittauskampanjoissa on vuosina 1993-1997 rekisteröity yhteensä 31 MLR-tapausta. Sen jälkeen rekisteröinneissä oli usean vuoden tauko, mutta viimeisimmässä kampanjassa marraskuussa 2006 ilmiö esiintyi taas. Uusimpaan rekisteröintiin liittyy myös DEMETER-satelliitilla tehtyjä havaintoja, jotka osoittavat, että MLR-ilmiö esiintyy yhtä aikaa molempien pallopuoliskojen ionosfäärissä.

3. MLR-ILMIÖN PIIRTEITÄ

Vuosien 1993-1997 MLR-havainnot (31 kpl) on tutkittu perusteellisesti ja niille on löytynyt useita erityispiirteitä (Manninen, 2005):

- 1) MLR-ilmiöt esiintyvät magneettisesti rauhallisena aikana ($K_p=0-2+$). Vain kolme havaintoa on tehty häiriöisenä aikana ($K_p\geq 4-$).
- 2) Useimpiin havaintoihin liittyy samanaikaisesti myös luonnon omaa kuoro- tai suhinaaktiivisuutta.
- 3) Kaikkiin havaintoihin liittyy magnettisten Pc5-pulsaatoiden esiintyminen korkeilla leveysasteilla.
- 4) Ilmiön taajuusalue vaihtelee 0,2-1,0 kHz:stä 2,0-8,0 kHz:iin.
- 5) Kesto aika vaihtelee 15 minuutista 6 tuntiin.
- 6) Mitattu tulokulma vaihtelee taajuuden mukana, mutta jotkut suunnat säilyvät aktiivisina useiden tuntien ajan.

- 7) Yli 60 % havainnoista on tehty aamuyön tai aamun aikana. Vain yksi havainto on tehty illalla.
- 8) Useisiin havaintoihin liittyy aaltojen vasenkätinen polarisaatio.
- 9) Viidessä havainnossa ilmiössä on hienorakennetta.
- 10) Ainakin yhdessä tapauksessa esiintyy myös selvä jaksollinen amplitudimodulaatio.
- 11) Vierekkäisten spektriviivojen taajuusmuutos saattaa olla vastakkainen.
- 12) Varsinaista liipaisijaa ei ole havaittavissa.

Edellä lueteltujen ominaisuuksien lista ei pidä kaikilta osin paikkaansa uusimmassa havainnossa marraskuussa 2006. Esitelmässä tarkastellaan lähemmin uusimpaan havaintoon liittyviä asioita.

LÄHTEET

- Helliwell, R. A., J. P. Katsufakis, T. F. Bell, and R. Raghuram (1975), VLF line radiation in the Earth's magnetosphere and its association with power system radiation, *J. Geophys. Res.*, 80, 4249-4258.
- Manninen, J. (2005), Some aspects of ELF-VLF emissions in geophysical research, PhD thesis, Sodankylä Geophysical Observatory Publications No. 98, p.194
- Rodger, C. J., N. R. Thomson, and R. L. Dowden (1995), VLF line radiation observed by satellite, *J. Geophys. Res.*, 100, 5681-5689.
- Rodger, C. J., M. A. Clilverd, K. H. Yearby, and A. J. Smith (1999), Magnetospheric line radiation observations at Halley, Antarctica, *J. Geophys. Res.*, 104, 17,441-17,447.
- Rodger, C. J., M. A. Clilverd, K. H. Yearby, and A. J. Smith (2000a), Temporal properties of magnetospheric line radiation, *J. Geophys. Res.*, 105, 329-336.
- Rodger, C. J., M. A. Clilverd, K. H. Yearby, and A. J. Smith (2000b), Is magnetospheric line radiation man-made?, *J. Geophys. Res.*, 105, 15,981-15,990.

Lumen ilmastollisen herkkyyden tarkastelu Arktisella jäätiköllä Koillismaalla, Huippuvuorilla

O.-P. Mattila ja M. Leppäranta

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

Abstract

The energy balance of the snow cover on an arctic glacier has a strong influence on the glacier hydrology and further on glacier dynamics. This research aims to investigate the influence of different terms of the energy-mass balance on the annually active snow layer on top of a glacier, using a mathematical modeling. The modeling allows estimation of the sensitivity of snow pack to changes in different components of the energy-mass-balance. It also allows the investigation the influence of different climatic conditions on surface snow cover over a large cap glacier.

1. JOHDANTO

Ilmastonmuutos keskustelun vilkastuessa jäätiköissä tapahtuvat muutokset ovat saaneet paljon huomiota osakseen. Jos suuret Grönlannin ja Antarktiksien jäätiköt jätetään huomioimatta, on jäljelle jäävien jäätiköiden ilmastollinen merkitys kuitenkin melko pieni muiden ilmastoon vaikuttavien tekijöiden rinnalla. Pienempien jäätiköiden sulamisella on kuitenkin lyhyellä aikavälillä suurempi merkitys merenpinnan nousun kannalta, kuin hitaasti reagoivilla suurilla napajäätiköillä. Paikallisesti pienemmillä jäätiköillä on myös toisenlaisia vaikutuksia. Niillä on oma merkityksensä paikallisiin ekosysteemeihin, ja monin paikoin jäätiköt toimivat ihmisten makean veden lähteinä erityisesti Keski-Aasian vuoristoalueilla, mutta myös Euroopassa. Lisäksi arktisilla alueilla sijaitsevat pienet lakijäätiköt ovat jääkauden aikaisten suurten jäätiköiden jälkeläisiä, jolloin niiden ympäristö, nykyinen ja niissä tapahtuvat muutokset kertovat meille jääkauden ajan tapahtumista. Pienet lakijäätiköt ovat myös eräänlaisia pienoismalleja tämän päivän suurille Etelämantereen ja Grönlannin jäätiköille. Pienten lakijäätiköiden tutkimukselle on näin motivaatiota laajemminkin. Koillismaan jäätiköillä on myös historiallista mielenkiintoa.

Koillismaan tutkimusta 1957-1958

Geofysiikan vuosi 1957-1958 oli järjestyksessään kolmas geofysiikan ja polaaritutkimuksen vuosi. Näinä vuosina suuntasi suomalais-ruotsalais-sveitsiläinen retkikunta Huippuvuorten koillismaalle, polaarivuoden aikana suoritettiin useita erilaisia geofysikaalisia tutkimuksia. Retkikunta perusti tutkimusaseman *Murchinssonin* vuonon rannalle. Tieteellisiä tutkimuskohteita oli useita: meteorologia, ilmakehän kemialliset ja fysikaaliset ominaisuudet, maan magnetismi ja revontulet. Lisäksi aseman lääkäri seurasi säännöllisesti retkikuntalaisten terveydentilaa. Ympärivuotisen mittaus toiminnan ohella aseman kautta kulki useita pienempiä tutkimusryhmiä, jotka työskentelivät alueella ainoastaan kevään ja kesän aikana. Näihin lukeutuu myös alueen glasiologiset

tutkimukset. (Aro, 1961). Glasiologisista tutkimuksista on runsaasti tarjolla viidenkymmenen vuoden takaista huolellisesti dokumentoitua vertailuaineistoa, erityisesti glasiologi Valter Schyttiltä (Schytt, 1964). Schyttin aineistoon kuuluu lumipeitteen tiheysmittauksia, sekä kerrosrakennepiirteitä, lämpötilaprofiileja pintalumesta (< 3m), sekä syvemmälle ulottuneista termistoriketjuista (< 13m) kidekoko- ja muotoaineistoa, sekä lumen akkumulaatiomäärityksiä.

Tutkimalla *Vestfonna* jäätikön vuotuisesti aktiivisen lumipeitteen prosesseja sekä sen herkkyyttä ilmaston vaihtelulle, voidaan jäätiköistä tehtävien kairanäytteiden tulkintaa kehittää, tarkastella yleisesti lumipeitteessä tapahtuvia prosesseja ja niiden vaikutusta koko jäätikön massatasapainoon ja dynamiikkaan. Lisäksi voidaan esittää arvioita, miten muuttuvat ilmasto-olosuhteet vaikuttavat kausittaiseen lumipeitteeseen. Historiallinen aineisto antaa myös mahdollisuuden tutkia, onko jäätikön pintalumen prosesseissa tapahtunut merkittäviä muutoksia 50 vuoden aikana.

Lumipeitteen energia- ja massatasapaino

Jäätikön lumipeite toimii ympäröivän ilmakehän ja jäätikköjään rajapintana. Muuttuvat sääolosuhteet vaikuttavat voimakkaasti lumipeitteen energiataseeseen. Pinnan säteilytase, turbulentit lämmönvuot, lumi-/jääpeitteen sisäinen lämmönvaihto ja lämmön kulkeutuminen lumipeitteen sisällä johtamalla ja konvektion vaikutuksesta, sekä sulaveden kuljettama lämpö aiheuttavat voimakkaita muutoksia lumen fysikaalisissa ominaisuuksissa. Energiatasapainon ja lumen ominaisuuksien välinen vuorovaikutus on monimutkainen. Muutokset lumen tiheydessä, kosteudessa sekä kidekoossa ja kiteiden muodossa heijastuvat takaisin lumipeitteen energiatasapainoon. Lumipeitteen energiatase voidaan kirjoittaa seuraavasti ,

$$\frac{dQ}{dt} = (1 - \alpha)SW_{\downarrow} + \varepsilon LW_{\downarrow} - \varepsilon\sigma T_s^4 + H + LE + Q_p + Q_r + G \quad (1)$$

missä dQ/dt on energian muutosnopeus lumipeitteessä, SW on pintaan tuleva auringon lyhytaaltainen säteily, josta albedon α verran heijastuu pinnasta takaisin. LW on ilmakehän ja pilvien lumipintaan emittoima säteily. T_s on lumen pintalämpötila, josta voidaan laskea lumen emittoima pitkäaaltoinen säteily. H on aistittavan lämmön vuo ja LE on faasimuutokseen sitoutunut latentin lämmön vuo. Q_p ja Q_r ovat sateen tuoma lämpöenergia ja sulaveden siirtämä lämpöenergia, sen tunkeutuessa syvemmälle lumipeitteeseen. G on lumi-jää rajapinnan läpi tapahtuva lämmönsiirto. Edellä esitetyn tasapainon arvioimiseksi tarvitaan aineistoa pinnan säteily- ja meteorologisista olosuhteista. Massatasapaino voidaan jakaa komponentteihin seuraavasti,

$$\frac{dM}{dt} = P + E + R \quad (2)$$

dM/dt on massan muutosnopeus, P sadanta, E haihdunta ja R on systeemistä sulaveden muodossa poistuva massa. Yhdessä energia- ja massatasapainon muutokset määrittävät lumipeitteen evoluutiota. Massa- ja energiataseen yhteydessä esitettyjen prosessien

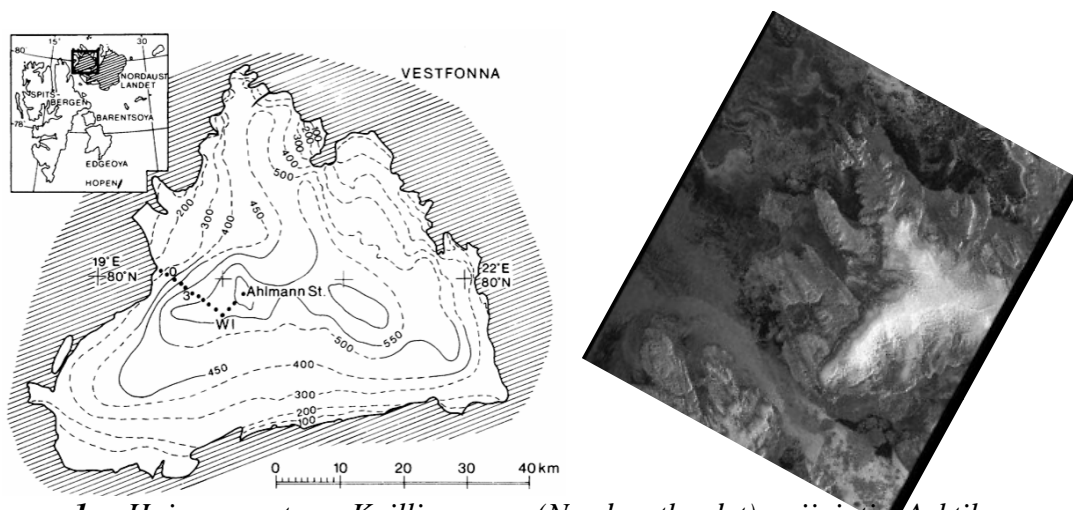
lisäksi lumipeitteen evoluutioon vaikuttavia prosesseja on myös muita, kuten lumipeitteen pakkautuminen ja tuulen aiheuttaman lumipeitteen ventilaation vaikutus lämpötaseeseen jne. Tutkimuksen kannalta on tärkeä arvioida eri prosessien merkitys suhteessa toisiinsa. Laajemmin lumipeitteen energiatasetta tarkasteltaessa, voidaan osa prosesseista jättää vähemmälle huomiolle.

2. TUTKIMUKSEN TAVOITTEET

Lumipeitteen energia- ja massatasetta tarkastellaan matemaattisella mallilla. Mallin avulla on tarkoitus selvittää (I) millainen on *Vestfonna* jäätikön pintalumen energia- ja massatasapainon vuotuinen sykli, sekä (II) millainen on syklin herkkyys energia-massataseen eri komponenteille. Kun jäätikköä peittävän lumen vuotuinen evoluutio tunnetaan, voidaan (III) lumipeitteen muutoksi eri ilmasto-olosuhteissa tarkastella ja arvioida (IV) sen vaikutusta jäätikön massatasapainoon ja dynamiikkaan. Muuttuvan ilmaston vaikutukset maapallon eteläisillä ja pohjoisilla polaarialueilla eroavat toisistaan niiden poikkeavien maantieteen vuoksi. Alueiden (V) eroavuuksien tutkiminen on mahdollista nyt kerättävällä aineistolla, sekä Helsingin yliopiston, Geofysiikan osaston aikaisemman Etelämantereen lumioloja käsitelleen projektin tuottamalla aineistolla (Kanto, 2006).

3. TUTKIMUSALUE

Huippuvuorten Koillismaa sijaitsee Arktikassa lähellä 80:nneen pohjoisen leveyspiirin molemmin puolin (Kuva 1.). Koillismaan saarta peittää suurelta osin kaksi lakijäätikköä. Näistä etelämpänä on suurempi, 8120 km² laajuinen, *Austfonna*, joka on kahdesta jäätiköstä laajemmin aikaisemmin tutkittu. Sen lakipisteen korkeus merenpinnasta on noin 800 m. Pohjoisempi *Vestfonna* on edellistä pienempi, laajuudeltaan 7950 km² ja sen korkein kohta ulottuu noin 620 m korkeuteen merenpinnasta. Tässä tutkimuksessa *Vestfonna* on ensisijainen tutkimuskohde.



Kuva 1. Huippuvuorten Koillismaan (Nordaustlandet) sijainti Arktikassa, sekä tutkimuksen kohteena olevan *Vestfonna* jäätikön sijainti Huippuvuorten saaristossa, sekä *Vestfonna* topografia. Pienssä kuvassa Huippuvuorten saariryhmästä on nähtävissä myös *Austfonna* (vasen, kuva: Palosuo, 1987). ENVISAT ASAR-kuva *Vestfonna* jäätiköstä (vasen). Kuva on otettu keskitalvella 13.1.2005.

Ympäröivä meri ja kausittaisesti rannikkovesille asti ulottuva merijää säätelevät voimakkaasti molempien jäätiköiden paikallista ilmastoa. Koillismaan meteorologisista olosuhteista ei ole tarkkoja ja kattavia mittauksia, joten ilmasto-olojen suhteen tutkimuksessa tullaan pääsääntöisesti tukeutumaan ilmastomalleihin. Kummankaan jäätikön massatasapainoa ei ole suoraan mitattu, mutta 2000-luvulla tehtyjen kairanäyteanalyysien perusteella arvioitu jäätiköiden keskimääräinen sadanta vaihtelee alueellisesti 200 - 800 mm välillä, vedeksi muunnettuna. Pääosa sateesta saadaan pitkän ja pimeän talven aikana lumena. Sade ei jakaudu tasaisesti myöskään alueellisesti. Liikkuvat matalapaineet kulkevat useimmiten Koillismaan eteläpuolitse. Tästä johtuen *Austonna*n kaakkoisreuna kerää suurimman osan satavasta lumesta. *Vestfonna*lle lunta kertyy selvästi vähemmän.

4. MENETELMÄT

Tutkimuksen ensisijaisena tarkoituksena on tarkastella jäätikön päällä olevan lumipeitteen energia- ja massatsetta matemaattisella mallilla. Mallin todentamiseksi suoritetaan erityisesti lumen lämpötilan ja kosteuden mittauksia Huippuvuorten koillismaalla, sekä Suomen Lapissa Kilpisjärvellä. Lisäksi tutkitaan mahdollisuutta saada mallin tarvitsemia fysikaalisia suureita alueellisesta ilmastomallista ja kaukokartoitusaineistosta.

Matemaattinen mallinnus

Mallintaminen aloitetaan kartoittamalla olemassa olevat lumen energia- ja massatsetta kuvaavien mallien soveltuvuus polaarialueiden lumipeitteelle. Mallin pääasiallisena tarkoituksena on kuvata lumipeitteen lämpötilakehitystä sekä sulaveden muodostusta ja kulkeutumista lumipeitteessä. Syöttötietoina malliin tullaan antamaan meteorologiset perussuuret: lämpötila, kosteus, tuulen nopeus, sademäärä, sekä tarvittavat tiedot säteilykomponenttien laskemiseksi. Tärkeimmät tarkasteltavat ja mallin tuottamat suuret ovat: *lumen lämpötila, tiheys, kosteus, kerrosrakenne sekä sulamisen aiheuttama valunta*. Olennaista on myös mallin alueellinen hyödyntäminen, jolloin on syytä harkita myös horisontaalisen lämmönvaihdon huomioimista. Tunnetuimmat lumipeitteen energia-massatase mallit, kuten SN THERM ja CROCUS (Jordan, 1991 ja Brun et al 1989), ovat yksiulotteisia eivätkä suoraan sovi alueelliseen tarkasteluun. Lumen prosesseja tarkasti kuvaava Sveitsin lumivyörykeskuksen SNOWPACK-malli (Bartelt ja Lehning 2001) on ollut geofysiikan osastolla käytössä (Rasmus, 2005) ja siitä on hyviä kokemuksia.

Fysikaaliset mittaukset

Useimmat lumen fysikaaliset ominaisuudet ovat hankalia määrittää. Mallin todentamisen kannalta on tärkeää saada tietoa lumipeitteen lämpötilan ja kosteuden kehityksestä. Tätä varten pyritään *Vestfonna* jäätiköllä, sekä Kilpisjärvellä mittaamaan lumen lämpötilan kehitystä koko vuotuisen lumen elinkaaren ajan tai vastaavasti jäätikön tapauksessa vuosisyklin kannalta aktiivisen kerroksen muutoksia. Lumipeitteen lämpötilaan mitataan termistoriketjuilla ja kosteutta tarkastellaan lumiharukan, sekä mahdollisesti kaukokartoitus aineiston avulla. Helsingin yliopiston Geofysiikan osastolla on kattava

aineisto lumiolosuhteista Kuningatar Maudin maalta Etelämantereelta (Kanto, 2006), jota on mahdollista käyttää mallin todentamiseen. Laaja lumiaineisto löytyy myös Suomen lumipeitteestä (Rasmus, 2005).

Kaukokartoitus ja ilmastomallit

Euroopan avaruusjärjestön (ESA) Environmental Satellite (ENVISAT) aineistoa, sekä muita ESA:n hallinnoimaa kaukokartoitusaineistoa pyritään tarvittaessa käyttämään mallin todentamisessa, sekä antamaan mallille myöhemmässä vaiheessa tarvittavat lumipeitteen ominaisuuksien lähtötiedot. Mikroaaltoalueen kuvilta voidaan seurata lumen sulamisen kehitystä (Mattila, 2006) ja infrapuna-aallonpituuksilla voidaan havainnoida lumen pintalämpötilaa. Vastaavasti, mikäli alueelta ei saada tarvittavaa meteorologista havaintoaineistoa, pyritään tarvittavat suuret tuottamaan alueellisella ilmastomallilla.

6. KRYOSFÄÄRI- KONSORTIO

Tutkimus on osa suurempaa kryosfäärin tutkimuksen konsortiota, johon Helsingin yliopiston geofysiikan osaston lisäksi kuuluvat Lapin yliopiston Arktisen keskuksen jäätikkötutkimusryhmä, jonka vetäjänä toimii professori John Moore, sekä Helsingin yliopiston Geologian laitoksen glasiaaligeologian tutkimusryhmä, johtajana professori Veli-Pekka Salonen. Konsortion tavoitteena on muodostaa kokonaiskäsitys Koillismaan jäätiköiden historiasta, tämän hetken tilasta ja mahdollistaa projektiot näiden jäätiköiden tulevaisuudesta. Geofysiikan osaston ja Geologian laitoksen ryhmät suuntaavat yhteisen retkikunnan voimin ensimmäisen kerran *Vestfonna* tutkimusalueelle Heinäkuussa 2007. Kolmen viikon mittaisen tutkimusretken aikana on esitellyn geofysikaalisen tutkimusohjelman lisäksi tarkoitus aloittaa glasiaaligeologiset tutkimukset.

VIITTEET

Aro, M. J., 1961: Sinisen lumen maa. Otava, Helsinki.

Bamber, J. L., W. Krabill, V. Raper and J. A. Dowdeswell, 2004: Anomalous recent growth of part of a large Arctic ice cap: Austfonna, Svalbard. *Geophys. Res. Lett.* 31(12).

Bartelt, P.B., and M. Lehning, 2002: A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning services. Part I: numerical model. *Cold Regions Science and Technology*, Vol. 35, N. 3, Nov 2002, pp. 123-145(23)

Brun, E., E. Martin, V. Simon, C. Gendre and C. Coleou, 1989: An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting. *J. Glaciol.*, 35.

Jordan, R., 1991: A one-dimensional temperature model for a snow cover: Technical documentation for SNTHERM.89. *Special report 91-16*, US Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Hanover, NH.

Kanto, E. , 2006: Snow characteristics in Dronning Maud Land, Antarctica. Väitöskirja, Helsingin yliopisto, Fysikaalisten tieteiden laitos, Geofysiikan osasto.

Mattila, O.-P., 2006: Summer surface melting in a coastal region of Antarctica Detected from ENVISAT ASAR- Imagery. Pro Gradu- tutkielma, Helsingin yliopisto, Fysikaalisten tieteiden laitos, Geofysiikan osasto.

Palosuo, E., 1987b: Ice layers and superimposition of ice on the summit and slope of Vestfonna, Svalbard. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, Vol. 69, No. 2 (1978), pp. 289-296.

Palosuo, E., 1987a: A study of snow and ice temperatures on vestfonna, Svalbard, 1956, 1957 and 1958. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, Vol. 69, No. 3/4 (1978) .

Palosuo, E., 1987b: *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, Vol. 69, No. 2. (1987),.

Rasmus, S. 2005: Snow pack structure characteristics in Finland - measurements and modeling. Väitöskirja, Helsingin yliopisto, Fysikaalisten tieteiden laitos, Geofysiikan osasto.

Schytt, V., 1964: Scientific Results of the Swedish Glaciological Expedition to Nordaustlandet, Spitsbergen, 1957 and 1958. *Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography*, Vol. 4, No. 3.(1964).

Geomagneettisia myrskyjä kuvaavan Dst-indeksin korjaus ja ajallinen jatko

Kalevi Mursula¹, Lauri Holappa¹ ja Arto Karinen²

¹ Oulun yliopisto, Fysikaalisten tieteiden laitos, kalevi.mursula@oulu.fi

² Työterveyslaitos, Helsinki

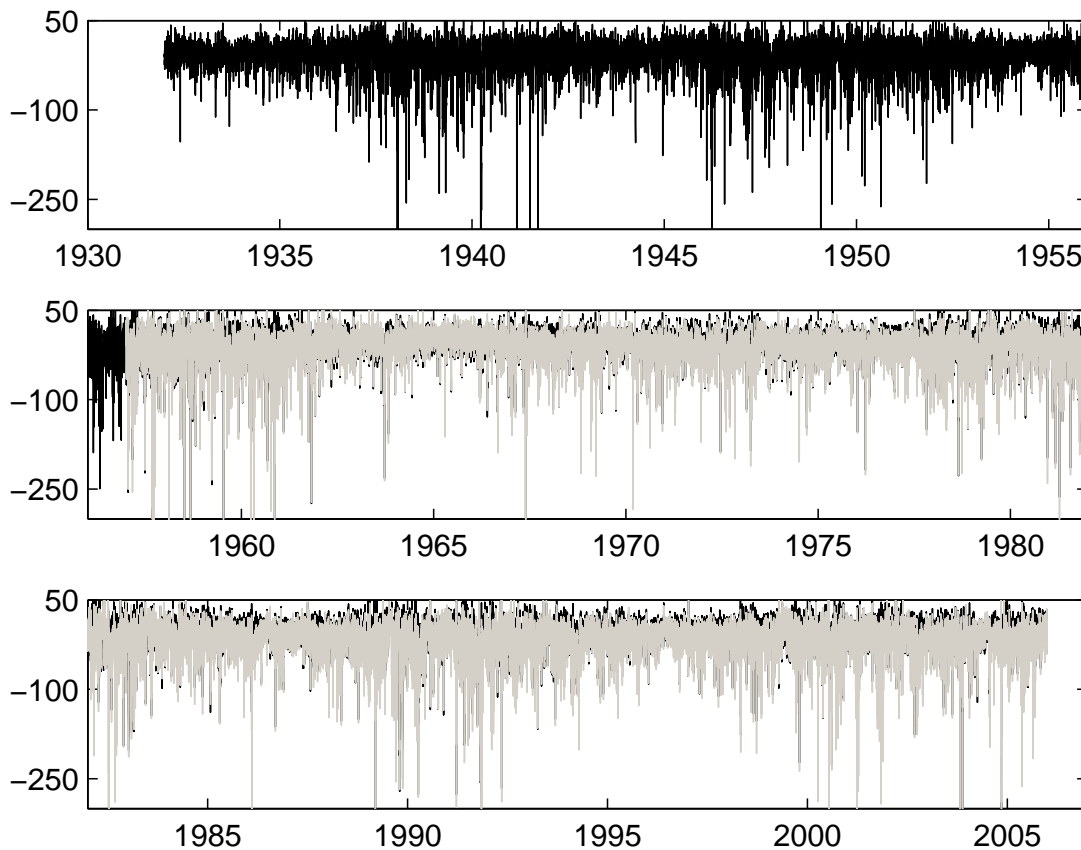
Abstract

Geomagnetic storms are the most dramatic disturbances of the near-Earth space. The international Dst index has been used to monitor the temporal development and intensity of geomagnetic storms and the magnetospheric ring current since 1957. Here we discuss an important systematic error in the definition of the Dst index and calculate a corrected Dcx index. The correction seriously modifies the average level of the Dst index and the relative intensity of storms. We also extend the time interval of the Dst/Dcx index by 25 years to start in 1932. The extended time interval reveals new, interesting long-term changes in the average properties of geomagnetic storms.

1. JOHDANTO

Geomagneettiset myrskyt ovat Maan lähiavaruuden voimakkaimpia häiriötiloja, jotka muokkaavat merkittävästi Maan lähiavaruuden magneettista rakennetta mm. vahvistamalla magnetosfäärissä ja ionosfäärissä kulkevia sähkövirtoja, erityisesti ns. rengasvirtaa. Magnetosfäärin ekvaattorialueella länteenpäin kulkevan rengasvirran voimistuminen aiheuttaa matalilla ja keskileveysasteilla havaittavan magneettikentän horisontaalikomponentin (eli H-komponentin) voimakkaan aleneman, joka kestää tyypillisesti muutaman päivän. Voidaan helposti osoittaa, että maanpinnalla havaittu magneettikentän globaali alenema on suoraan verrannollinen rengasvirran energiasältöön, eli magnetosfäärissä kulkevien energieettisten (n. 30-300keV) ionien lukumäärään. Geomagneettisia myrskyjä aiheuttavat pääasiallisesti Auringon koronan massapurkaukset (CME) sekä aurinkotuulen nopeiden ja hitaiden virtausten toistuvat vuorovaikutusalueet (CIR).

Geomagneettisten myrskyjen ja rengasvirran suuruutta on mitattu IGY-vuodesta 1957 lähtien ns. Dst-indeksillä (Disturbance storm time), joka lasketaan neljän valitun mittausaseman (Hermanus, Honolulu, Kakioka ja San Juan) tunnittaisista H-komponenteista. Dst-indeksi on IAGAn vahvistama kansainvälinen standardi-indeksi, jota on käytetty tuhansissa tutkimuksissa ja jolla on edelleen suuri merkitys avaruusfysiikassa. Dst-indeksi lasketaan Kioton yliopiston ylläpitämässä WDC-C2-keskuksessa, joka on yksi geofysiikan ja avaruusfysiikan kansainvälisiä datakeskuksia. Kuva 1 esittää tunnittaisen Dst-indeksin aikasarjan vuosina 1957-2005. Kuvassa esiintyvät voimakkaat, lyhytaikaiset alenemapiikit vastaavat geomagneettisia myrskyjä.



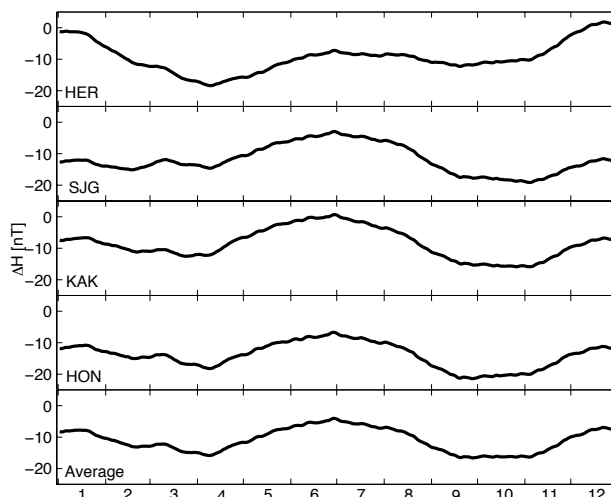
Kuva 1: Dcx-indeksin (musta käyrä) tuntiarvojen aikasarja vuosina 1932-2005 sekä Dst-indeksin (harmaa käyrä) vastaava aikasarja vuosina 1957-2005, jolloin Dcx-indeksi näkyy vain hieman Dst-indeksin takaa.

2. Dxt-INDEKSI JA Dcx-INDEKSI

Vuonna 2005 laskimme Dst-indeksin kokonaan uudelleen (Karinen ja Mursula, 2005) käyttämällä alkuperäisiä mittausaineistoja sekä Dst-indeksin tarkkaa laskumenetelmää (Sugiura, 1964; 1969; 1991). Jatkoimme Dst-indeksin kattamaa aikaväliä 25 vuodella käyttämällä Hermanus-aseman edeltäjän Cape Townin mittauksia vuodesta 1932 lähtien. Kutsumme tätä rekonstruoitua Dst-indeksi nimellä Dxt-indeksi (extended Dst index). (Dxt-indeksin laskussa korjautui joitakin Dst-indeksin sisältämiä pienehköjä ongelmia, jotka ilmeisesti johtuvat virheellisestä datankäsittelystä; ks. esim. Karinen, 2001). Tunnittaisten Dst ja Dxt-indeksien korrelaatiokerroin vuosille 1957-2005 on erittäin suuri (0.987).

Jo hieman aiemmin oli havaittu (Cliver et al., 2001), että Dst-indeksi sisältää aivan liian suuren puolivuosisvaihtelun, josta noin puolet ei liity mitenkään geomagneettisiin myrskyihin, vaan esiintyy myös rauhallisina aikoina. Tämä ns. non-storm-vaihtelu tekee Dst-indeksin puolivuosisvaihtelun laajuuden kaksinkertaiseksi muihin geomagneettista häiriöisyyttä mittaaviin indekseihin verrattuna.

Kuva 2: Neljässä Dst-asemassa havaittu magneettisen H-komponentin keskimääräinen vuosivaihtelu. Alin käyrä antaa niiden keskiarvon. Rauhallisten päivien sisältämä sekulaarivaihtelu on ensin poistettu ja data on tasoitettu 31 päivän liukuvalla keskiarvolla. x-akselilla kuukaudet.



Matalan ja keskileveysasemien havaitseman magneettikentän H-komponentti sisältää Auringon zeniittiaseman ja siitä riippuvasta UV-säteilyn vuosittaisesta muutoksesta johtuvan luonnollisen vuosivaihtelun, jonka vaihe on vastakkainen pohjoisella ja eteläisellä pallonpuoliskolla. Kuva 2 esittää tämän vaihtelun neljässä Dst-asemassa sekä niiden keskiarvossa. Dst/Dxt-indeksi laskeaan siten, että mitatuista arvoista poistetaan sekä pitkäaikainen sekulaarivaihtelu että rauhallisten päivien sisältämä päivä- ja vuodenaikavaihtelu, eli ns. Sq-vaihtelu. Sq-vaihtelusta poistetaan kuitenkin ensin yöaikainen keskimääräinen taso, jolloin tämä taso jää mukaan em. erotukseen ja siten myös Dst-indeksiin (Mursula ja Karinen, 2005). Koska po. yöaikainen taso vaihtelee Kuvan 2 esittämällä tavalla, sisältää myös Dst/Dxt-indeksi kyseisen UV-säteilyn vaihtelusta johtuvan vuosivaihtelun. (Pohjoisen ja eteläisen pallonpuoliskon asemien keskiarvoistus korostaa puolivuosisvaihtelua vuosivaihtelun kustannuksella).

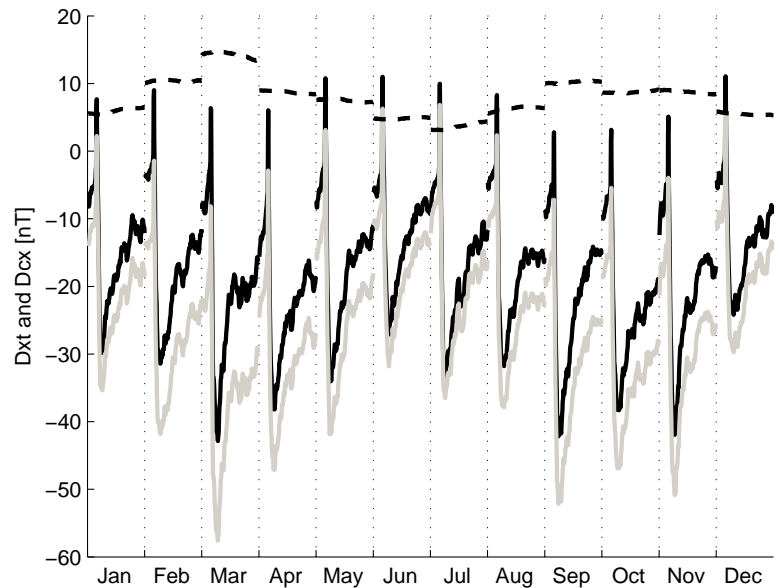
Muuttamalla Dst-indeksin laskuohjetta siten, että yötasoa ei poisteta Sq-vaihtelua määritettäessä voidaan Cliverin huomauttama liiallisen puolivuosisvaihtelun ongelma korjata. Näin olemme muodostaneet uuden, korjatun Dst/Dxt-indeksin, jota kutsumme Dcx-indeksiksi (corrected and extended Dst index). Kuva 1 esittää Dcx-indeksin tunnittaisen aikasarjan vuosina 1932-2005. Dcx ja Dst/Dxt korreloivat erittäin hyvin, mutta Dcx on keskimäärin 6 nT korkeammalla kuin Dst-indeksi. (Vain 1960-luvulla Dst-indeksi ulottuu hieman Dcx-indeksin yläpuolelle, mikä johtuu Dst-indeksin virheestä noina vuosina).

Kuten on ilmeistä edellä esitetyn perusteella, Dcx-indeksin ja Dst/Dxt-indeksin välinen tasoero ei ole vakio vaan vaihtelee vuodenajan mukaan. Tämä tulee selvästi esille Kuvasta 3, joka esittää magneettisten myrskyjen keskimääräisen kehityksen eri kuukausina vuosina 1932-2005. Dcx-indeksin ja Dxt-indeksin välinen erotus on suurimmillaan keväällä ja syksyllä (10-15 nT) ja pienimmillään kesällä ja talvella (3-6 nT).

Dst/Dxt-indeksin korjauksen merkitys näkyy selvästi indeksien vuosiarvoissa, jotka on esitetty Kuvassa 4. Dst/Dxtindeksin vuosiarvo on tyypillisesti vain parikymmentä nT, joten keskimääräinen 6 nT:n korjaus merkitsee niissä suurta, n. 25-30%:n suhteellista muutosta.

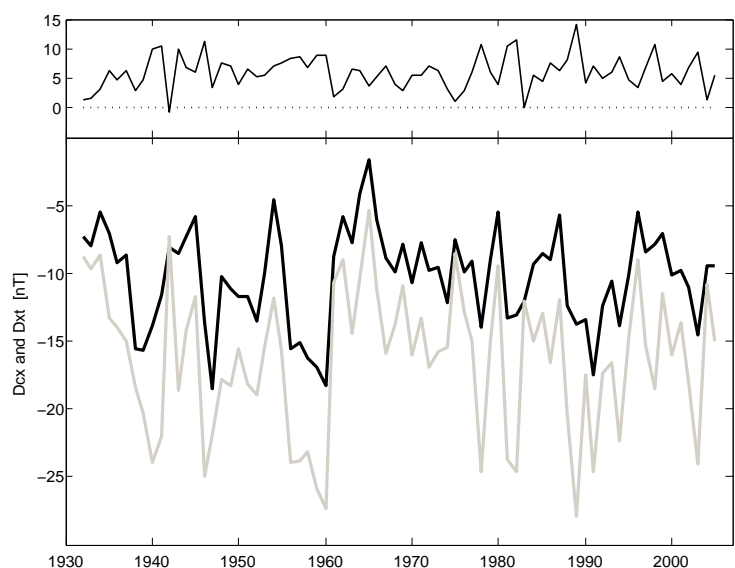
Indeksien merkittävä tasoero näkyy myös Kuvassa 5, jossa on esitetty Dcx- ja Dxt-indeksien

Kuva 3: Dcx-indeksin (musta käyrä) ja Dxt-indeksin (harmaa käyrä) keskimääräinen käyttäytyminen geomagneettisten myrskyjen aikana kuukausittain vuosina 1932-2005. Katkoviiva esittää samojen käyrien erotusta.

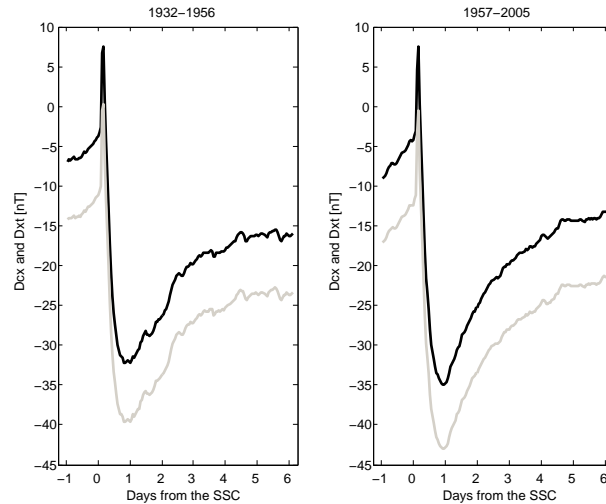


keskimääräinen käyttäytyminen geomagneettisten myrskyjen aikana vuosina 1932-1956 ja 1957-2005 (Karinen ja Mursula, 2006). Vaikka tasoero muuttuu, on myrskyjen päivittäinen kehitys samanlainen kummassakin indeksissä. Toisaalta näyttäisi siltä, että keskimääräinen käyttäytyminen on hieman erilainen viime vuosisadan ensimmäisellä (1932-1956) kuin jälkipuoliskolla (1957-2005). Myrskyt ovat tulleet keskimäärin hieman voimakkaimmiksi ja niiden palautuminen hieman nopeammaksi. On huomattava, että molemmat indeksit osoittavat nämä erot täysin samalla tavalla. Mahdollinen syy näihin eroihin voi olla myrskyjä synnyttävien koronan massapurkausten ja aurinkotuulen nopeiden virtausten suhteellisten osuuksien muutos Auringon toiminnan muuttuessa pitkällä aikavälillä. Tällainen muutos voi olla seurausta Auringon aktiivisuuden kasvusta sadan viime vuoden aikana.

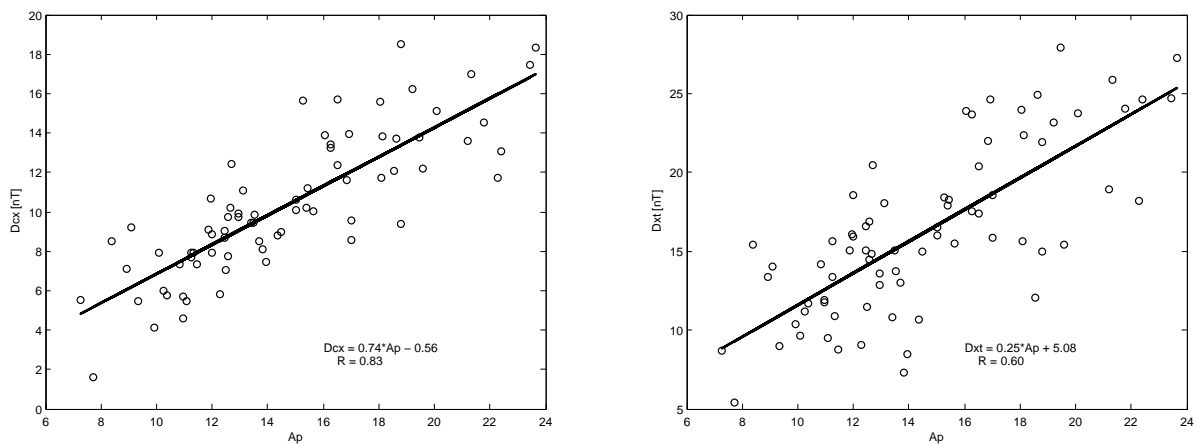
Kuva 4: Alakuva: Dcx-indeksin (musta käyrä) ja Dxt-indeksin (harmaa käyrä) vuosikeskiarvot vuosina 1932-2005. Yläkuva: Samojen indeksien erotus.



Kuva 5: Dcx-indeksin (musta käyrä) ja Dxt-indeksin (harmaa käyrä) keskimääräinen käyttäytyminen geomagneettisten myrskyjen aikana vuosina 1932-1956 (vasen kuva) ja 1957-2005 (oikea kuva).



Dst-indeksin korjaus Dcx-indeksiksi parantaa myös indeksin korrelaatiota moniin muihin Auringon ja lähiavaruuden häiriöisyyttä mittaavien muuttujien kanssa. Kuva 6 esittää geomagneettista aktiivisuutta kuvaavan Ap-indeksin korrelaatiota Dcx-indeksin ja Dxt-indeksin kanssa. Parempi korrelaatio kuvastaa sitä, että Dcx-indeksi on huomattavasti puhtaammin avaruuden häiriötilaa kuvaava suure kuin alkuperäinen Dst-indeksi, joka siis sisältää merkittävän suuren, häiriötilasta riippumattoman komponentin.



Kuva 6: Dcx-indeksin (vasen kuva) ja geomagneettista aktiivisuutta kuvaavan Ap-indeksin välinen korrelaatio ($R=0.83$) on merkittävästi parempi kuin Dxt-indeksin (oikea kuva) ja Ap-indeksin välinen korrelaatio ($R=0.60$).

4. LOPPUSANAT

Geomagneettisiä myrskyjä kuvaava Dst-indeksi sisältää komponentin, joka on riippumaton magneettisesta häiriöisyydestä eikä siten kuulu po. häiriöindeksiin. Sen vuoksi me olemme hieinan muuttaneet Dst-indeksin laskumenetelmää ja laskeneet korjatun Dst-indeksin, eli ns. Dcx-indeksin. Dcx-indeksi korjaa Dst-indeksiä (ja sen pidennettyä versiota, Dxt-indeksiä) keskimäärin noin 6 nT:lla, mikä merkitsee tyypillisesti lähes kolmanneksen muutosta Dst:n vuosiar-

voihin. Yksittäisen myrskyn Dst/Dxt-indeksin taso voi nousta jopa 45 nT, mutta päivittäinen kehitys pysyy samanmuotoisena.

Korjaus vaihtelee vuodenajan mukaan ollen suurimmillaan keväisin ja syksyisin. Se on niin merkittävä, että se muuttaa myrskyjen keskinäistä suuruutta ja jopa myrskyjen intensiteettien perusteella tehtyä luokitusta. Lisäksi korjaus muuttaa Dst-indeksin suhdetta aurinkotuuleen ja interplanetaariseen magneettikenttään.

Dst-indeksin ajallinen jatko 1930-luvulle indikoi, että myrskyjä tuottavissa olosuhteissa, erityisesti CME:iden ja CIR:iden suhteellisissa osuuksissa on tapahtunut merkittävää laadullista muutosta viime vuosisadan aikana. Nämä tulokset motivoivat indeksin jatkamiseen vieläkin aiemmas, ainakin viime vuosisadan alkuun.

LÄHTEET

Cliver, E. W., Y. Kamide, A. G. Ling, and N. Yokoyama, 2001. Semiannual variation of the geomagnetic *Dst* index: Evidence for a dominant nonstorm component, *J. Geophys. Res.*, *106*, A10, 21297–21304.

Karinen A., K. Mursula, and Th. Ulich, 2001. An erroneous Dst index in 1971, *Proc. of the SOLSPA 2001 Conference*, ESA-SP-477, 443-446.

Karinen, A., and K. Mursula, 2005. A new reconstruction of the *Dst* index for 1932-2002, *Annales Geophysicae*, *23*, 475–485.

Karinen, A., and K. Mursula, 2006. Correcting the Dst index: Consequences for absolute level and correlations, *J. Geophys. Res.*, *111*, A08207, doi:10.1029/2005JA011299, 8 pages.

Sugiura, M., 1964. Hourly values of equatorial *Dst* for IGY, *Ann. Int. Geophys. Year*, *35*, 9.

Sugiura, M., 1969. IAGA Resolution 2, p. 123, in *IAGA Bull.*, *27*, Madrid.

Sugiura, M., and T. Kamei, 1991. Equatorial *Dst* index 1957-1986, in *IAGA Bull.*, *40*, edited by A. Berthelier and M. Menvielle, ISGI Publ. Off., Saint-Maur-des-Fossés, France, 1–246.

Tilastoja geomagneettisista myrskyistä 163 vuoden ajalta (1844-2006)

H. Nevanlinna

Ilmatieteen laitos, Helsinki, heikki.nevanlinna@fmi.fi

Abstract

The occurrence frequencies of geomagnetic storms and activity are discussed. The analysis is based on the 163 years long (1844-2006) geomagnetic activity index series (aa and its Helsinki extension).

1. JOHDANTO

Geomagneettisella myrskyllä tarkoitetaan maapallon magneettikentän häiriötilaa, jossa magneettikentän aikamuutokset poikkeavat suuresti normaalista vaihtelusta. Myrskyjen syynä ovat auringosta purkautuvat hiukkaset, jotka kulkeutuvat aurinkotuulen mukana maapallon magneetti- ja ionikehiin. Hiukkasten aikaansaamat sähkövirrat aiheuttavat nopeita muutoksia maapallon magneettikentässä. Tyypillinen revontulialueen magneettinen myrsky kestää muutaman tunnin, mutta myrskytila voi jatkua jopa useita vuorokausia. Myrskyn aikana magneettikenttä vaihtelee äärimmäisissä tapauksissa ± 5000 nT, mikä on noin 10 % Suomessa vallitsevasta maapallon perusmagneettikentästä. Kentän aikamuutokset ovat suurimmillaan ± 20 nT/s.

Magneettikentän aikavaihteluja rekisteröidään magneettisissa observatorioissa, kuten Ilmatieteen laitoksen Nurmijärven observatoriossa tai automaattiasemilla, kuten Fennoskandian alueen IMAGE-magnetometriverkolla. Magneettiset observatoriot ovat magneetti-kentän havainnoimisessa pitkäkestoista toimintaa; Nurmijärven observatorio on ollut rekisteröimässä vuodesta 1953 lähtien. Pitkät aikasarjat antavat arvokasta geofysikaalista tietoa magneettikentän hitaista (sekulaarisista) muutoksista, jotka kertovat fyysikaalisten olosuhteiden muutoksista maapallon ytimessä, missä pääkenttä syntyy. Magneettisten myrskyjen ja yleensä geomagneettisen häiriöisyyden seuraaminen antaa puolestaan tietoa itse auringon hiukkastuottojen (aurinkotuuli) ja magneettikentän hitaista vaihteluista.

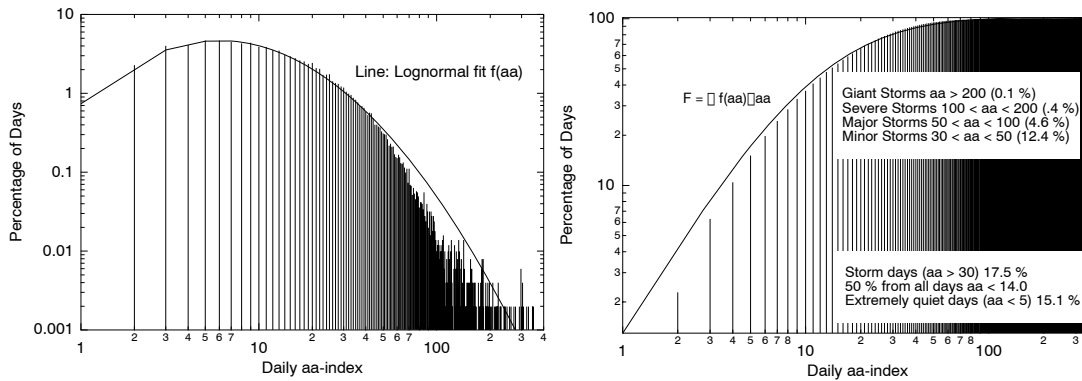
Säännölliset magneettikentän rekisteröinnit aloitettiin 1830- ja 1840-luvuilla, kun kiinnostus maapallon magneettikentän olemuksesta oli saanut uutta vauhtia sähkömagnetismin yleisten lainalaisuuksien keksimisen myötä 1820-luvulla. Maapallon magneettikentän syitä haettiin sähkömagnetismin paradigmojen kautta. Suomeen magnetismin tutkimus tuli varhain (Nevanlinna, 2005). Ensimmäinen täysimittainen magneettis-meteorologinen observatorio aloitti rekisteröinnit vuonna 1844, jolloin maapallolla oli toiminnassa alle 20 vastaavanlaista observatoriota (nykyisin niitä on noin 150) (Nevanlinna, 2004). Helsingissä magneettikentän muutoksia seurattiin visuaalisten rekisteröintien avulla. Havaintoja tehtiin aluksi 6 kertaa tunnissa (1844-1856), myöhemmin kerran tunnissa (1856-1897). Havaintokohteena olivat magneettikentän suunta (deklinaatio, D), sekä vaaka- ja pystysuora voimakkuus (H ja Z). Magneettisia mittauksia tehtiin säännöllisesti aina vuoteen 1912 saakka, jolloin ne jouduttiin lopettamaan sähköraitiotieliikenteen aiheuttamien häiröiden vuoksi.

Helsingin havaintosarja on tieteellisesti arvokas, koska 1800-luvulta ei ole kovin paljon säilynyt yhtä korkeatasoisia ja homogeenisia havaintoaineistoja. Helsingin aineisto on nykyisin digitaalisessa muodossa (noin 2 000 000 lukemaa), joten se soveltuu hyvin erilaisten tilastollisten tarkastelujen materiaaliksi. Moderneista observatoriorekisteröinneistä johdetaan rutiinomaisesti erilaisia tunnuslukuja (indeksejä), jotka luonnehtivat geomagneettisen kentän häiriöisyyden suuruutta tietyssä aikavälissä, yleensä 3 tunnin välein tai harvemmin. Näin saadaan diskreetti lukujono, joka asteikolla 0, 1, ..., 9 kertoo aikavälin magneettisen häiriöisyyden ns. *K*-indeksin muodossa. Luvuista voidaan laskea (tietyn normituksen jälkeen) myös päiväkohtaisia lukemia, jolloin kuhunkin päivään liitetään luku, joka kertoo magneettisen häiriöisyyden (aktiivisuuden). Eräs tällainen on *Ak*-indeksi, joka saa arvot 0 - 400; mitä suurempi luku sitä suurempi on magneetikentän häiriöisyys. Helsingin observatorioaineistosta on laskettu indeksialgoritmia soveltaen 3 tunnin ja vuorokautiset aktiivisuusluvut (*K*- ja *Ak*-indeksit) ajanjaksolle 1844-1897 (Nevanlinna and Kataja, 1993, Nevanlinna, 2004). Toinen 1800-luvulla alkanut magneettinen havaintosarja perustuu Greenwichin ja Melbournen observatorioiden yhdistettyihin havaintoihin ja niistä johdettuihin *K*-indeksi-perheen aktiivisuuslukuihin (*aa*-indeksi). Tämä sarja alkaa vuodesta 1868 ja jatkuu nykypäivään. Kun siihen yhdistetään Helsingin (1844-1867) indeksisarja, saadaan yli 160 vuotta pitkä havaintosarja, joka on pisin käytettävissä oleva magneetikentän häiriöisyyden aineisto.

2. AKTIIVISUUSTILASTOJA

160 vuoden tilastoissa magneettisia myrskypäiviä on hieman alle viidennes. Yli puolet päivistä on luokiteltu magneettisesti rauhalliseksi (Kuva 1). Magneettiset myrskyt yhdessä revontulien kanssa liittyvät maapallon lähiavaruuden avaruussähän ja hitaampien muutosten osalta avaruusilmastoon. Auringon aktiivisuuden 11-vuotinen jakso säätelee avaruussään vaihteluja kuten Kuvasta 2 nähdään. Siinä (ylempi kuvio) on kuvattuna auringonpilkkuluku ja päivittäinen aktiivisuusindeksi *aa* (365 vrk tasoituksella). Kuvasta voi päätellä, että magneettinen aktiivisuus seuraa varsin tarkasti auringonpilkkulukuja kuitenkin siten, että aktiivisuuden minimi sattuu keskimäärin yhtä vuotta myöhemmin kuin pilkkujen esiintymisen minimivuosi. Aktiivisuusminimistä kestää seuraavaan pilkkumaksimiin keskimäärin 3,5 vuotta. Mielenkiintoinen piirre aktiivisuuden vuodesta toiseen tapahtuvassa kehityksessä on, että aktiivisuusshuiput ovat 1900-luvulla voimistuneet auringonpilkkujen suurimpien arvojen mukana. Näin keskimääräinen avaruusilmasto on ollut kasvavan häiriöisyyden tilassa viime vuosisadalla aina 1950-luvun loppuun asti. Sen jälkeenkin aktiivisuuden trendi on ollut kasvava, mutta olennaisesti hitaampi. Koko 163 vuoden havaintosarjan suurin (tasoitettu) arvo (36) saavutettiin vuonna 2003 (kts.myös Kuva 3). Samana vuonna rekisteröitiin ennätysmäärä (vuodesta 1993) alimyrskytapauksia (Tanskanen et al., 2005). Aktiivisuuden kasvun oletetaan liittyvän aurinkotuulen mukana kulkevan magneetikentän hitaaseen vahvistumiseen 1900-luvun aikana (mm. Lockwood et al., 1999). 1900-luvun revontulitilastoissa näkyy samanlainen kasvava kehityskulku vuosittaisissa revontuliöiden lukumäärissä (Nevanlinna and Pulkkinen, 2001; Nevanlinna, 2004).

Kuva 2 (alempi) näyttää suurimmat yksittäiset myrskypäivät, joita on alle 0,5 % tarkastelujakson kaikista päivistä. Selvästi eniten voimakkaita magneettisia myrskyjä on esiintynyt auringonpilkkujakson 19 aikana. Kuitenkin suurin yksittäinen myrsky sattui elo-syyskuun taitteessa 1859 (Nevanlinna, 2006). Voimakkaat magneettiset myrskyt esiintyvät yleensä hiukan ennen pilkkumaksimia tai pilkkujakson laskevalla kaudella muutaman kerran episodin



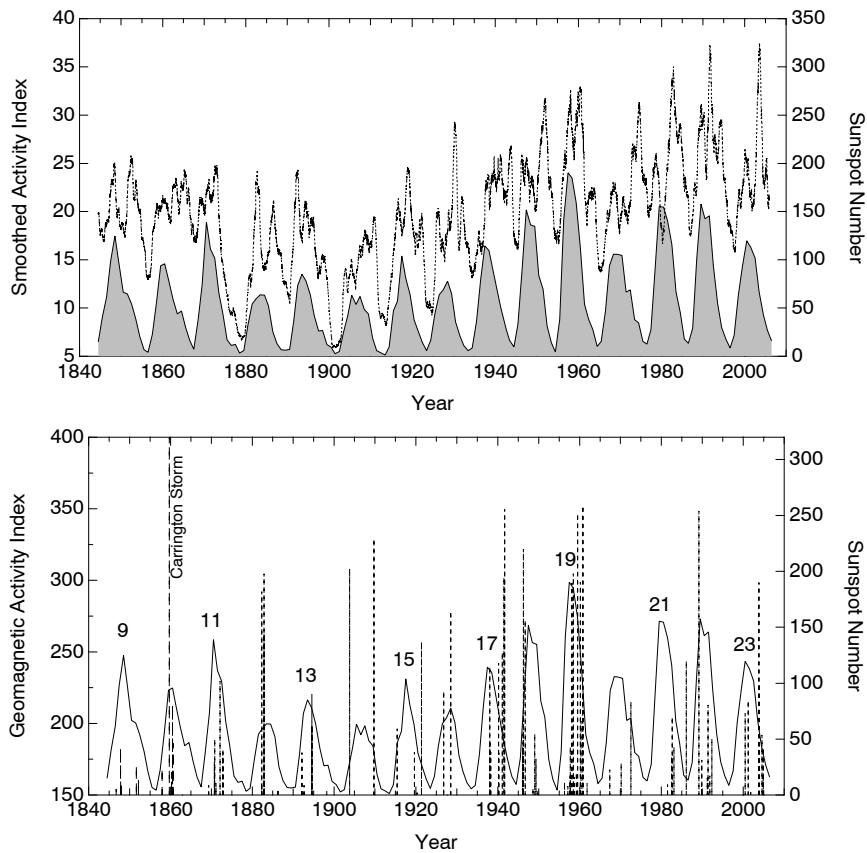
Kuva 1. *aa*-indeksin päivärvojen lognormaalinen tiheys- (vasen) ja kertymäfunktio (oikea) (1868-2006). Myrskyt jaetaan neljään voimakkuusluokkaan: Minor, Major, Severe ja Giant.

omaisina tapahtumina. Poikkeuksena on kuitenkin helmikuussa 1986 sattunut Giant-luokan ($aa = 244$) myrsky, joka osui melko tarkkaan jakson 21 pilkkuminimiin. Vaikka suurimmat magneettiset myrskyt ajoittuvat auringonpilkkujaksoihin, joiden maksimilukemat ovat suuria, on tästäkin säännöstä monta poikkeusta. Matalien pilkkumaksimien jaksoilla 12 ja 14 esiintyi useita äärimmäisen voimakkaita magneettisia myrskyjä, kuten esimerkiksi vuonna 1882 (I Polaarivuoden aikana), 1903 ja 1909, jotka sijoittuvat myrskyjen voimakkuustilastoissa kärkipäähän.

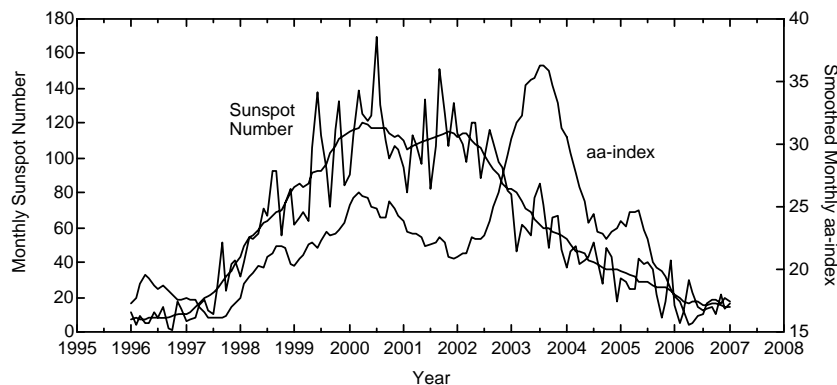
2000-luvun toistaiseksi suurin magneettinen myrsky oli loka-marraskuun vaihteessa 2003. Se tunnetaan avaruussäätä käsittelevässä kirjallisuudessa tapahtumapäivänsä mukaan "Halloween"-myrskynä (esim. Nevanlinna, 2006). Toiseksi suurin myrsky tunnetaan nimellä "Bastiljin" myrsky (15.7.2000). Sen aikana nähtiin mm. Helsingissä keskikesän revontulia, joita ei ole koskaan aiemmin raportoitu.

Kuvassa 3 nähdään nyt kohta päättyvän auringonpilkkujakson (23) aikana mitattu magneettinen aktiivisuus (*aa*) ja auringonpilkkuluvut. Magneettinen aktiivisuus on esiintynyt jakson aikana kolmihuippuisena jakaumana, missä lokaalimaksimit ovat olleet vuonna 2000, 2003 ja 2005. Näistä keskimäinen on suurin. Tällainen monihuippuinen aktiivisuuskajakauma on varsin tyypillinen kaikille pilkkujaksoille. Erityisesti pilkkumaksimin jälkeinen aktiivisuushuippu on yleensä koko jakson voimakkain. Laskevan pilkkujakson aikana esiintyvät magneettiset myrskyt ovat yleensä rekursiivisia (toistuvia) likimain auringon ekvaattorialueen pyörähdyksajan 27 vrk välein. Myrskyt liittyvät korona-aukoista purkautuvan aurinkotuulen nopeisiin virtauksiin.

Auringonpilkkujakso 23 edustaa pilkkuluvultaan suunnilleen 15 aikaisemman pilkkujakson keskiarvoa. Jakson kesto näyttää jäävän hieman alle 11 vuoden mittaiseksi, mikä sekkin on lähellä pitkän ajan keskiarvoa. Pilkkuluvun maksimi jäi edellistä jaksoa (22) selvästi pienemmäksi 121 vs. 156, mutta keskimääräinen magneettinen aktiivisuus oli molempien jaksojen aikana suunnilleen sama (25 ja 24), ja selvästi korkeampi kuin koko tarkastelukauden keskiarvo 20.



Kuva 2. Yläpaneli: Magneettisen aktiivisuusluvun (aa) 365-päivän tasoitettut arvot (katkoviiva) ja auringonpilkkuluvun vuosiarvot (tummennettu alue). Alapaneli: Pystykatkoviiva: Suurimmat yksittäiset myrskypäivät (aa :n päiväarvo > 150) ja auringonpilkkuluvut.

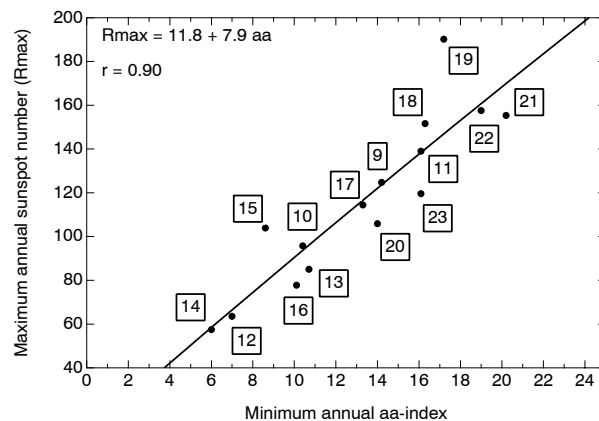


Kuva 3. Magneettisen aktiivisuusindeksin 13-kuukauden tasoitettut kuukausiarvot (katkoviiva) pilkkujakson 23 aikana. Ohuempi murtoviiva edustaa auringonpilkkuluvun tasoitamatonta vaihtelua ja paksuampi viiva sen 13 kk suodatettua arvoa.

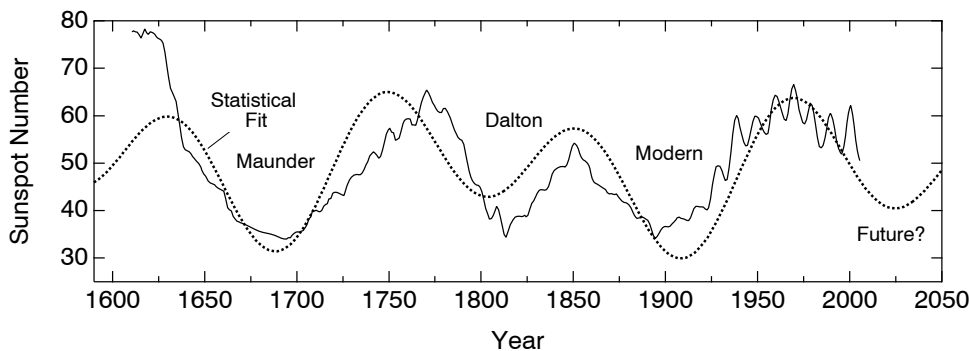
3. MAGNEETTISEN AKTIIVISUUDEN TULEVA KEHITYS 2000-LUVULLA

Auringonpilkkujen esiintymistiheys pilkkujakson aikana liittyy auringon laaja-alaisen magneettikentän evoluutioon. Pilkkukauden laskevalla kaudella muodostuva magneettikenttä antaa viitteitä siitä kuinka korkeaksi seuraavan pilkkukauden maksimilukemat kehittyvät.

Tämä tieto antaa mahdollisuuden ennustaa tulevan pilkkumaksimin voimakkuuden useita vuosia etukäteen (Precursory Method; mm. Hathaway and Wilson, 2006). Tiedolla on tärkeä merkitys, koska samalla saadaan arvio tulevan pilkkukauden aikana todennäköisesti odotettavissa olevien avaruussäähäiriöiden ja -myrskyjen voimakkuuksien ylärajasta. Eräs yksinkertainen sääntö sanoo, että auringonpilkkujakson aikana magneettikentän häiriöisyyden vuosikeskiarvojen minimi on verrannollinen seuraavaan pilkkumaksimiin. Tätä havainnollistaa Kuva 4. Siinä on magneettisen aktiivisuuden minimiarvot 15 auringonpilkkujakson (jaksot 9 - 23) ajalta. Lineaarinen riippuvuus aktiivisuuden minimin ja pilkkuluvun maksimin välillä on hyvä, sillä korrelaatiokerroin $r = 0,90$. Tämän mukaan seuraavan jakson (24) pilkkumaksimi on 124 ± 30 , mikä on siis vain hiukan suurempi kuin jakson 23 maksimipilkkuluku. Toisaalta toiset tutkijat, hieman erilaisilla menetelmillä, ovat saaneet jakson 24 maksimiksi arvoja, jotka vaihtelevat 75 ja 180 välillä (mm. Hathaway and Wilson, 2006). Prekursorimenetelmä, huolimatta hyvästä korrelaatiosta aikaisempien jaksosten suhteen, ei kuitenkaan anna yksittäisen pilkkujakson osalta luotettavia tuloksia. Ennustettaessa jakson 23 huippuarvoja tällä menetelmällä saatiin tulokseksi 155 ± 30 , mikä oli siis toteutunutta arvoa olennaisesti suurempi.



Kuva 4. Auringonpilkkuluvun maksimin riippuvaisuus edellisen pilkkujakson magneettisen aktiivisuuden minimiarvosta (vuosikeskiarvoissa) 15 viimeksi kuluneiden auringonpilkkujakson aikana (jaksot 9-23).



Kuva 5. Yhtenäinen viiva: Auringonpilkkujen hitaat vaihtelut, kun niiden 11-vuotinen vaihtelu on suodatettu pois. Katkoviiva on tilastollinen sovitus, joka on pilkkujen esiintymisten pitkien jaksollisuuksien (Gleissbergin ja de Vriesin jaksot) superpositio. Nimet Maunder, Dalton ja Modern viittaavat auringonpilkkujen esiintymisien pitkäkestoisiin minimikausiin. Ennusteen mukaan noin vuonna 2020 on seuraavan pitkän minimikauden (Future) syvin vaihe.

Toinen tilastollinen menetelmä, joka antaa arvioita auringonpilkkujen tulevasta huippumäärästä perustuu tilastolliseen havaintoon siitä, että auringon aktiivisuudessa on 11-vuotisen jaksollisuuden lisäksi myös pitempiä jaksoja. Gleissbergin nimellä tunnetaan aktiivisuuden 80 - 90 vuoden jaksollisuus ja de Vriesin mukaan noin 200 vuoden jaksollisuus. Vielä pitempiäkin jaksoja tunnetaan eräistä auringon aktiivisuutta kuvastavista epäsuorista (proksi) aineistoista. Kuvassa 5 on esimerkki Gleissbergin ja de Vriesin jaksollisuuksien mukaan lasketusta auringon pitkäaikaisesta aktiivisuudesta, kun 11-vuotinen jaksollisuus suodatetaan pois. Kuvasta nähdään selvästi auringonpilkkujen suuret minimikaudet 1600-luvun lopulla (Maunder), 1800-luvun alussa (Dalton) ja 1900-luvun alussa (Moderni). Tilastollinen ennuste antaa seuraavan pitkän minimikauden esiintymiselle arvion vuoden 2020 tuntumaan eli jakso 25 edustaisi siten heikkoa auringonpilkkumaksimia. Auringon magneettikentän analysointiin perustavalla menetelmällä on saatu samansuuntaisia arvioita (Dikpati et al., 2006).

LOPUKSI

Auringon aktiivisuudesta tietoja antavia geofysikaalisia havaintoja ovat mm. geomagneettiset mittaukset, joita on systemaattisesti tehty 1840-luvulta alkaen useissa observatorioissa eri puolilla maapalloa. Helsingin magneettisen observatorion rekisteröinnit (1844-1897) ovat antaneet merkittävän lisän auringon aktiivisuusvaihtelujen tutkimuksille, kuten tässä tutkimuksessa on esimerkinomaisesti tuotu esille. Suomen Polaarivuosien (1882-1883 ja 1932-1933) magneettiset havainnot on saatettu myös digitaaliseen muotoon (Nevanlinna, 1999). Helsingin ohella vastaavanlaista magneettista havaintomateriaalia 1800-luvulta on olemassa ainakin Pietarin ja Oslon observatorioissa. Greenwichin observatorion varhaisimmat rekisteröinnit 1840-luvulta eteenpäin ovat myös hyödyntämättä. Vanhojen aineistojen käyttöönotto on suuritöinen ja aikaa vievä operaatio, mutta niistä saatava tieteellinen hyöty olisi merkittävä luotaessa ja varmennettaessa auringon toimintaa ja maapallon revontulialueen magneettisia häiriöitä kuvaavia indeksisarjoja.

LÄHTEET

- Dikpati M., et al., 2006. Predicting the strength of solar cycle 24 using a flux-transport dynamo-based tool. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L05102, doi:10.1029/2005GL025221.
- Hathaway, D.H. and Wilson, R.M., 2006. Geomagnetic activity indicates large amplitude for sunspot cycle 24. *Geophys. Res. Lett.*, 33,doi: 10.1029/2006GL27053.
- Lockwood, M., et al., 1999. A doubling of the Sun's coronal magnetic field during the past 100 years. *Nature*, 399, 437-439.
- Nevanlinna, H., 1999. Geomagnetic observations at Sodankylä during the first international polar year (1882-1883). *Geophysica*, 35 15-22.
- " ---, 2004. Results of the Helsinki magnetic observatory 1844-1912. *Ann. Geophys.*, 22, 1691-1704.
- " ---, 2004. Historical space climate data from Finland: Compilation and analysis. *Solar Phys.*, 224, 395-405.
- " ---, 2005. Founding Father of Finnish Geomagnetic Research. *Transaction of AGU, EOS*, 86, 325-327.
- " ---, 2006. A study of the great geomagnetic storm of 1859: Comparisons with other storms in the 19th century. *Adv. Space Res.*, 38, 180-187.
- " ---, 2006. Avaruussää - Auringosta tuulee. *Ursan julk.* No.102.
- " --- and Kataja, E., 1993. An extension of the geomagnetic activity index series *aa* from two solar cycles (1844-1868). *Geophys. Res. Lett.*, 20, 2703-2706.
- " --- and Pulkkinen, T.I., 2001. Auroral observations in Finland - Results from all-sky cameras 1973-1997. *Journ. Geophys. Res.*, 106, 8109-8118.
- Tanskanen, E.I., et al., 2005. Magnetospheric substorms are strongly modulated by interplanetary high-speed streams. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L16104, doi: 10.1029/2005GL023318.

Uusia kokemuksia sähkömagneettisesta pulssimenetelmästä Oulun yliopistossa

M. Pirttijärvi ja K. Moisio

Fysikaalisten tieteiden laitos, PL 3000, 90014 Oulun yliopisto
markku.pirttijarvi@oulu.fi

Abstract

Electromagnetic (EM) methods are used in applied geophysics to resolve the structure and composition of the earth based on its conductivity variations. In time-domain methods an EM pulse is generated by an abrupt change of the (direct) current of the transmitter loop. The University of Oulu has tested TEM-Fast 48 HPC instrument with good results in various conditions for two years. The system is versatile and simple to operate. The method works well in areas with thick soil and in the vicinity of conductive targets. In resistive surroundings the induced polarization (IP) and 3-D effects from nearby conductors can be problematic. The IP response is an important addition to the TEM response. At the moment data interpretation is restricted to 1-D layered earth models. Joint inversion with electrical (dc) soundings would be beneficial.

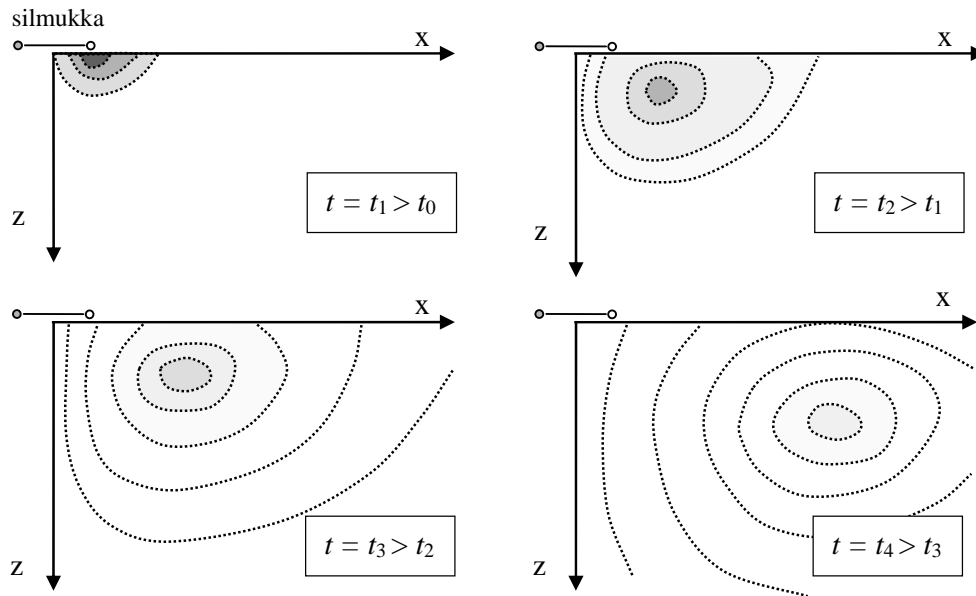
1. JOHDANTO

Geofysikaalisilla, aika-alueen sähkömagneettisilla (SM) luotauksilla tutkitaan maa- ja kallioperän sähkönjohtavuutta. Sähkönjohtavuus, σ , (tai ominaisvastus, $\rho = 1/\sigma$) on väliaineen ominaisuuksia kuvaava fysikaalinen suure, joka Ohmin lain ($\mathbf{J} = \sigma\mathbf{E}$) mukaisesti kuvaa sähkövirran tiheyden ulkoisen sähkökentän vaikutuksesta. Sähkönjohtavuus riippuu maa- ja kallioperän muodostavien materiaalien (mineraalien, veden, ilman) ominaisuuksista ja runsaussuhteista ja rakenteesta (kivilajit, huokoisuus, kyllästyneisyys, raekoko, liuskeisuus). Sähkönjohtavuusrakennetta tutkimalla saadaan epäsuoralla tavalla tietoa maan sisäisestä geologisesta rakenteesta. Erityisesti grafiittiset mustaliuskeet, savikivet ja sulfidit (kiisut) erottuvat hyvinä sähkön-johteina. Myös pohjaveden kyllästävä maaperä voi erottua ympäristöstään induktiivisten SM mittauksen perusteella.

Induktiivisista aika-alueen SM menetelmistä käytetään myös nimitystä SM pulssimenetelmät ja TEM-menetelmä (engl. time-domain EM). Niiden periaatteena on luoda äkillinen SM pulssi katkaisemalla maan pinnalla olevassa lähetinsilmukassa kulkeva tasavirta. Tämä primäärinen pulssi indusoi johtavaan maahan sähkövirtoja, joiden virrantiheys riippuu maan

sähkönjohtavuudesta. Välittömästi virran katkaisun jälkeen virrat sijaitsevat aivan lähetinsilmukan läheisyydessä. Saavuttaakseen tasapainotilan virrat etääntyvät (diffusoituvat) kauemmas maan sisään nopeudella, joka riippuu väliaineen sähkönjohtavuudesta. Mitä eristävämpi väliaine on, sitä nopeammin virrat etääntyvät. Mittaamalla maan sisälle syntyneiden sähkövirtojen aiheuttamaa sekundääristä SM kenttää sopivalla vastaanottimella eri paikoissa maan pinnalla saadaan tietoa sähkönjohtavuuden vaihteluista maan sisällä.

Hyödyllinen TEM-menetelmään liittyvä käsite on ns. savurengasefekti (Kuva 1). Tarkastellaan homogeenisen, johtavan maan päällä olevaa virtasilmukkaa. Välittömästi virran katkaisun jälkeen maan sisään indusoituneiden virtojen virrantiheyden maksimi on lähellä silmukkaa ja sen muoto vastaa silmukan muotoa. Ajan myötä virrat siirtyvät syvemmälle ja kauemmas lähetinsilmukasta, kuten ilmaan puhallettu savurengas. "Savurenkaan" läpimitta ja syvyys eri ajan hetkillä riippuvat sähkönjohtavuudesta. Korvaamalla virrantiheysjakauma kuvitteellisella virtasilmukalla, voidaan arvioida SM kentän käyttäytymistä maan pinnalla.



Kuva 1. Poikkileikkaus savurengasefektistä johtavan maan sisällä. Lähetinsilmukassa ajanhetkellä $t=t_0$ katkaistun virran aiheuttaman SM pulssin indusoimien sähkövirtojen diffuusio eri ajan hetkillä (positiivisen x-akselin puolella). Katkoviivat ja värisävyt kuvaavat virrantiheyden suhteellista voimakkuutta. Muokattu Nabighianin (1979) kuvasta.

2. TEM-FAST 48 HPC

TEM-Fast 48 HPC on pieni ja helppokäyttöinen mittauslaite, joka koostuu keskusyksiköstä, kämmenmikrosta (tai kannettavasta tietokoneesta), lähetinsilmukasta ja tarvittavista välikaapeleista (Kuva 2). Keskusyksikkö sisältää 12 V akun (2000 mAh), lähetinyksikön, jolla muodostetaan virtapulssi, kontrolliyksikön, jolla mittaus synkronoidaan tietokoneen kanssa, sekä mittausyksikön, joka sisältää ylijännitesuojauksen (HVP), tahdistus- integrointi- ja (analogisen) varastointiyksikön (DAS) sekä analogia-digitaalimuuntimen (ADC). Laitteen digitointi on 16-bittinen, jännitteen mittausalue on 10^{-6} –10 V ja käyttölämpötila on -20 – $+65^{\circ}\text{C}$. Lähettimen virran katkaisu on eksponentiaalisesti vaimeneva. Mitä isompi on

silmukka, sitä pitempi on virran nollautumiseen käytettävä aika. Mittauksissa käytetään yleensä neliön muotoista silmukkaa, jonka sivun pituus $L = 12,5, 25$ tai 50 m. (AEMR, 2007).



Kuva 2. TEM-Fast 48 HPC mittalaite lähetinkaapelien ja kämmenmikron kera (kuva: <http://www.aemr.net>).

TEM-Fast -laitteella tehtävissä mittauksissa käytetään yleensä yhden silmukan järjestelmää, jossa lähetintä käytetään myös vastaanottimena. Toisin kuin taajuusalueen menetelmissä tämä on mahdollista, koska varsinainen mittaus tehdään vasta, kun lähtetimen virta on katkaistu. Tämä on eräs suurimmista aika-alueen menetelmien eduista, sillä tällöin tuloksiin ei aiheudu primäärikentän vaihtelusta (kallistus- ja etäisyysvirheet) syntyvää virhettä.

TEM-Fast -laitteen vaste (S) on eri ajan hetkillä silmukalla mitattu jännite (U) normalisoituna lähtetimen virralla (I). Homogeenisen puoliavaruuden (johtavuus σ) päällä olevalle ympyrän muotoiselle silmukalle (neliösilukan pinta-alaa vastaava säde $a=L\pi^{-1/2}$), voidaan esittää analyttinen ratkaisu, joka on voimassa myöhäisillä ajanhetkillä, $t \gg \sigma\mu_0 a^2$ (AEMR, 2007)

$$S(t) = U(t) / I = \frac{n\sqrt{\pi}\mu_0^{5/2}\sigma^{3/2}a^4}{20 \cdot t^{5/2}} \quad (1)$$

missä n on silmukan kierrosten lukumäärä ja μ_0 on tyhjiön magneettinen permeabiliteetti. Yhtälöstä (1) voidaan johtaa vaihtoehtoinen TEM-Fast -vaste eli näennäinen ominaisvastus ajan funktiona (AEMR, 2007)

$$\rho_a(t) = \left[\frac{n^2 \pi \mu_0^5 a^4}{400 \cdot t^5 S^2} \right]^{1/3} \quad (2)$$

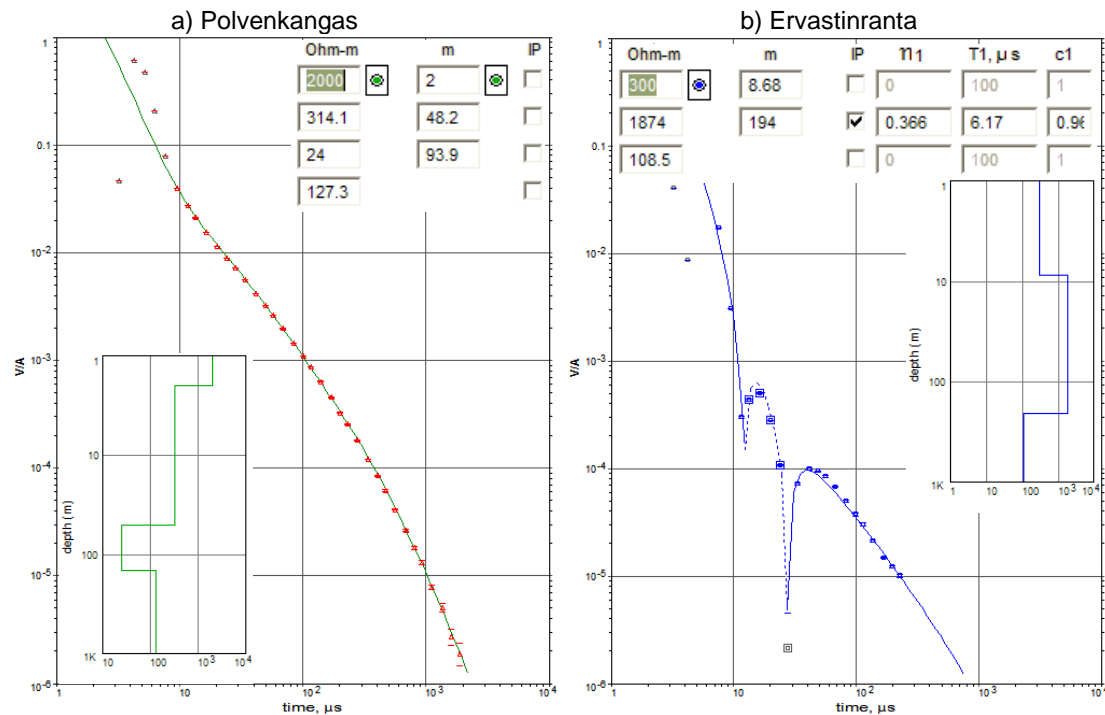
Näennäisen ominaisvastuksen avulla saadaan mielikuva maan johtavuusrakenteesta jo mittausten aikana. Mittausten aikana voidaan mittaushajelmalla tehdä myös johtavuus-syvyys-muunnos (CDT, engl. conductivity depth transform), jolla saadaan arvio johdekerrosten paksuuksista. Tarkempi syvyys- ja johtavuustulkinta edellyttää numeeristen tulkintamenetelmien käyttämistä.

TEM-Fast -laitteessa varsinainen jännitteen mittausta suoritetaan 48 aikakanavalla välillä 0.004–15.36 ms pulssin katkaisun alkamisesta. Koska maahan indusoituneiden virtojen diffuusionopeus riippuu maan sähkönjohtavuudesta, niin johtavan maan yllä mitataan suurempi jännite pitempään kuin eristävissä maassa, jossa virrat nopeasti etäännyvät niin kauas, että niiden aiheuttama sekundäärinen kenttä ei ole enää mitattavissa geometrisen vaimenemisen vuoksi.

Signaali-kohina -suhdetta voidaan parantaa pinoamalla eli laskemalla keskiarvo useasta peräkkäisestä mittauksesta tai käyttämällä isompaa lähetinvirtaa tai isompaa lähetinsilmukkaa. Silmukan koko 50×50 m² riittää n. 100–200 m syvyyssulottuvuuteen riippuen ympäristön sähkönjohtavuudesta.

3. ESIMERKKEJÄ

Kuvassa 3 on esitetty kaksi TEM-luotausta ja niiden TEM-Researcher -ohjelmalla (AEMR, 2005) tehdyt tulkinnat. Tyrnävän Polvenkankaan aineiston tulkinnassa (Kuva 3a) on käytetty hyödyksi (DC) maavastusluotausta siten, että kuivaa hiekkamaata kuvaavan ylimmän kerroksen ominaisvastus ja paksuus ovat olleet optimoinnissa kiinnitettyinä. Irtomaan ja alla olevan johtavan savikiven rajapinta paikannetaan noin 50 metrin syvyyteen. Ilman maavastusluotausta johtavuusmallia ei voitaisi rakentaa maan pinnasta lähtien, sillä TEM-menetelmä on epäherkkä eristekerroksille. Luotettavin tulkintatulos saavutettaisiin TEM- ja DC-luotausten samanaikaisella yhteistulkinnalla (engl. joint inversion).



Kuva 3. Kaksi esimerkkiä TEM-Fast -mittaustulosten (symbolit) kerrosmallitulkinnasta (yhtenäiset viivat): a) paksun maapeitteen tapaus ja b) resistiivisessä ympäristössä ilmenevän IP-efektin (negatiivinen vaste) tapaus. Kuvissa on esitetty myös ominaisvastus-syvyys -käyrät sekä kerrosten ominaisvastus, paksuus ja b)-kuvassa Cole-Cole -mallin parametrit.

Polvenkankalla pystyttiin mittaamaan luotettavasti kaikki 48 aikakanavaa, koska alla oleva Muhos-muodostuman savikivi on hyvä sähkönjohde. Mittauksessa saadaan indikaatio savikiven alla olevasta resistiivisemmästä pohjasta ja luotauksesta pystytään tulkitsemaan savikiven pohja noin 150 metrin syvyydestä.

Haukiputaan Ervastinrannassa maapeitteen alla on Kiimingin liuskealueen resistiivisiä metasedimenttejä. Tämän vuoksi TEM-vaste on noin dekadin pienempi kuin Polvenkankalla eikä kaikkia aikakanavia ole voitu mitata (Kuva 3b). Teoreettisesti voidaan osoittaa, että pelkästään sähkönjohtavuuden muutoksista aiheutuva TEM-vaste on yhden silmukan järjestelmässä aina positiivinen. Kuvassa havaitaan kuitenkin etumerkin vaihtuminen välillä 10–50 μ s. Etumerkin vaihtuminen tarkoittaa sekundäärisen kentän suunnan kääntymistä, mikä tarkoittaa maassa olevien virtojen kääntymistä vastakkaiseen suuntaan. Tätä ilmiötä voidaan selittää indusoidun polarisaation (IP) avulla. Indusoitu polarisaatio aiheutuu materiaalissa olevien sähkökemiallisten polarisaatiovarausten vapautumisesta. Voimakas IP-efekti liittyy mm. savikerrokseen ja pirotteisena esiintyviin kiisuihin.

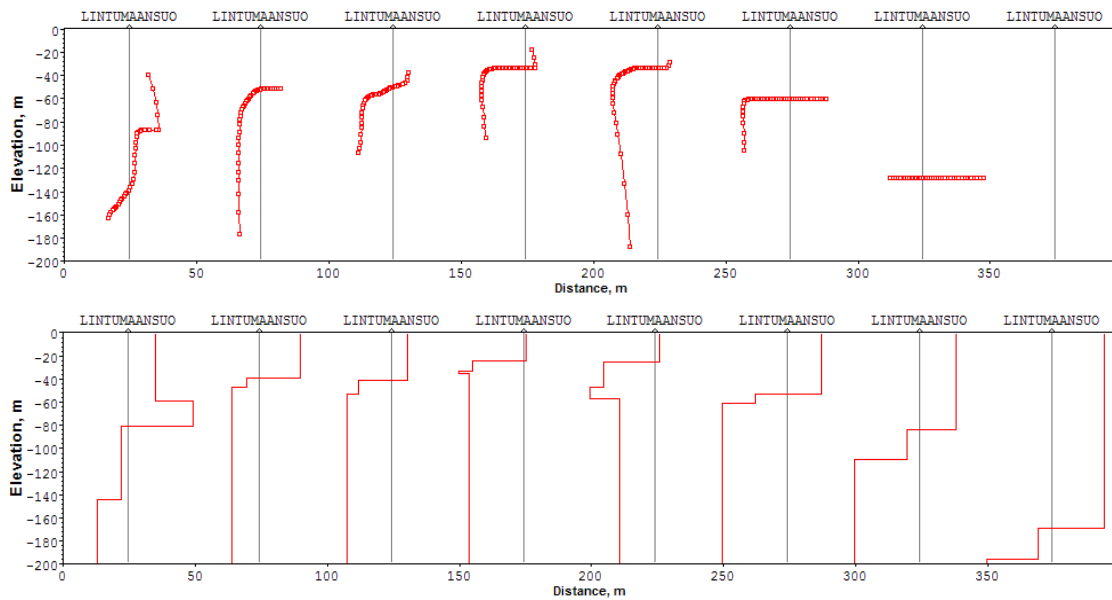
TEM-Researcher ohjelmassa IP-efektiä mallinnetaan tekemällä ominaisvastuksesta taajuudesta (ajasta) riippuva niin sanotun Cole-Cole -mallin avulla (AEMR, 2005)

$$\rho_a(i\omega) = \rho_0 \left(1 - \eta \frac{(i\omega\tau)^c}{1 + (i\omega\tau)^c} \right) \quad (3)$$

Yhtälössä ρ_0 on taajuudesta ($\omega=2\pi/t$) riippumaton ominaisvastus, η on varautuvuus ($0 < \eta < 1$), c on taajuustekijä ($0 < c < 2$) ja τ on aikavakio. Kuvan 3 tapauksessa Cole-Cole -mallia on käytetty toisen kerroksen kuvaamiseen, millä tulkitaan olevan yhteys kallion liuskeisuuteen ja mineraalikoostumukseen. Cole-Cole -mallin käyttö SM mittausten tulkinnessa on toistaiseksi ollut melko harvinaista. Siksi tarvittaisiin lisää tietoa siitä, miten mallin parametrit (η , c , τ) liittyvät väliaineen todellisiin fysikaalisiin ominaisuuksiin. Luotauspisteessä saatiin IP-vaste myös maavastusluotausmenetelmällä tehdyssä luotauksessa. Tämä antaa aihetta olettaa, että maavastusluotauksen ja TEM-luotauksen yhteistulkinnassa tulisi pyrkiä huomioimaan myös varautuvuus.

Kuva 4 esittää johtavuus-syvyys -muunnoksesta (CDT) ja kerrosmallitulkinnessa saatuja ominaisvastus-syvyys -käyriä pitkin lyhyttä TEM-mittausprofiilia Haukiputaan Lintumaansuontieltä. Kuvasta nähdään, että parhaimmillaan nopea CDT kuvaa samanlaisia piirteitä kuin varsinainen kerrosmallitulkinntakin. On kuitenkin muistettava, että CDT:llä ei pystytä mallintamaan oikein IP-efektin aiheuttamia negatiivisia vasteita.

Kuvan 4 mittauslinja kulkee yli tunnetun mustaliuskevyöhykkeen, johon liittyy magneetti-kiisuista aiheutuva magneettinen anomalia. Aiempien magneetikenttämittausten ja sähköisten profiloimittauksien perusteella kyseessä on kaksi erillistä muutaman kymmenen metrin levyistä muodostumaa. Johtuen mittauksissa käytetyn silmukan suuresta koosta ($50 \times 50 \text{ m}^2$) ei TEM-luotauksista voida erottaa vierekkäisiä johteita ilman muuta geofysikaalista tietoa. Lisäksi linjan lopussa (>250 m) on todennäköistä, että syvälle tulkittu johde aiheutuu itse asiassa linjan keskellä olevasta johteesta. Näiden 2-D/3-D sivuefektien korjaamiseen tarvitaan 2-D mallinnus- ja tulkintaohjelmaa. Jotta tulkinnassa päästäisiin parempaan tarkkuuteen, tulisi apuna käyttää esimerkiksi VLF-R profilointia.



Kuva 4. Lintumaansuontien aineiston CDT ominaisvastus (yllä) ja kerrosmallitulkinta (alla). Käyrät esittävät logaritmista ominaisvastusta syvyyden funktiona (pysty perusviiva 100 Ω m).

4. LOPUKSI

Kokemukset aika-alueen SM pulssimenetelmistä Oulun yliopiston TEM-Fast 48 HPC mitta-laitteella ovat olleet innostavia. Menetelmä toimii hyvin johtavassa ympäristössä ja soveltuu esimerkiksi maapeitteiden paksuuden arvioimiseen alueilla, joilla muiden menetelmien syvyyssulottuvuus ei ole riittävä. Tarkemmissa alueellisissa tutkimuksissa olisi välttämätöntä käyttää kaksikulotteista tulkintamallia kerrosmallin asemesta. Tulkinnan luotettavuuden kannalta olisi tärkeää käyttää apuna muita geofysiikan menetelmiä, kuten maavastusluotauksia ja VLF-R mittauksia. Luotettavin tulkintatulos saavutettaisiin saman-aikaista yhteistulkintaa ja 2D mallia käyttämällä. Indusoidun polarisaation merkitystä TEM-vasteessa on aihetta tutkia lisää.

LÄHTEET

AEMR Instruments, 2005. TEM-Researcher manual (version 7). AEMR.

AEMR Instruments, 2007. TEM-Fast 48 manual (version 7.3). AEMR.

Nabighian M.N., 1979. Quasi-static transient response of a conducting half-space - An approximate representation. *Geophysics*, 40, 1700-1705.

Polaaritutkimuksen kansallinen komitea, kansainvälinen polaarivuosi ja Suomen etelämannertutkimus

Markku Poutanen

Polaaritutkimuksen kansallisen komitean puheenjohtaja
Geodeettinen laitos, Markku.Poutanen@fgi.fi

Abstract

We give a short overview on the Finnish National Committee on Arctic and Antarctic Research, the International Polar Year (IPY), and the recent advancement on the Finnish Antarctic Research.

SUOMEN POLAARITUTKIMUKSEN KANSALLINEN KOMITEA

Polaaritutkimuksen kansallinen komitea toimii polaaritutkimuksen kansallisena yhdyssiteenä tutkimuslaitosten ja yliopistojen välillä sekä suomalaisen polaaritutkimuksen virallisena kontaktina kansainvälisiin järjestöihin. Komiteassa on edustajat polaaritutkimusta tekevästä laitoksista ja yliopistoista. Kansallisten komiteoiden toiminta ja niille myönnettyjen määrärahojen jako sekä Suomen kansainvälisten jäsenyyksien jäsenmaksut on koordinoitu Suomen Tiedeakatemiain valtuuskunnan kautta.

Polaaritutkimuksen kansallinen komitea on YK:n alaisen Kansainvälisen tieteellisten unionien neuvoston ICSU:n jäsen, etelämannertutkimuksen tieteellisen komitean SCARin kansallinen edustaja sekä polaarivuoden kansainvälisen organisaation Suomen edustaja. Esimerkiksi SCARin toiminnassa ja sitä kautta etelämannertutkimuksen koordinoinnissa sekä SCARin pysyvissä tieteellisissä toimikunnissa Suomea edustaa polaaritutkimuksen kansallisen komitean nimeämät edustajat.

Komitea on toiminut yhteistyössä sekä opetusministeriön Etelämannertutkimuksen koordinaatioryhmän että kauppa- ja teollisuusministeriön Pohjoisen tutkimuksen neuvottelukunnan kanssa. Uusi Etelämannertutkimuksen koordinaatioryhmä on nimitetty vuoden 2007 alkupuolella ja kansallisen komitean puheenjohtaja on ko. koordinaatioryhmän jäsen. Sen sijaan uutta Pohjoisen tutkimuksen neuvottelukuntaa ei ole asetettu. Ulkoministeriön kanssa on valmisteltu molempia polaarialueita koskevia kansainvälisiä asioita, mm. osallistumista etelämannertutkimuksesta käsitteleviin kokouksiin (ATCM). Komitean työ tukee myös EU:n Pohjoisen ulottuvuuden toimintaohjelmaa.

KANSAINVÄLINEN POLAARIVUOSI, IPY

Vuosina 2007-2008 vietetään Kansainvälistä polaarivuotta (International Polar Year, IPY). Edellisestä kansainvälisestä geofysiikan vuodesta 1957-1958 on kulunut 50 vuotta ja 125 vuotta ensimmäisestä kansainvälisestä polaarivuodesta. Teemavuosi on järjestyksessään neljäs, sillä toinen polaarivuosi järjestettiin vuosina 1932-1933. Aikaisempien polaarivuosien aikana saatiin merkittäviä uusia tuloksia napa-alueiden tutkimuksista ja geotieteiden alalla.

Kansainvälisen polaarivuoden valmistelu on ollut keskeinen asia sekä kansainvälisessä että kansallisessa polaaritoiminnassa. Koordinoinnin päävastuu on ICSU:lla ja WMO:lla (World Meteorological Organization). Kansainvälinen IPY-kotisivu on osoitteessa www.ipy.org. Polaaritutkimuksen kansallinen komitea koordinoi ja vastaa Suomessa IPY-vuoden valmisteluista. Suomen sihteeristön tehtäviä hoitavat Thule-instituutti ja Arktinen keskus, joiden kautta käytännön tehtävät on kanavoitu. Sihteeristö ylläpitää Suomen virallisia IPY-sivuja osoitteessa www.ipy-finland.fi. Sihteeristölle toivotaan ilmoitettavan kaikki ne IPY-hankkeet ja aktiviteetit joissa suomalaisia on mukana.

Polaarivuoden tavoitteita ovat:

- tutkia uusia kohteita molemmilla maapallon napa-alueilla,
- syventää tietämystä napa-alueiden tapahtumaketjuista sekä niiden globaaleista kytkennöistä,
- parantaa edellytyksiä tutkia muutoksia napa-alueilla tulevaisuudessakin,
- kasvattaa uusi sukupolvi napa-alueiden tutkijoita ja insinöörejä,
- kiinnittää suuren yleisön ja päätöksentekijöiden huomio napa-alueisiin ja niiden tilaan.

Kansainväliseksi IPY-hankkeiksi on hyväksytty yli 200 ehdotusta, joissa on mukana yli 50 000 tutkijaa ja muuta henkilökuntaa 63 maasta, joten kyseessä lienee historian laajin kansainvälinen tutkimushanke. Useat suomalaiset yliopistot ja tutkimuslaitokset osallistuvat polaarivuoden tieteellisiin hankkeisiin joko nykyisten tutkimushankkeiden tai uusien aloitteiden kautta. Suomalaiset tutkijat ovat päähakijana vain muutamassa IPY-hankkeessa, mutta mukana lähes sadassa muussa hankkeessa.

Kansainvälinen polaarivuosi käynnistyi virallisesti maaliskuun ensimmäisenä päivänä 2007. Suomen IPY-avausseminaari järjestettiin Lapin yliopiston Arktisessa keskuksessa Rovaniemellä. Tapahtumassa eri tutkimuslaitokset esittelivät IPY-hankkeitaan ja polaaritutkimusta. Polaaritutkimuksen kansallisen komitean puheenjohtaja esitti komitean tervehdyksen.

SUOMEN ETELÄMANNERTUTKIMUKSEN EVALUOINTI

Suomen etelämännertutkimusta rahoittavat Suomen Akatemia sekä tutkimukseen osallistuvat tutkimuslaitokset. Tutkimuksen logistiikkapalveluista huolehtii Merentutkimuslaitokseen sijoitettu Etelämanner-logistiikka Finnarp. Tutkimustoimintaan liittyviä järjestelyjä koordinoi opetusministeriön asettama eri hallinnonaloja sekä tutkimusyhteisöjä edustava koordinaatio-ryhmä. Polaaritutkimuksen kansallinen komitea on kansallisen tutkimuksen yhdysiteenä ja Suomen edustajana SCAR:ssa.

Suomen Akatemia järjesti Suomen etelämannertutkimuksen kansainvälisen arvioinnin vuonna 2006. Arviointiraportti on julkaistu Suomen Akatemian julkaisusarjassa 13/06. Asiantuntijaryhmä totesi, että osa tutkimuksesta on ollut menestyksestä mutta tutkimuksen tuloksellisuus jää yleisesti ottaen sekä keskimääräisen kansainvälisen tason että Suomen Akatemian rahoittaman tutkimuksen tason alapuolelle.

Asiantuntijaryhmä ehdotti että etelämannertutkimusta suunniteltaisiin ja koordinoitaisiin enemmän tutkimuksellisista tavoitteista lähtien. Suomen etelämannertutkimus integroituu heikosti kansainvälisen tutkimuksen kenttään. Useimmat tutkimusryhmät ovat pieniä ja ryhmien välinen yhteistyö on vähäistä jolloin ns. kriittistä massaa ei useinkaan saavuteta. Asiantuntijaryhmä kehotti selvittämään, voitaisiinko asiaan vaikuttaa tutkimus- ja rahoituspoliittisilla ratkaisuilla ja ehdotti, että tutkimuksen koordinoinnissa pyrittäisiin aktiivisemmin edistämään kansainvälistä ja kansallista yhteistyötä.

Asiantuntijaryhmä suositteli panostamista sellaisiin vahvoihin aloihin, joissa Suomella on mahdollisuus merkittäväällä tavalla edistää kansainvälistä tutkimusta. Kerätyt pitkän aikavälin havaintosarjat todettiin merkittäviksi ja niitä suositeltiin jatkettavaksi. Yleisesti kaivattiin tutkimusryhmiltä selkeämpää näkemystä siitä, mihin tieteellisiin ongelmiin tutkimuksella viime kädessä pyritään vastaamaan.

Evaluoinnin tuloksista on keskusteltu Kansallisen komitean kokouksissa ja opetusministeriön asetettava koordinaatioryhmä ottaa myös kantaa esitettyihin johtopäätöksiin. Yhteistyötä sekä kansallisten toimijoiden välillä että kansainvälisissä projekteissa toivotaan lisättävän. Polaaritutkimuksen kansallinen komitea pyrkii vastaamaan myös näihin haasteisiin.

DynaQlim – Upper Mantle Dynamics and Quaternary Climate in Cratonic Areas

Markku Poutanen¹ ja DynaQlim-työryhmä²

¹Finnish Geodetic Institute; Markku.Poutanen@fgi.fi

²See Acknowledgements

Abstract

We propose an inter-disciplinary project for studying the relations between the glacial isostatic adjustment (GIA), upper mantle dynamics and Quaternary climate. Our aim is to start an ILP-driven (International Lithosphere Program) inter-disciplinary project aiming at integrating the existing data and models on GIA processes extending from geological and geodetic observations.

The proposed ILP-project is planned as a tool for bringing together people specialized in various experimental and theoretical fields relevant to the GIA studies, namely Quaternary climate and glaciation history, post-glacial uplift and contemporary movements, ice-sheets dynamics and glaciology, post-glacial faulting, rock rheology, mantle xenoliths, past and present thermal regime of the lithosphere, seismic structure of the lithosphere, and potential fields. An important aspect is to construct and improve coupled models of glaciation and land-uplift history, using both forward and inverse modelling.

The broad aim of the DynaQlim project is to understand the relations between the upper mantle dynamics, mantle composition, physical properties, temperature and rheology, to study the Glacial Isostatic Adjustment and ice thickness models, Quaternary climate variations and Weichselian (Laurentian and other) glaciations during the late Quaternary. In spite of long and accurate time series and extensive data sets on GIA, there still exist many open questions in related upper mantle dynamics and composition, rebound mechanism and uplift models, as well as ice thickness during the late Quaternary, and the Quaternary climate in general.

Recent advances in studies of the glacial history of the northern Europe and Eurasia have significantly improved our understanding of the glaciation and deglaciation histories during the Weichselian and Holocene epochs during the past 100 ka. On the other hand, capacity for numerical modelling of land uplift processes has provided a much better understanding of the GIA processes. Further, quickly developing numerical modelling of glaciations has opened a new view to the processes involved as well as their mutual couplings. Inversion of deep temperature data in boreholes provide a direct access to ground temperature histories during glaciation times. Kimberlite-hosted crustal and mantle xenoliths have yielded direct information on the composition and petrophysical properties of the lithosphere and asthenosphere at depths where the GIA takes place.

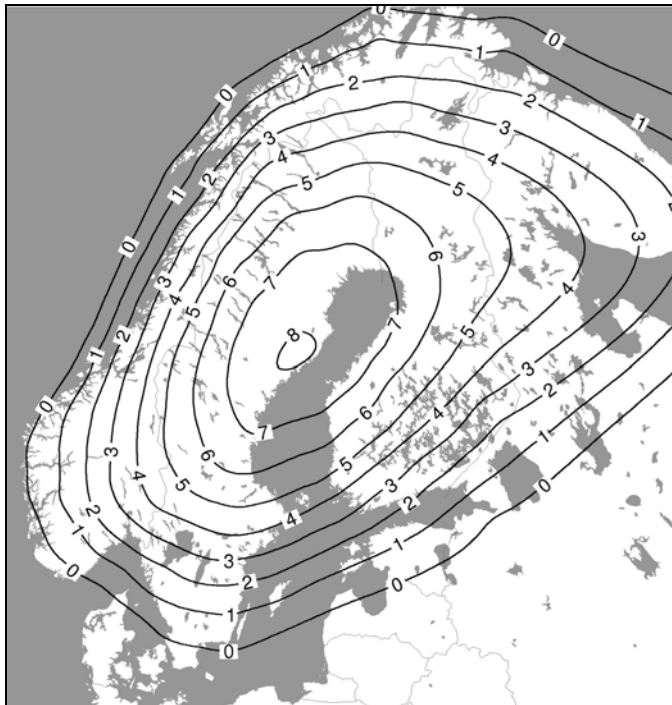
1 JOHDANTO

Litosfääri 2004 -kokouksessa Turussa Ilmo Kukkonen esitti ajatuksen ylävaipan dynamiikkaa ja kvartaari-ilmastoa tutkivasta monitieteellisestä projektistä. Hanketta suunniteltiin sen jälkeen kansallisessa litosfäärikomiteassa. Valmistelut kansainvälisen tutkimusryhmän kokoamiseksi ja hankeluonnoksen tekemiseksi aloitettiin ja suunnitelma päätettiin esittää Kansainvälisen Litosfääriprojektin (ILP) hankkeeksi (Poutanen *et al.*, 2006).

Huhtikuussa 2007 järjestettiin Euroopan Geofysiikan Unionin (EGU) kokouksessa Wienissä sessio GD09 *Ice-Mass Fluctuations and the Dynamical Responses of the Solid Earth*. Sessiossa pidettiin esitelmä Poutanen, M., Gregersen, S., Kukkonen, I.T., Scherneck, H.-G.: *Initiation of a project in the International Lithosphere Program (ILP): Upper mantle dynamics and quaternary climate in cratonic areas* (Poutanen *et al.*, 2007a). Session jälkeiseen työryhmäpalaveriin otti osaa yli kymmenen tutkijaa. Kokouksessa päätettiin projektisuunnitelman laatimisesta ja lähettämisestä Kansainväliseen litosfääriprojektiin kevään 2007 aikana.

2 PROJEKTISUUNNITELMA

DynaQlim-projektin tavoitteina on ymmärtää nykyistä paremmin ylävaipan dynamiikan, koostumuksen, fysikaalisten ominaisuuksien, lämpötilan ja reologian välistä yhteyttä, sekä tutkia jäämällien, kvartaari-ilmaston ja maannousun riippuvuutta. Tarkoituksena on koota alalta jo tehdyt tutkimukset ja tutkijat yhteiseen projektiin, jotta eri alueilla kootut tiedot voidaan yhdistää kokonaisvaltaisesti. Tutkimus keskittyy suurelta osin Fennoskandian alueeseen ja sen maannousuun (kuva 1), mutta projekti on kansainvälinen ja myös muut jäätiköityneet alueet ovat tutkimuksen kohteina. Pohjois-Eurooppa ja Venäjä ovat mielenkiintoisia kohteita siksi, että näiltä alueilta on saatavissa monipuolista viimeaikaista tutkimusaineistoa.

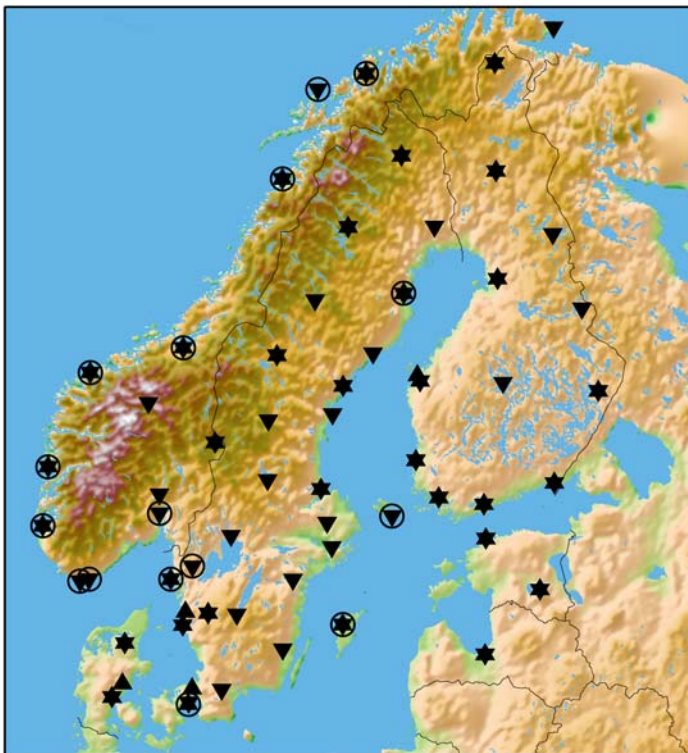


Kuva 1: Pohjoismainen maannousumalli NKG2005LU, jossa on käytetty sekä geodeettisia havaintoainekasrjoja että geofysikaalista mallia (Ågren ja Svensson, 2006; Vestøl, 2005).

Eräs keskeisistä havaintoaineistoista on maannousun ja siihen liittyvän painovoimamuutoksen välinen yhteys. Nykyiset painovoimamuutokset ja 3-D maankuoren liikkeet voidaan havaita geodeettisin mittauksin ja havaintoverkoin. Osa havainnoista on paikallisia tai alueellisia (mm. toistetut tarkkavaaitukset, alueelliset pysyvät GPS-verkot, absoluuttipainovoimamittaukset). Toisaalta globaalit havainnot muodostavat tutkimuksen rungon. Näitä ovat mm. painovoimasatelliittien tuottama aineisto ja koordinaattijärjestelmien ylläpitoa varten tarvittavat havainnot. Koordinaattijärjestelmien on oltava stabiileita vuosikymmenten mittaisina ajanjaksoina kertaluokkaa tarkemmin kuin tässä tutkittavien ilmiöiden aiheuttamat maankuoren liikkeet. Toistaiseksi tähän stabiilisuuteen ei päästä. Geodesian vastaus haasteeseen on Kansainvälisen geodeettisen assosiaation globaali geodeettinen havaintojärjestelmä (GGOS, Global Geodetic Observing System), jonka pohjoismaisen sovelluksena on Nordic Geodetic Observing System (NGOS), kuva 2 (Poutanen *et al.*, 2007b).

Geodeettisten havaintoaineistojen lisäksi meillä on valtava määrä muita havaintoaineistoja ja malleja. Näitä ovat mm. seismiset aineistot, geotermiset mittaukset, kimberliiteistä peräisin olevat ylävaipan xenoliittit, ylävaipan termiset ja petrologiset mallit, jäämallit, paleoilmastomallit, muinaisrantojen ajoitustiedot ja muut jäätiköitymisen kulusta kertovat aineistot.

Pitkistä ja kattavista havainnoista ja aikasarjoista huolimatta jäätiköitymisen jälkeisen isostasian ymmärtämisessä on edelleen useita avoimia kysymyksiä. Nämä liittyvät mm. ylävaipan koostumukseen ja dynamiikkaan, maannousun mekanismiin ja maannousumalleihin, viime jääkauden aikaiseen jäätikön paksuuteen ja yleisemmin jää- ja ilmastomalleihin. Fennoskandian kilven ilmeiseen isostaattiseen epätasapainoon on myös etsittävä selitystä. Onko kaikki havaittu maannousu peräisin viimeisen jäätiköitymisen aiheuttaman painumisen palautumisesta, vai onko mukana huomattavasti vanhempaa perua olevaa palautumista.



Kuva 2. Fennoskandian alueen NGOS-suunnitelma. Absoluuttipainovoiman (kolmiot), pysyvien GPS-asemien (kärjellään olevat kolmiot) ja mareografien (ympyrät) muodostamaa verkkoa käytetään mm. Fennoskandian maannousun tutkimiseen. (Poutanen *et al.*, 2007b)

3 DynaQlim-HANKKEEN SUUNNITTELUUN OSALLISTUNEET

Hankkeen suunnittelussa on ollut mukana useita tutkijoita ja monet muut ovat ilmaisseet kiinnostuksensa osallistua hankkeeseen. Oheinen lista ei ole täydellinen, pahoittelen mikäli jonkun asiaan vaikuttaneen nimi on jäänyt listalta pois. Kiitokset kaikille osallistujille.

Markku Poutanen, Ilmo Kukkonen, Søren Gregersen, Hans-Georg Scherneck, Glenn Milne ja Annakaisa Korja ovat eniten olleet mukana suunnitelmaluonnoksen alkuvaiheen valmistelussa. Muita projektiin jo lupautuneita, suunnittelukokouksiin osallistuneita tai kiinnostuksensa ilmaisseita ovat Hans de Bresser, Jim Davis, Martyn Drury, Pirjo-Leena Forsström, Pekka Heikkinen, Volker Klemann, Toivo Korja, Elena Kozlovskaya, Juha-Pekka Lunkka, Jaakko Mäkinen, Jürgen Müller, Ove Omang, Bjørn R. Pettersen, Hugo Schotman, Martin Vermeer, Bert Vermeersen, Jojanneke van der Wal, Roderik van de Wal, Pippa Whitehouse, Detlef Wolf. Ryhmä kasvaa edelleen.

LÄHTEET

- Poutanen, M., S. Gregersen, I.T. Kukkonen, H.-G. Scherneck, 2007a. Initiation of a project in the International Lithosphere Program (ILP): Upper mantle dynamics and quaternary climate in cratonic areas. *Esitelmä ja abstrakti Euroopan Geofysiikan Unionin kokouksessa Wienissä 16.-20.4. 2007.*
- Poutanen M., P. Knudsen, M. Lilje, T. Nørbech, H.- P. Plag, H.-G. Scherneck, 2007b. The Nordic Geodetic Observing System (NGOS). *Proceedings of the IAG Dynamic Planet Symposium*, Cairns 2005, IAG symposium vol. **130**, p. 749-756. Springer Verlag,
- Poutanen M. and the National Lithosphere Committee, 2006. Upper mantle dynamics and Quaternary climate in cratonic areas: A proposal for an ILP project. *Fourth Symposium on the structure, composition and evolution of the Lithosphere in Finland* (Ed. I.T. Kukkonen, O. Eklund, A. Korja, T. Korja, L.J. Pesonen, M. Poutanen). Geological Survey of Finland, Espoo. 155-156.
- Vestøl O., 2005. Land uplift model, Documentation – An empirical model based on levelling, tide gauges and GPS-rates, January 2005.
- Ågren J., Svensson R., 2006. Postglacial land uplift model for the computation of the third precise levelling of Sweden. *Manuscript, submitted for publication.*

Valamon saaren n. 1,46 miljardia vuotta vanhan kerrosmyötäisen juonen paleomagnetismi ja sen merkitys supermanner Hudsonlandin mallintamiseen

J. Salminen¹ ja L.J. Pesonen¹

¹ Helsingin yliopisto, Fysikaalisten tieteiden laitos, Geofysiikan osasto
johanna.m.salminen@helsinki.fi

Abstract

A paleomagnetic study of the Valaam monzodioritic sill (U-Pb age 1458 ± 4/-3 Ma) was undertaken in an attempt to provide a new well dated paleomagnetic pole for Baltica and to test the proposed joint drift history of Baltica and Laurentia from 1.83 Ga to ca. 1.26 Ga. Two components of natural remanent magnetization (NRM) were isolated in the sill with alternating field and thermal treatments. The first one is a low coercivity component of viscous origin with the direction similar to that of the present Earth's field at the sampling site. The second one (component A) with a high unblocking temperature/coercivity has been interpreted to be of primary origin. This component provides a new well dated (1458 Ma) pole for Baltica. The result supports the idea that Baltica and Laurentia drifted together during the interval from 1.76 to 1.26 Ga forming the core of the supercontinent Hudsonland.

1. JOHDANTO

Geologisen historian kuluessa kilpialueet, kuten Baltican (= Fennoskandia, Sarmatia ja Volgo-Uralia) kilpi, ovat muodostaneet ns. supermantereita. Supermantereiden muodostumisella ja hajoamisella on ollut huomattavia vaikutuksia maapallon biologiaan ja geologiaan, joista esimerkkeinä elämän monipuolistuminen, uniikit paleo- ja mesoproterotsooiset ilmasto-olosuhteet useine jäätiköitymisineen, globaalit muutokset valtamerien kemiassa ja pitkäikäiset vaipan konvektiovirtaukset, jotka synnyttivät pluumeja ja laajoja magmaprovinseja (e.g. Condie, 2004; Karlström et al., 2001; Meert, 2002; Pesonen et al., 2003; Rogers and Santosh, 2002; Zhao et al., 2004). Geologiset ja paleomagneettiset todisteet tukevat vahvasti kolmen nuorimman supermannerkokoontumisen (Rodinia n. 1050 – 750, Gondwana n. 550 – 400 ja Pangea n. 350 – 165 miljoonaa vuotta) olemassaoloa (Pesonen et al., 2003). Näitä vanhempien supermantereiden olemassaolon tutkimisen tekee hankalaksi kivimuodostumien geologisen iän kasvu, paleomagneettisen aineiston puuttuminen ja ajoitusongelmat. Kuitenkin useat kratonit osoittavat todisteita joko törmäyksistä tai yhteen kasvusta 2,1 – 1,8 miljardia vuotta sitten. Tämä on saanut monet tutkijat ehdottamaan mesoproterotsooisen supermanner Hudsonlandin (tunnettu myös nimillä Columbia ja Nuna) olemassaoloa (esim. Condie, 2004; Meert, 2002; Pesonen et al., 2003; Rogers and Santosh, 2002; Zhao et al., 2004).

Hudsonlandin kokoonpanosta ja elinkaaresta on esitetty erilaisia malleja (esim. Karlström et al., 2001; Meert, 2002; Pesonen et al., 2003 ja Zhao, 2004). Esimerkiksi Pesonen et al (2003) esittivät, että Baltica ja Laurentia (Pohjois-Amerikka ja Grönlanti) jakavat yhteisen 600 miljoonaa vuotta kestäneen historian (n. 1,83 – 1,27 miljardia vuotta sitten) muodostaen supermanner Hudsonlandin ytimen. Ajallinen ja koostumuksellinen anorogeeninen magmatismi läntisessä Balticassa ja itäisessä Laurentiassa tukevat tätä oletusta (esim. Åhäll and Connelly, 1998).

Olemme tutkineet Fennoscandian kilven itäosassa, Venäjällä, keskellä Laatokkaa sijaitsevan Valamon saaren montsodioriittisen kerrosmyötäisen juonen paleomagnetismia. Kerrosmyötäinen juoni on ajoitettu U-Pb - menetelmällä 1459 ± 3 ja 1457 ± 2 Ma miljoonaa vuotta vanhaksi (Rämö et al., 2001; 2005). Laurentiassa olevien saman ikäisten muodostumien (St. Francois Mnt ja Belt superryhmä), paleomagnetismin avulla tarkastelemme tarkemmin supermanner Hudsonlandin ytimen muodostaneen kaksikon elinkaarta (Meert and Stuckey, 2002).

2. GEOLOGIA JA NÄYTTEENOTTO

Fennoskandian kilven koillinen osa koostuu arkeisista kivistä, jotka ulottuvat etelään noin 100 km Laatokasta. Keskiosa kilvestä koostuu paleoproterotsooisista kivistä (Gorbatshev ja Bogdanova, 1993; Vaasjoki et al., 2005). Svekofenninen orogenia muokkasi kilpeä n. 1,9 – 1,8 miljardia vuotta sitten. Viimeisempiä kuorta pääasiassa muokanneita geologisia tapahtumia olivat rapakivigraniittien (n. 1,67 – 1,54 miljardia vuotta) ja niihin liittyvien mafisten kappaleiden ja tholeiittisten juoniparviin muodostuminen (Rämö et al., 2001; 2005). Karjalassa kyseiset kivet ovat paljastuneena Valmon saarella ja Laatokan koillis- ja itärannalla.

Valamon kerrosmyötäisen juonen U-Pb – ikä antaa ymmärtää, että se muodostui 70 - 100 miljoonaa vuotta Laatokka-Salmi rapakivigraniittien muodostumisen jälkeen (Rämö et al., 2001; 2005). Näin ollen se liittyy keskiproterotsooiseen (1,67 – 1,46 miljardia vuotta) anorogeeniseen magmaattiseen aktiivisuuteen, joka muodosti idässä Etelä-Suomesta Venäjän Karjalaan ja lännessä Keski-Ruotsiin (esim. Tuna juonet, Söderlund et al., 2005) ulottuvan provinssin (Rämö and Haapala, 2005).

Yhteensä 46 suunnattua montsodioriitti- ja syeniittinäytettä otettiin kesinä 2003 ja 2004.

3. MITTAUKSET

Näytteet valmistettiin ja mitattiin Helsingin yliopiston kiinteän maan geofysiikan laboratoriossa. Näytteiden petrofysiikka, paleomagnetismi (vaihtovirta ja terminen demagnetointi) ja kivimagnetismi (Curie-pisteet, hysteresisominaisuudet, susceptibiliteetin anisotropia) mitattiin. Joidenkin näytteiden mineralogialla tutkittiin myös käyttäen geologian tutkimuskeskuksen skannauselektronimikroskooppia (SEM).

4. TULOKSET JA KESKUSTELU

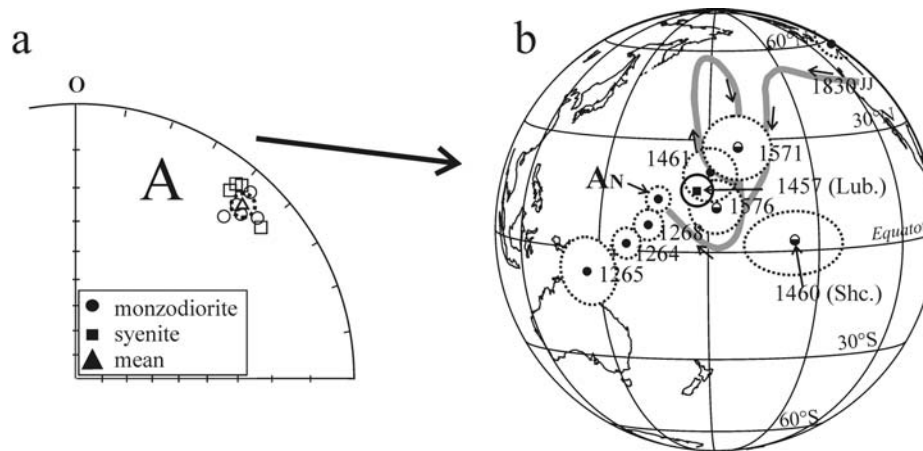
Koska montsodioriittien ja syeniittien kemiallinen ja mineraloginen koostumus poikkeavat toisistaan, myös niiden petrofysikaaliset ominaisuudet poikkeavat toisistaan. Kuitenkin

kummakin ryhmän sisällä vaihtelu on pientä, mikä merkitsee sitä, että jähmettyessään magmat olivat homogeenisia.

Sekä monzodioriitti- että syeniittinäytteistä erotetaan kaksi remanentin magnetoituman komponenttia: i) viskoosi matalan koersiivisuuden komponentti ja ii) korkean koersiivisuuden ja korkean lämpötilan komponentti (A-komponentti, Kuva 1 a). Ensimmäisen tulkitaan syntyneen nykyisen magneettikentän vaikutuksesta ja toisen tulkitaan olevan alkuperäinen kerrosintruusion syntyhetken magneettikentän rekisteröinti. Joissakin näytteissä nähdään myös kolmas, keksitason koersiivisuuden komponentti, jonka alkuperä voi olla sekundäärinen tai se voi olla viskoosin ja A-komponentin synnyttämä näennäinen komponentti (kts. myös Mertanen and Pesonen, 1994 ja Mertanen et al., 2006).

Kivimagneettiset ja SEM tutkimukset osoittavat, että keskirakeinen titanomagnetitiitti (vaihtuva Ti-pitoisuus) aiheuttaa A-komponentin remanentin magnetoituman. Näytteenottoaikan luonteesta johtuen (ei kontaktia isäntäkiveen ja merkityksetön paikallinen kallistuma) emme kyenneet tekemään paleomagneettisia kenttätestejä todistaaksemme A-komponentit primaarin luonteen. Kuitenkin termiset, hysteresis ja SEM analyysit tukevat A-komponentin primaaria luonnetta.

A-komponentista laskettu paleomagneettinen napa (napa A) on piirretty Baltican proterotsooisten hyvin ajoitettujen ns. avainnapojen muodostamalle näennäiselle napavaelluskäyrälle (Kuva 1 b; Elming et al., 2001). Kun A-napaa verrataan näihin napoihin huomataan, että se osuu 1,6 – 1,27 miljardia vuotta vanhojen avainnapojen väliin, mutta erottuu selkeästi näistä. A-navan (ikä 1,458 miljardia vuotta) avulla voidaan siis hioa Baltican näennäistä napavaelluskäyrää.

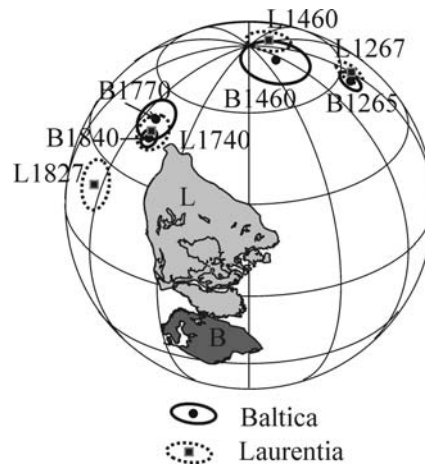


Kuva 1. a) Valamon kerrosmyötäisestä juonesta erotettu matala, koillinen ja ylöspäin osoittava remanentin magnetoituman komponentti (A-komponentti) ja b) A-komponentista laskettu paleomagneettinen napa piirrettynä Baltican näennäisen napavaelluskäyrän päälle (Elming et al., 2001). Lub. = Lubnina et al., 2005; Sch. = Shcherbakova et al., 2006.

Yhdistämällä Balticalle määritetyt n. 1,46 miljardia vuotta vanhat paleomagneettiset navat (Valamon kerrosintruusio 1,458 miljardia vuotta (Salminen ja Pesonen, 2007), Laatokan alueen doleriitit 1,457 miljardia vuotta (Lubnina et al., 2005); Salmimuodostuman vulkaaniset

kivet 1,46 miljardia vuotta (Shcherbakova et al., 2006) ja Tuna juonet 1,461 miljardia vuotta (Bylund et al. 1985) kts. Kuva 1 b) saadaan määritettyä Baltican asema 1,46 miljardia vuotta sitten. Laurentian asema on ennallistettu käyttäen myös n. 1,46 miljardia vuotta vanhaa keskiarvonapaa (St. Francois 1,476 miljardia vuotta, Michicamau muodostuma 1,46 miljardia vuotta ja Harp Lake kompleksi 1,45 miljardia vuotta (kts. Meert and Stuckey, 2002)). Näiden keskiarvonapojen avulla tehty Baltican ja Laurentian asemien ennallistaminen supermanner Hudsonlandin kokoonpanossa on esitetty kuvassa 2. Myös geologinen aineisto tukee tätä kokoonpanoa (esim. Gorbachev and Bogdanova, 1993; Zhao et al. 2004).

Tutkimme myös paleomagneettisen aineiston avulla ehdotettua Baltican ja Laurentian yhteistä historiaa 1,83 – 1,27 miljardia vuotta sitten. Tämä tapahtui vertaamalla 1,83, 1,76, 1,46 ja 1,27 miljardia vuotta vanhojen napaparien napoja toisiinsa ja tutkimalla toteuttavatko ne esitetyn 1,46 miljardia vuotta vanhan kokoonpanon (Kuva 2). Jotta voitaisiin sanoa, napaparin toteuttavan kokoonpanon on napojen 95 %:n luottamuskehien leikattava toisensa sen jälkeen, kun ne on ennallistettu kokoonpanon mukaiseen asemaan. Kaikkien paitsi 1,83 miljardia vuotta vanhan napaparin 95 %:n luottamuskehät leikkaavat toisensa. Näin ollen päättelemme, että paleomagneettisen tiedon perusteella Baltica ja Laurentia ovat muodostaneet yhdessä liikkuneen mantereen 1,76 – 1,27 miljardia vuotta sitten. Geologinen tieto tukee myös sitä, että mantereet olivat yhdessä jo 1,83 miljardia vuotta sitten (Gorbachev and Bogdanova, 1993).



Kuva 2. Paleomagneettisen tiedon perusteella ennallistettu Baltican ja Laurentian 1,46 miljardia vuotta vanha kokoonpano. Kuvassa esitetään myös 1,83 miljardia vuotta; 1,76 miljardia vuotta, 1,46 miljardia vuotta ja 1,27 miljardia vuotta vanhat napaparit, jotka on ennallistettu 1,46 miljardia vuotta vanhaan kokoonpanoon. B (L) tarkoittaa Balticaa (Laurentiaa). Numerot tarkoittavat käytetyn paleomagneettisen navan ikää miljoonissa vuosissa.

5. JOHTOPÄÄTÖKSET

Valamon saaren montsodioriittisen kerrosmyötäisen juonen paleomagneettinen tutkimus tuotti uuden kaivatun mesoproterotsooisien avainnavan Balticalle. Tämän navan avulla voidaan

säätää Baltican näennäistä napavaelluskäyriä. Uuden navan avulla voidaan myös tutkia supermanner Hudsonlandin elinkaarta ja tarkemmin Baltican ja Laurentian muodostamaa ydintä tälle supermantereelle. Paleomagnetin aineiston perusteella Baltica ja Laurentia muodostivat yhdessä liikkuneen mantereen 1,76 – 1,27 miljardia vuotta sitten. Geologinen aineisto tukee tätä oletusta.

LÄHTEET

- Åhäll, K. I. and J. Connelly, 1998. Intermittent 1.53 – 1.13 Ga magmatism in western Baltica; age constraints and correlations within a postulated supercontinent. *Precambrian Res.* **92**, 1-20.
- Bylund, G., 1985. Palaeomagnetism of middle Proterozoic basic intrusives in central Sweden and the Fennoscandian apparent polar wander path. *Precambrian Res.* **28**, 283-310
- Condie, K. C., 2004. Supercontinents and superplume events: distinguishing signals in the geologic record. *Phys. Earth Planet. Sci.* **146**, 319-332.
- Elming, S.-Å., N. P. Mikhailova and S. Kravchenko, 2001. Paleomagnetism of Proterozoic rocks from Ukrainian shield: new tectonic reconstructions of the Ukrainian and Fennoscandian shields. *Tectonophysics* **339**, 19-38.
- Gorbatshev, R. and S. Bogdanova, 1993. Frontiers in the Baltic Shield. *Precambrian Res.* **64**, 3-21.
- Karlström, K. E., K.-I. Åhäll, S. Harlan, M. L. Williams, J. McLelland and J. W. Geissman, 2001. Long-lived (1.8–1.0 Ga) convergent orogen in southern Laurentia, its extensions to Australia and Baltica and implications for refining Rodinia. *Precambrian Res.* **111**, 5-30.
- Lubnina, N., S. Mertanen and T. Vasilieva, 2005. Paleomagnetism of middle Riphean dykes from the Ladoga Lake region of Northern Karelia. In: Wingate, M. T. D. and S. A. Pisarevsky (Eds.), Supercontinents and earth evolution symposium 2005. Geol. Soc. Aust. Abstracts 81. Fremantle, Western Australia at the Maritime Museum, Victoria Quay, p. 75.
- Meert, J. G., 2002. Paleomagnetic evidence for a Paleo-Mesoproterozoic supercontinent Columbia. *Gondwana Res.* **5**, 207-215.
- Meert, J. G. and W. Stuckey, 2002. Revisiting the paleomagnetism of the 1.476 Ga St. Francois Mountains igneous province, Missouri. *Tectonics* **21**, 10.1029/2000TC001265
- Mertanen, S., 2005. Paleo- and Mesoproterozoic dyke swarms at Lake Ladoga area, NW Russia – paleomagnetic studies. In: Vuollo, J., Mertanen, S. (eds.), 2005. Fifth international dyke conference, 31 July – 3 August 2005, Pohtimolampi, Finland. Abstracts and Programme, p. 33.
- Mertanen, S. and L. J. Pesonen 1994. Preliminary results of a paleomagnetic and rock magnetic study of the Proterozoic Tsuomasvarri intrusion, northern Fennoscandia. *Precambrian Res.* **69**, 25-50.
- Pesonen, L. J., S.-Å. Elming, S. Mertanen, S. Pisarevsky, M. S. D'Agrella-Filho, J. G. Meert, P. W. Schmidt, N. Abrahamsen and G. Bylund, 2003. Paleomagnetic configuration of continents during the Proterozoic. *Tectonophysics* **375**, 289-324.
- Rämö, O. T., I. Mänttari, M. Vaasjoki, B. G. J. Upton and L. Sviridenko, 2001. Age and significance of Mesoproterozoic CFB magmatism, Lake Ladoga region, NW Russia. In: Boston 2001: a Geo-Odyssey, November 1-10, 2001. GSA Annual Meeting and Exposition abstracts. Geol. Soc. Am. Abstracts with Programs 33 (6), A-139.

- Rämö, O. T. and I. Haapala, 2005. Rapakivi granites. In: Lehtinen, M., Nurmi, P. A., Rämö, O. T. (eds.), *Precambrian geology of Finland – key to the evolution of the Fennoscandian shield*. Elsevier B. V., Amsterdam, pp. 533-562.
- Rämö, O. T., I. Mänttari, J. Kohonen, B. G. J., Upton, A. V. Luttinen, V. Lindqvist, V. M. Lobaev, M. Cuney and L. P. Sviridenko, 2005. Mesoproterozoic CFB magmatism in the Lake Ladoga basin, Russian Karelia. In: Vuollo, J., Mertanen, S. (Eds.), 2005. Fifth international dyke conference, 31 July – 3 August 2005, Pohtimolampi, Finland. Abstracts and Programme, p. 41-42.
- Rogers, J. J. W. and M. Santosh, 2002. Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic supercontinent. *Gondwana Res.* **5**, 5-22.
- Salminen, J. and L. J. Pesonen, 2007. Paleomagnetic and rock amgentic study of the Mesoproterozoic sill, Valaam island, Russian Karelia (accepted to *Precambrian Res.*)
- Shcherbakova, V. V., V. E. Pavlov, V. P. Shcherbakov, I. Neronov and V. A. Zemtsov, 2006. Paleomagnetic studies and estimation of geomagnetic paleointensity at the Early/Middle Riphean boundary in rocks of the Salmi formation (north Ladoga area). *Izvestiya, Phys. Solid Earth* **42**, 233-243.
- Söderlund, U., C. E. Isachsen, G. Bylund, L. M. Heaman, P. J. Patchett, J. D. Vervoort and U. B. Andersson, 2005. U - Pb baddelyite ages and Hf, Nd isotope chemistry constraining repeated mafic magmatism in the Fennoscandian Shield from 1.6 to 0.9 Ga. *Contrib. Mineral. Petrol.* DOI 10.1007/s00410-005-0011-1.
- Vaasjoki, M., K. Korsman and T. Koistinen, 2005. Overwiev. In: Lehtinen, M., Nurmi, P. A., Rämö, O. T. (eds.), *Precambrian geology of Finland – key to the evolution of the Fennoscandian shield*. Elsevier B. V., Amsterdam, pp.1-18.
- Zhao, G., M. Sun, S. A. Wilde and S. Li, 2004. A Paleo-mesoproterozoic supercontinent: assembly, growth and breakup. *Earth Sci. Rev.* **67**, 91-123.

Kuoren yläosan nopeusrakenne FIRE4-linjan eteläosassa Pohjois-Suomessa

H. Silvennoinen^{1,2}, E. Kozlovskaya¹, J. Yliniemi¹, T. Tiira³ ja FIRE Working Group

¹ Sodankylän geofysiikan observatorio, Oulun yliopisto (hanna.silvennoinen@oulu.fi)

² Geofysiikan osasto, Oulun yliopisto

³ Seismologian laitos, Helsingin yliopisto

Abstract

The Finnish Reflection Experiment (FIRE) was a reflection seismic survey in which data along four profiles was acquired in 2001 - 2003. In the measurements Vibroseis sources were used. Along profiles FIRE3 and FIRE4 also wide-angle reflection and refraction survey was made using the same sources as in reflection seismic study. The FIRE4 reflection profile is situated in the northern Finland. The wide-angle reflection and refraction profile is 235 km long. It stretches from south to north and crosses Archaean granitoids, early Proterozoic Peräpohja Schists Belt and Central Lapland Granitoid Complex. The Vibroseis source point interval of the FIRE project was 100 m. During the wide-angle reflection and refraction experiment thirteen recording stations were deployed as evenly as possible along the profile. In our study we obtained the P-wave velocity model of the uppermost crust using the wide-angle reflection and refraction data from the FIRE4 with both trial and error method and inversion using Rayinvr code by Zelt (1992). The first arrivals and reflections from boundaries in the uppermost crust can be traced to the offsets of 20 - 60 km. The maximum depth obtained is about 5 km. There are three main layers in the model with near horizontal layer boundaries that can be traced through whole model. The depth of the first boundary is about 0.8 km, while the second layer is about 2.5 km deep. The major geological units can be seen in the model as horizontal variations in the P-wave velocity. The near surface velocity in the Archean granitoids, Peräpohja Schist Belt, and Central Lapland Granitoid Complex, are about 6,0 km/s, 5,7 km/s, and 5.9 km/s respectively. Similar horizontal velocity variations were detected also in the second and third layers.

1. HEIJASTUSSEISMINEN FIRE-PROJEKTI POHJOISEN FENNOSKANDIAN KILVEN ALUEELLA

Heijastusseisminen FIRE (The Finnish Reflection Experiment) –projektin aineisto neljältä profiililta kerättiin vuosina 2001-2003. Projektissa käytettiin Vibroseis-lähteitä. Seisminen signaali tuotettiin viidellä tärstin rekalla, joista kukin painoin 15,4 tonnia. Maksimi voima rajoitettiin 60 % rekkojen painosta. Projektissa käytetty lähdesignaali oli 30 s lineaarinen pyyhkäisy, jonka taajuus kasvoi 12 Hz:stä 80 Hz:iin. Signaali lähetettiin maankamaraan kahdeksan kertaa kussakin mittauspisteessä, joiden välimatka oli 100m. Saadun heijastusseismisen aineiston laatu oli hyvä. (Kukkonen and Lahtinen, 2006).

Profiileja FIRE3 ja FIRE4 pitkin rekisteröitiin myös laajakulma heijasteet sekä taittuneet aallot erillisillä seismisillä asemilla käyttäen heijastusseismisen projektin lähdesignaalia. Tässä työssä pyrittiin kokoamaan P-aallon nopeusmalli FIRE4-profiilin alueelle. FIRE4-profiili sijaitsee Pohjois-Suomessa. Laajakulma rekisteröinti on 235 km pitkä ulottuen Ranualta Könkääle. Laajakulmarekisteröinnissä käytettiin kolmeatoista liikuteltavaa seismistä asemaa, joiden välimatkat vaihtelivat 12 km:stä 37 km:iin (keskiarvo 21 km). Mittaukset toteutettiin talviolosuhteissa, joka vaikeutti hyvien asemapaikkojen löytämistä. Ainoastaan kaksi asemaa oli sijoitettu kalliolle. Asemien mittaustaajuus oli 100 mittausta/s. Käytetyt seismometrit olivat Lennartz LE-3D (1 Hz) ja Mark L-4A (2 Hz) -tyyppisiä. Rekisteröity aineisto pinottiin, korreloitiin lähdepyyhkäisyn kanssa ja prosessoitiin seismiseksi sektioksi kullakin rekisteröintiasemalla. Aineistolle laadun parantamiseksi suoritettu pinonta oli horisontaalinen ja ikkunan leveys 1 km. Useimmille asemilla P-aaltojen ensisaapujat voitiin tunnistaa lähde-vastaanotintäisyyksille 20-60 km. Lisäksi joitain heijastuneita P-aaltoja havaittiin. S-aaltojen rekisteröinnin laatu oli huono useimmilla rekisteröintipisteillä.

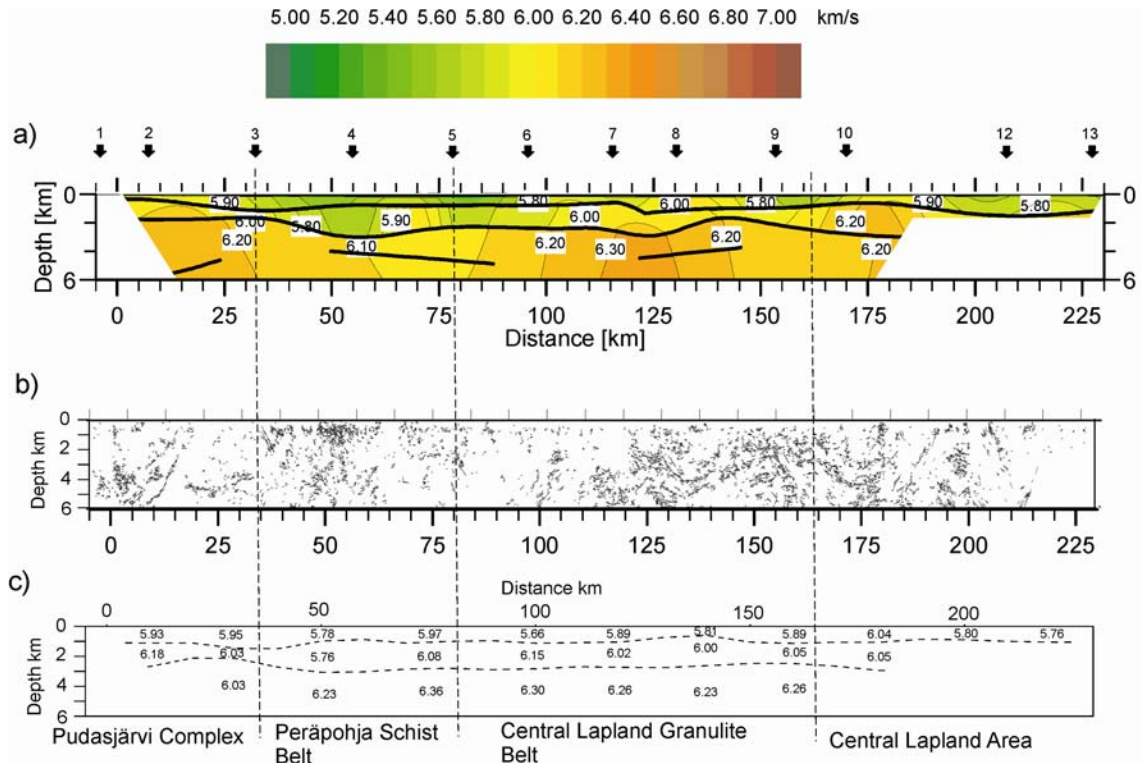
2. TUTKIMUSALUEEN GEOLOGIA

Tutkimusalue sijaitsee Fennoskandian kilven pohjoisosassa ja ulottuu sekä arkeiselle että proterotsooiselle alueelle. Se ylittää etelästä pohjoiseen lukien arkeisen Pudasjärvi-kompleksin, varhaisproterotsooisen Peräpohjan liuskejakson sekä Keski-Lapin granitoidivyöhykkeen ja päättyy Keski-Lapin alueelle. Pudasjärvi-kompleksi on arkeisen kratonin osa. Se koostuu pääasiassa granitoideista, migmatiiteista ja harmaista gneisseistä, joiden iät vaihtelevat 3,5 Ga:sta (Suomen vanhimmat kivet) 2,8 Ga:han. Peräpohjan liuskejakso muodostui 2,5-1,9 Ga sitten. Se on sedimenttiallas, joka koostuu mantereellisista metasedimenteistä ja toleiteista (2,5.2,1 Ga) ja nuoremmista metasedimenteistä (2,0-1,9 Ga). Keski-Lapin granitoidivyöhyke on 2.1-1.8 Ga vanha ja koostuu pääasiassa graniiteista ja pegmatiiteista (Patison et al., 2006).

3. AINEISTON TULKINTA

Ensimmäinen askel aineiston tulkinnassa oli ensimmäisten saapuvien aaltojen sekä heijastajien kulkuaikojen poimiminen. Poimiminen suoritettiin niin pitkälti kuin mahdollista suodattamattomasta aineistosta vääristymien välttämiseksi. Arvioitu poimintavirhe on noin 0,05-0,10 s. Aineiston perusteella rakennettiin kuoren ylimmänosan P-aallon nopeusmalli FIRE4-profiilin eteläosalla käyttäen sekä SEIS83-pakettia (Cerveny and Psencik, 1983) ja Komminahon (1998) sekä Zeltin (1994) graafisia käyttöliittymiä suoraan säteenseurantaan että Zeltin ja Smithin (1992) RAYINVR-koodia inversion.

Alkumalli molemmille menetelmille oli kolmikerroksinen malli, jonka rajapinnat olivat 1 km ja 3 km syvyyksillä ja jossa oli ainoastaan vertikaalinen nopeusgradientti. Inversioverkko koostui soluista, joiden horisontaalinen koko oli 10 km ja vertikaalinen koko välimatka ylä- ja alapuolisen rajapinnan välillä. Inversiossa gradientti kerroksen sisällä määrättiin vakioksi ja P-aallon nopeuksia ja kerrospaksuuksia optimoitiin. Sekä inversion että säteenseurannan lopputulokset vastaavat hyvin mitattua aineistoa.



Kuva 1. Lopulliset nopeusmallit. a) suoran säteenseurannan avulla saatu P-aallon nopeusmalli, b) FIRE4-linjan heijastusseisminen sektio tutkimusalueelta ja c) inversion avulla saatu malli.

4. TULOKSET

Mallien maksimisyyvyys on pääasiassa noin 5 km. Suoraan säteenseurantaan perustuva P-aallon nopeusmalli on kuvassa 1 a) ja inversion perustuva P-aallon nopeusmalli kuvassa 1 c). Mallit ovat pääpiirteiltään samanlaiset ja eroavat vain yksityiskohdiltaan.

Malleissa on kaksi lähes horisontaalista rajapintaa, joita voidaan seurata koko mallin lävitse. Ensimmäisen rajapinnan syvyys on noin 0,8 km ja toisen noin 2,5 km. Lisäksi osasta vastaanotinpisteitä voidaan löytää kolmas heijastaja noin 5-6 km syvyydeltä. Tärkeimmät geologiset yksiköt voidaan nähdä mallissa P-aallon nopeuden horisontaalisina vaihteluina. Pinnan läheinen P-aallon nopeus Pudasjärvi-kompleksille on noin 6,0 km/s, Peräpohjan liuskejaksolle noin 5,8 km/s ja Keski-Lapin granitoidivyöhykkeelle noin 5,9 km/s. Samanlainen horisontaalinen vaihtelu voidaan havaita myös toisessa ja kolmannessa kerroksessa.

Heijastajat, jotka havaittiin laajakulma-aineistosta yhtenevät osittain lähes vertikaalisen heijastusluotausprofiilin heijastajien kanssa (kuva 1 b). Hyvä yhtenevyys saavutetaan erityisesti profiilin keskiosassa, missä laajakulma-aineiston laatu on paras (erityisesti Keski-Lapin granitoidivyöhykkeellä).

5. YHTEENVETO

1. 1 Hz ja 2 Hz geofoneilla rekisteröityä Vibroseis-aineistoa voidaan tehokkaasti käyttää ylimmän kuorenosan mallintamiseen.
2. Pinoamalla useita lähekkäisiä Vibroseis-rekisteröintejä, voidaan parantaa rekisteröinnin signaali-kohinasuhdetta. Tällöin voidaan tunnistaa ensimmäisten pulssien lisäksi myös heijastuneita pulsseja.
3. Mallintamalla heijastuneita ja taittuneita aaltoja voidaan saada hyvin tärkeimpien geologisten yksiköiden kanssa yhteensopiva malli P-aallon nopeuden vaihtelusta yläkuoressa aina noin 5 km syvyyteen saakka.
4. Menetelmää voidaan käyttää tutkittaessa nopeuden jakaumaa yläkuoressa.

LÄHTEET

- Cerveny, V. and Psencik, I., 1983. SEIS83 – numerical modelling of seismic wave fields in 2-D laterally varying structure by the ray method. In: Engdahl, E. R. (Ed.), Documentation of Earthquake algorithms, World Data Cent., *A Solid Earth Geophys.*, pp. 36-40. Rep. SE-35
- Koistinen, T., Stephens, M.B., Bogatchev, V., Nordgulen, Ø., Wennerström, M. and Korhonen, J., 2001. Geological map of Fennoscandian shield, scale 1:2 000 000. Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden and the North-West Department of Natural Resources of Russia.
- Komminaho, K., 1998. Software manual for programs MODEL and XRAYs – a graphical interface for SEIS83 program package. *University of Oulu, Department of Geophysics, Report No. 20*, 31 pp.
- Kukkonen, I.T. and Lahtinen, R., 2006. Finnish Reflection Experiment FIRE 2001-2005. *Geological Survey of Finland, Special paper 43*.
- Patison N. L., Korja, A., Lahtinen, R., Ojala, V. J. and the FIRE Working Group, 2006. FIRE seismic reflection profiles 4, 4A and 4B: Insights into the crustal structure of northern Finland from Ranua to Näätämö. In: Kukkonen, I.T. and Lahtinen, R., 2006. Finnish Reflection Experiment FIRE 2001-2005. *Geological Survey of Finland, Special paper 43*.
- Zelt, C. A., Smith, R. B., 1992. Seismic travelttime inversion for 2-D crustal velocity structure, *Geophysical Journal International*, **108**, 16-34.
- Zelt, C. A., 1994. ZPLOT – An interactive plotting and picking program for seismic data. Bullard lab, Univ. of Cambridge, UK.

EMMAs (Electromagnetic Mini Arrays) in Finland

M. Smirnov¹, T. Korja¹ and L.B. Pedersen²

¹ University of Oulu, Department of Physical Sciences, maxim.smirnov@oulu.fi

² Department of Earth Sciences, University of Uppsala, Uppsala, Sweden

Abstract

Deep upper mantle conductivity structure in Fennoscandia is studied by small electromagnetic arrays in the EMMA project. The project aims at (a) extending traditional 1D horizontal spatial gradient method for 3D environment, (b) improving existing multi-site magnetotelluric data processing methods and (c) investigating possibilities to separate induced and remanent magnetization in crustal magnetic field. The results of the data processing and inversion will be used for deep studies with control over 3D structure, source effects and temporal variation of the estimated responses. The first EMMA array with twelve instruments was operating from Aug 2005 to June 2006 in North-Karelia, the Archaean part of the Fennoscandian Shield. The site distance was c. 30 km. The second array with 14 instruments will be installed on June 2007 in the Kuusamo-Pudasjärvi-Ranua region. Results from the first array show that (1) longer recordings makes it possible to extend stable responses one to two decades longer ($10^6 - 10^7$ s) than in previous estimates, (2) upper/middle crust in the Archaean Karelian in the research area has enhanced electrical conductivity on contrary to previous results from other regions of the Archaean crust, (3) data suggest the presence of a conducting region at the depth of c. 100 km, and (4) conductivity below the depth of 200-250 km is lower than that of the laboratory based estimates of dry olivine. The last finding suggests that the base of lithosphere is very deep beneath the central part of cratonic Fennoscandia.

1. INTRODUCTION

Recently a multinational BEAR project (Korja and BEAR WG, 2000), which aimed at investigating electrical properties of upper mantle beneath a stable craton, carried out electromagnetic array measurements in Fennoscandia. The project collected roughly 45 days long simultaneous time series data from 46 magnetotelluric sites and 19 geomagnetic observatories covering entire Fennoscandia.

Simultaneous soundings and multi-site data processing techniques in the BEAR array measurements helped to improve long period EM responses overcoming cultural noise and polar source distortions (Varentsov et al., 2003) and allowed to draw the following conclusions: (i) the upper mantle conductance has a general excess of up to 5000 S with respect to an average 1D reference model of Fennoscandia, (ii) significant increase of conductivity takes place at the depths of 170 km to 250 km yet the bottom of the “asthenospheric” layer is not well resolved, (iii) the lateral variation of upper mantle conductance at the scale of hundreds of kilometres can be traced well above crustal distortions

and observation errors, and (iv) traces of mantle lithospheric conductors at the depths of 80-120 km are detected in certain parts of the Fennoscandian Shield (e.g. in the Archaean Karelian Craton and in south-central Sweden).

A well-known static-shift distortion affects, however, all magnetotelluric sounding results and without proper correction reliable information on the geometry of conductivity structure cannot be obtained. One traditional method to correct static shift is to move apparent resistivity curves up or down to match global geomagnetic responses at long period limit since geomagnetic data do not contain galvanic distortions. In the case of Fennoscandia, two problems are faced if this approach is used: firstly, the geomagnetic observatory responses are not local but usually estimated using data from mid-latitudes rather far from Fennoscandia and secondly, due to the proximity of the electromagnetic field sources in polar area, source-free magnetotelluric responses can be obtained only up to periods of c 3 hours. Thus adequate overlapping with respect to periods cannot be achieved and reliable static shift correction cannot be made. Horizontal spatial gradient technique (HSG) that uses only magnetic data would provide galvanic free reference response. Yet limited amount of data in BEAR project i.e. too short recording time (with respect to application of HSG method) did not allow obtaining reliable estimates. Moreover, too large spacing between stations caused spatial aliasing and made it difficult to estimate magnetic field gradients accurately enough. HSG technique requires accurate calculations of field gradients otherwise the method results in unstable estimates. As a conclusion, to successfully apply HSG method, an array having denser spatial sampling than that of the BEAR array i.e. shorter site separation and longer recording time would be needed.

Following the reasons outlined above, the EMMA (Electromagnetic Mini Arrays) project was designed to apply small array for collecting spatially dense simultaneous long period electromagnetic data sets with an adequate recording time.

2. EMMA ARRAY AND MEASUREMENTS

The main objective of the EMMA research is to use electromagnetic mini arrays (EMMAs) for studying deep lithospheric conductivity structure in Fennoscandia. Electromagnetic time series data from mini arrays will be used for several purposes with the following objectives

- to extend traditional 1D horizontal spatial gradient method for 3D environment and to apply the new method for estimating static free responses
- to improve existing multi-site magnetotelluric data processing methods (Egbert, 1997) and to use multiple reference sites
- to examine the time variations of the magnetotelluric transfer functions with a specific aim to understand the behaviour of the inducing field at northern latitudes and possibly remove the distortions caused by non-uniform source field.
- investigate possibilities to separate induced and remanent magnetization in crustal magnetic field as it should be possible to decompose crustal magnetic field into two parts, viz. an induced part related to the induced magnetization in the crust, and a part related to the remanent magnetization in the crust

The first EMMA array is located in Eastern Finland on the Archaean Karelian Craton (Fig. 1). The region and especially the upper mantle is currently under intensive exploration due to the finding of a number of diamondiferous kimberlite pipes c. 50 km to west of the EMMA array.

Hence the data from EMMA array will provide valuable information on the structure and state of lithosphere beneath the oldest part of the Fennoscandian Shield.

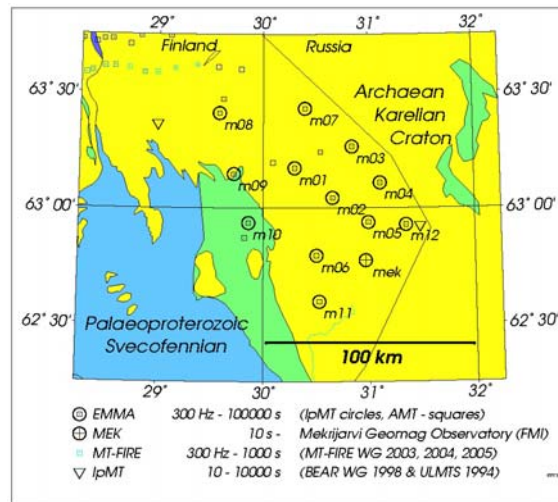


Figure 1. EMMA array in Eastern Finland in the Archaean Karelian Craton.

3. FIRST RESULTS

Data quality is very good because the sites were located in most cases in remote areas far from villages or inhabited areas. The only limiting factor for the location of sites was that the sites had to be close to roads that are kept open on winter in order to have an access during the maintenance visits and to feasible carry 4 x 27 kg batteries. In all cases the sites are at the distance of at least 200 m from any road.

Magnetic field is smooth over the entire area as shown in Fig. 2, where NS magnetic component is shown for eight sites for one day. Magnetic field recordings are also very stable over the entire recording time as seen in Fig. 3, but the electric field recordings contain slow drifting and sometimes also rather abrupt changes.

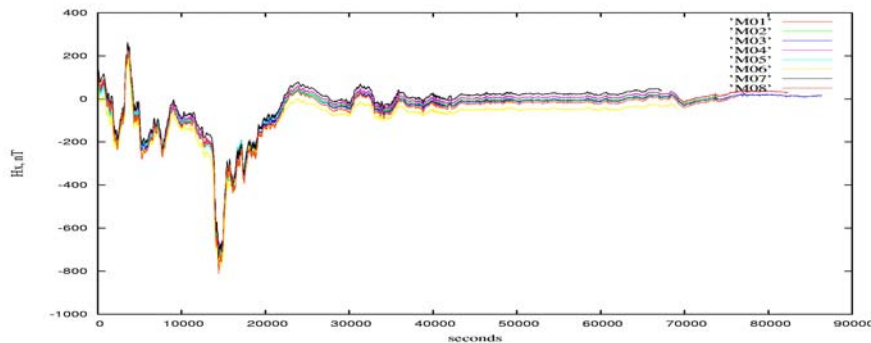


Figure 2. Time series. (a) Magnetic H_x for all sites from 2005-08-31 17:15:00 to 2005-09-01 17:15:00. Red line denotes mid night.

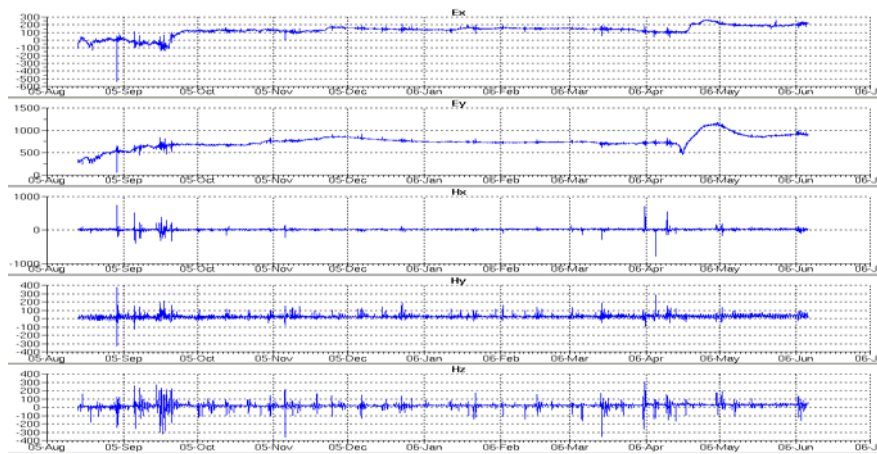


Figure 3. Time series. Entire recording from 2005-08-17 to 2006-06-05 for the site m03. Components from top to bottom: ex, ey, hx, hy and hz (x is for geomagnetic north; declination c. +10 degrees).

The EW electric component at site m03 (Figure 3), for example, needed c. 3 months to stabilize. Fast changes in April are related to the period of melting snow (snow started to melt in early May and disappeared completely at the end on April in the EMMA array region).

Both the AMT and MT data have been processed using robust processing code of Smirnov (2003). AMT data have been processed using the remote reference option whereas for long period data (c. nine months recording) single site processing has been performed. Apparent resistivities and phases are shown in figure 4.

In the left panel of Fig. 4, we show responses from nine sites. All phases are nearly identical between 100 Hz – 3 s suggesting that upper crust is 1D over the EMMA array. The phase split at periods 3 – 100 s does not indicate that lower crust is anisotropic but is an induction effect of strong crustal conductor at the Archaean-Proterozoic collisional zone to the west of the EMMA array. It is also noteworthy that the deviation of apparent resistivities at the period 0.1 s is roughly half decade whereas at the period of 10 s (first BEAR period) is already over one decade.

To perform 1D inversion (Pedersen et al., 2000), we shifted apparent resistivities to m02 at the period of 0.1 s, which coincides roughly with the average of all apparent resistivities at this period. In figure 5, we show 1D-models after the inversion of determinant data for sites m01, m02, m03, m04 and m07.

All models show same features viz. a conductor in upper/middle crust at the depths of 10-25 km, mantle lithospheric conductor at the depths of 70-100 km and upper mantle conductor at the depths of 200-250 km. The crustal conductor became as a surprise because 100 km to the north the Archaean Karelian crust and upper mantle are highly resistive (Korja and Koivukoski, 1994) and do not host any conductors until at the depth of c. 100 km

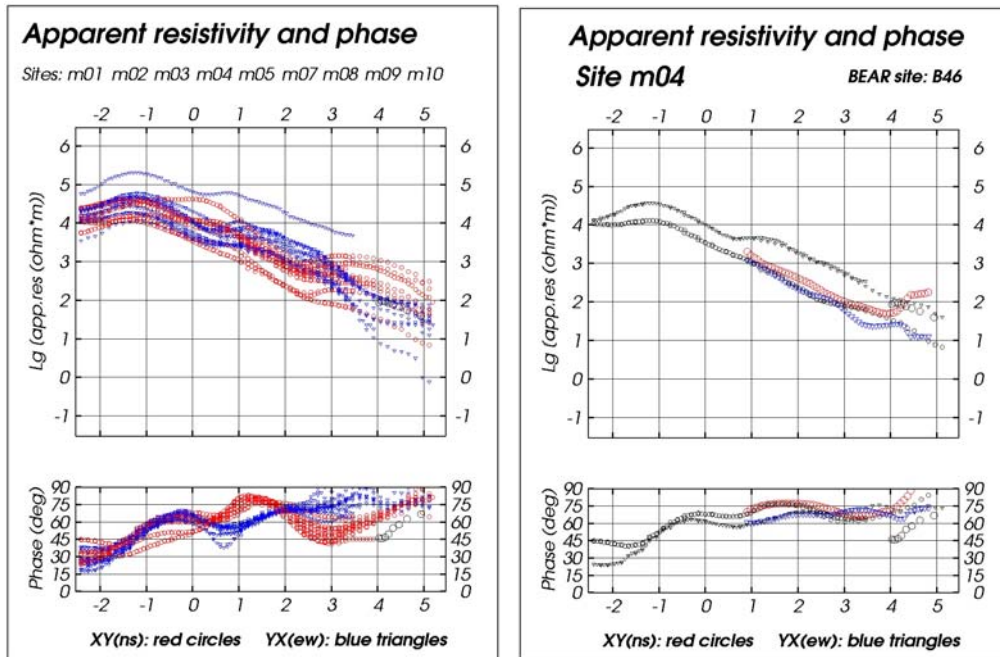


Figure 4. Transfer functions. Panels in left: Apparent resistivities (top) and phases (bottom) of all sites (red - ns; blue - ew). Panels in right: Responses from m04 (black), from BEAR site B46 (red and blue) and from Olsen (1988) (large black circles). Apparent resistivities on top, phases bottom.

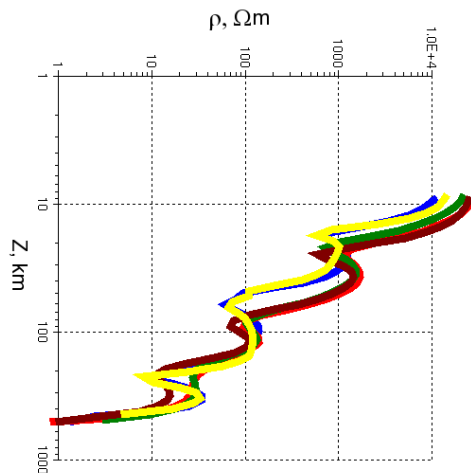


Figure 5. ID determinant inversion (Pedersen et al., 2000) for sites m01 (blue), m02 (red), m03 (green), m04 (brown) and m07 (yellow).

4. CONCLUSIONS

The EMMA project applies electromagnetic arrays for studying deep lithospheric conductivity structure in Fennoscandia. The first EMMA array was operating from Aug 2005

to June 2006 Twelve magnetotelluric instruments were recording simultaneously five components of Earth's natural electromagnetic field in the Archaean part of the Fennoscandian Shield. First results show that (1) longer recordings makes it possible to extend stable responses one to two decades longer ($10^6 - 10^7$ s) than previously estimated from BEAR data (10^5 s), (2) upper/middle crust in the Archaean Karelian in the research area has enhanced electrical conductivity on contrary to previous results from other regions of the Archaean crust, (3) data suggest the presence of a conducting region at the depth of c. 100 km, and (4) conductivity below the depth of 200-250 km is lower than that of the laboratory based estimates of dry olivine. The last finding suggests that the base of lithosphere is very deep beneath the central cratonic Fennoscandia.

REFERENCES

- Egbert, G., 1997, Robust multiple station magnetotelluric data processing, *Geoph. J.Res*, 130, 475-496.
- Koistinen, T., Stephens, M.B., Bogatchev, V., Nordgulen, O., 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
- Korja, T. and K. Koivukoski, Crustal conductors of the SVEKA Profile in the Early Proterozoic Fennoscandian (Baltic) Shield, Finland, *Geophys. J. Int.*, 116, 173-197, 1994
- 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.
- 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 Fennoscandia Shield. *Geophysical Journal International*, 163, 900-914.
- Olsen, N., 1998. The electrical conductivity of the mantle beneath Europe derived from C-responses from 3 to 720 hr, *Geophys. J. Int.*, 133, 298-308.
- Pedersen, L.B. and Gharibi, M., 2000. Automatic 1-D inversion of magnetotelluric data: Finding the simplest possible model that fits the data. *Geophysics* 65, 773-782.
- Smirnov, M., 2003., Magnetotelluric data processing with a robust statistical procedure having a high breakdown point, *Geophys.J.Int.*, 152, 1-7.
- Varentsov, Iv.M., Sokolova, E.Yu and the BEAR Working Group, 2003. Diagnostics and Suppression of Auroral Distortions in Transfer Operators of the Electromagnetic Field in the BEAR Experiment. *Izvestiya, Physic of the Solid Earth*, 39, 4, 283-307.

FMTU2005: New broad-band magnetotelluric instruments for near-surface and lithospheric studies of electrical conductivity

M. Smirnov, T. Korja, and E. Laukkanen

University of Oulu, Department of Physical Sciences, maxim.smirnov@oulu.fi

Abstract

A set of three new tensor audiomagnetotelluric – magnetotelluric (AMT-MT) instruments have been assembled in Oulu. Instruments include six induction coil magnetometers and three fluxgate magnetometers for magnetic field recordings. Electric field is recorded with two electric dipoles with Pb-bCl –electrodes and the length ranging from 50 m to 250 m. With six induction coils two simultaneous AMT soundings can be carried out. This makes it possible to use remote reference –technique in data processing and therefore considerably improve the data quality especially in electromagnetically noisy regions. In the AMT-mode, the frequency range is from 1000 Hz to 0.001 Hz, which allows investigations from the depth of a few tens/hundreds metres to the bottom of crust at the depth of 40-60 km. In the long-period MT mode, three fluxgate magnetometers (three-component) are used instead of induction coil magnetometers. With a sufficiently long recording time ranging from a week to a year, it is possible to investigate upper mantle down to the depth of 400-600 km. The AMT-mode, in particular, is very important because it allows, for the first time, to make modern tensor-AMT measurements in various near-surface applications such as mineral exploration and ground water surveys. Instruments include also GSM-modems and an option to use solar panels as a power source, which enables remote control and remote monitoring of recordings as well as long maintenance-free operations.

1. INTRODUCTION

Magnetotelluric (MT) method, which uses time variations of the Earth's natural electromagnetic field, is the only electromagnetic (EM) method that can provide information on electrical conductivity of the Earth's crust and upper mantle from the depth of a few metres to the depth of hundreds of kilometres. The skin depth (depth of penetration, depth of investigation) of the electromagnetic wave depends on the period (frequency) of the electromagnetic wave and on the conductivity (or resistivity) of the medium in which EM-wave propagates. With the constant resistivity of subsurface, the depth of investigation is larger for longer periods. With a fixed period, the skin depth is greater for resistive subsurface and smaller for conductive subsurface.

Traditionally different names of the magnetotelluric method have been used depending on the period (frequency) range used in investigations. In radiomagnetotelluric (RMT) method, frequency range is roughly 20 - 200 kHz and the depth of investigation ranges from 1 m to 100 m. RMT uses EM-field transmitted from remote radio stations. In audiomagnetotelluric (AMT) method, the source of EM-field is tropical thunderstorms and their lightnings. Period

range is c. 1 Hz - 20 kHz, which allows investigations at depths ranging from a few tens/hundreds metres to 10-15 km. The term magnetotelluric method (MT) is usually used when the period range is roughly 0.1 -1000 s whereas long period magnetotellurics (LMT) is used for investigations, where the period of EM-field variations can be up to 100000 s. Then the depth of investigation can be up to several hundreds of kilometres.

In its basic form (Tikhonov, 1950), magnetotelluric sounding requires simultaneous recordings of magnetic field in one direction and electric field in perpendicular direction. Tensor magnetotellurics (e.g. Cantwell, 1960) is superior to scalar magnetotellurics because tensor measurements (= simultaneous recording of two magnetic and electric field components, usually perpendicular to each other) provide directional information of subsurface conductivity (see complete review e.g. in Simpson and Bahr, 2005). In modern instrumentation, the recording of the vertical magnetic field is as a standard option. Inclusion of the vertical magnetic field makes it possible to estimate also tipper transfer function connecting vertical and horizontal magnetic field.

2. AMT- AND MT INSTRUMENTS IN OULU – HISTORICAL REVIEW

In Oulu magnetotelluric method has been used since the pioneering work of Benderitter, Y. and Hérisson (1974) and Benderitter et al. (1978), Pelkonen et al. (1979), Ádám et al. (1982) and Kaikkonen and Pajunpää (1984). First AMT-instruments were purchased on 1976 and 1981. Both were French ECA analogue scalar audiomagnetotelluric instruments, where only one magnetic component and perpendicular electric field component could be measured. Instrument did not provide impedance phase but only the amplitude, i.e. apparent resistivity. Yet the instrument has been used e.g. in thesis work as late as 2006 (Martinkauppi, 2006).

On 1983, the first five-component tensor MT instrument, analogue IZMIRAN-5 with Bobrov-variometers (quartz-fibre torsion magnetometers) were obtained but it was in use only a year. On 1984, the first digital (16 bit analog-to-digital converter; ADC), five-component tensor MT instrument was purchased from Aarhus, Denmark. This instrument was used over 10 years for crustal studies in the Fennoscandian Shield (e.g. Korja and Hjelt, 1998). One of the advantages of this instrument was that the Uppsala University had two similar instruments, which made it feasible to conduct common field campaigns (e.g. Korja et al., 1986)

On 1997, four new long period MT-instruments were assembled in Oulu. These instruments were funded by the Academy of Finland and the University of Oulu. They consisted of REFTEK dataloggers (24 bit ADC with GPS-derived time synchronisation), fluxgate magnetometers from Lviv, Ukraine and tellurometer (amplification and filtering interface between sensors and ADC) from Oulu with Pb-PbCl₂-electrodes from Uppsala. These instruments, together with 46 other LMT-instruments from several European research institutes, were used for the BEAR magnetotelluric array measurements on summer 1998 (e.g. Korja and BEAR Working Group, 2001; Hjelt et al., 2006).

Although instruments for deep MT have been since 1998 adequate and have met international standards, the lack of tensor AMT instrument with modern specifications (see above) has made it impossible to conduct good-quality AMT studies on various near-surface applications such as mineral exploration and ground water surveys.

3. A NEW AUDIOMAGNETOTELLURIC INSTRUMENT IN OULU

Several attempts were made to obtain funding for modern tensorial AMT-instrument. On 2005, the Faculty of Natural Sciences in Oulu granted c. 49000 EUR for the Department of Physical Sciences, Geophysics to purchase an AMT-instrument. An inquiry was made to find possible manufactures of AMT-MT -instruments. The results showed that one complete system from a commercial source would cost with minimum requirements c. 50000 EUR. The worst consequence having a single instrument would have been the lack of remote reference

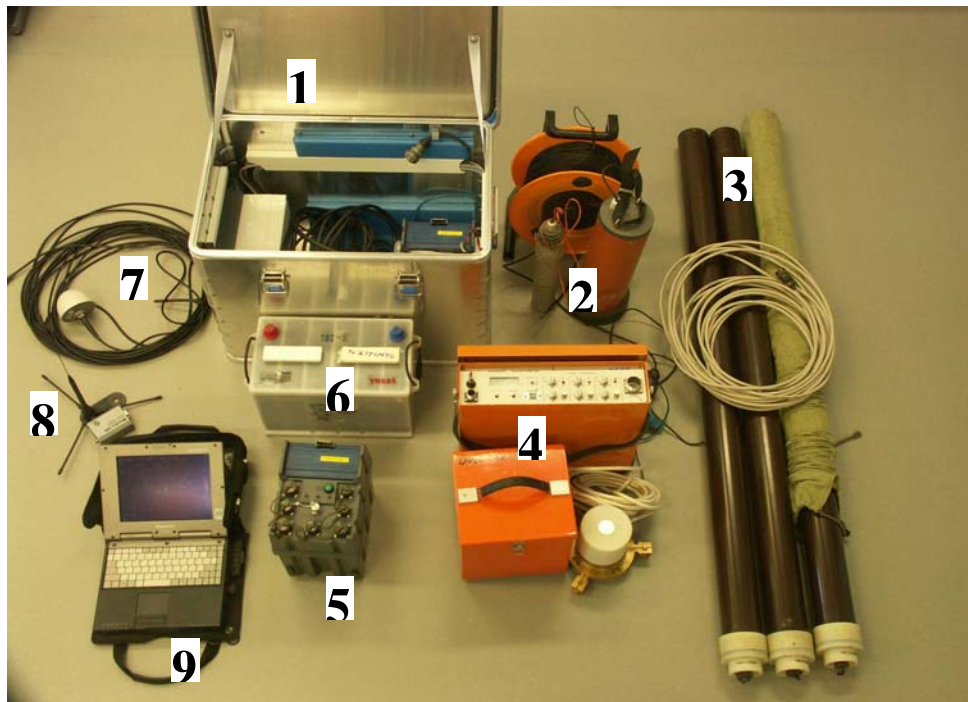


Figure 1. Components of an audiomagnetotelluric – magnetotelluric instrument in Oulu. 1 = instrument box with electronics, data logger, GSM-modem, regulator for solar panels and battery inside the box and a cable interface outside. The latter has water proof contacts for sensors (nine contacts), external power, GPS-antenna, GSM-antenna, Ethernet-port, USB-port. 2 = Pb-PbCl –electrodes (five / instrument) and electrode cables (20-100 m), 3 = three induction coils and cables, 4 = three-component fluxgate magnetometer with electronics box and cable, 5 = datalogger (Earth Data Ltd), 6 = 12V battery (typically 50 – 120 Ah), 7 = GPS-antenna and cable, 8 = GSM-antenna and cable and 9 = rugged field laptop.

measurements, which is essential in regions with strong electromagnetic noise. It was therefore decided to assemble instruments in Oulu from separate commercial components and to follow the procedure recently accomplished in Uppsala, where altogether 11 magnetotelluric systems (MTU2000) were built. Further developments of the Oulu instruments (FMTU2005) took place in close cooperation with the Uppsala University. Altogether three systems are constructed in Oulu.

Instrument consists (Figure 1) of an electronic box, which is specifically constructed for

magnetotelluric measurements. The box has built-in amplifiers of electric channels. The box is also water proof and rugged, which makes it possible to bury the box in order to increase e.g. temperature stability and to use the box for transportation. The data are digitized and stored with the use of Earth Data Ltd. data recorder. It is capable of very long term operation with basically unlimited data capacity and the highest sample rate of 3000 Hz.

In AMT-MT mode (0.001 – 1000 Hz), magnetic field components are measured using three broad-band induction coil magnetometers LEMI-120 from Ukraine. In LMT –mode (d.c. – 10 s) magnetic field is measured with the three-component fluxgate magnetometer from Ukraine. Electric field is measured in both cases with two electric dipoles of normally 50-250 m long and with Pb-PbCl –electrodes.

The systems are also equipped with option to use solar panels as a power source and GSM-modes, which allow very long maintenance free operation of the instruments as well as remote control and monitoring of the system health.

4. FIRST LABORATORY AND FIELD TESTS

The first parallel tests of the instruments show its performance. In Figure 2, time series from induction coil magnetometers recording in parallel are shown. Very good coincidence can be observed.

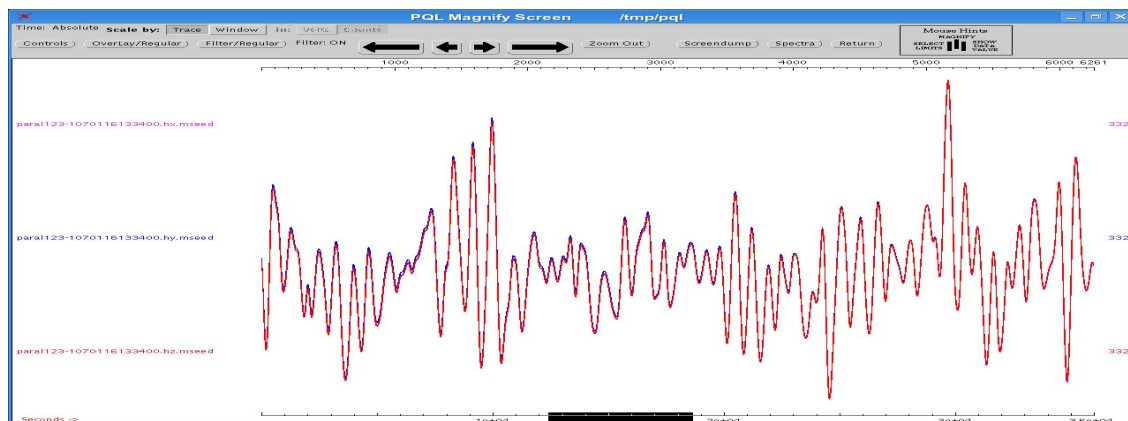
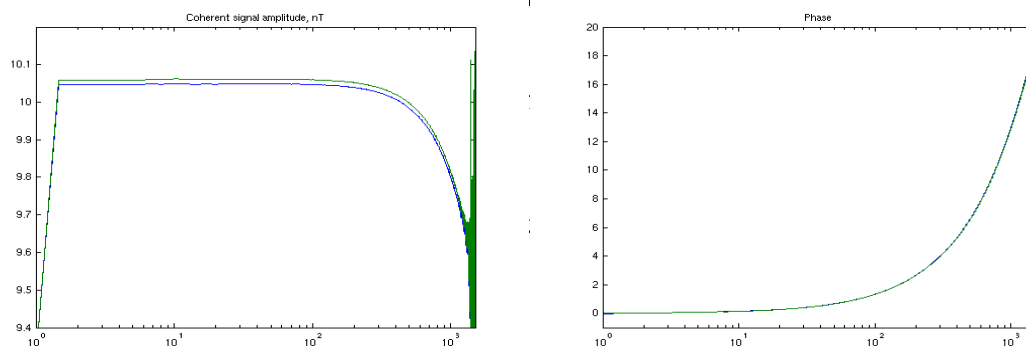


Figure 2. Three overlapped time series of magnetic field recordings from three induction coils in parallel set-up. Length of time series c. 2 hours. Signal is narrow-band filtered at 100 s. Different colours represents different magnetometers.

Before any measurements all components of the system were carefully calibrated to obtain transfer functions for each channel. An example of transfer function for electric channels is shown on Fig.3. The calibration was performed by feeding the sweep signal on the electric channels input and at the same time directly to the EarthData data recorder. The resulting difference between input and output signals is represented by the channel transfer function



The system was tested shortly in the field conditions on January 2007 (see Figure 2). Complete tests will be carried out on early May 2007 with two instruments to allow remote reference processing of magnetotelluric time series data. The results of the final field tests will be shown in the presentation. Here, however, we show results of one day long recordings with similar Uppsala instrument (MTU2000) to give a glimpse on the performance of the system. Main components (apparent resistivities and phases in xy- and yx-direction) of the resulting impedance tensor are presented on Figure 4.

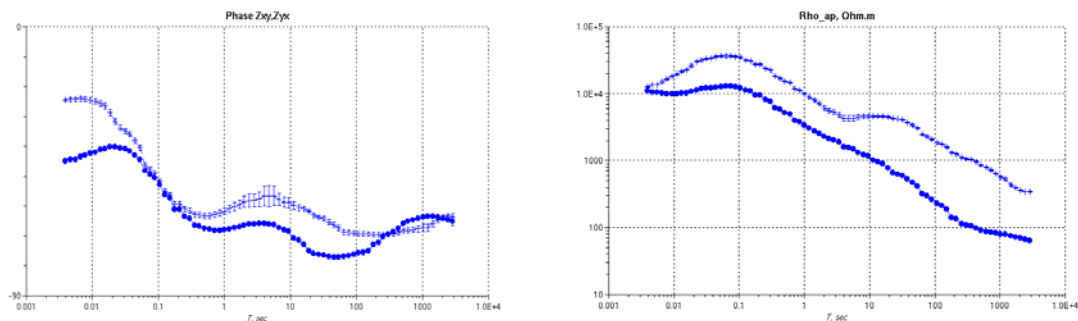


Figure 4. The result of one day recording at the test site in North Karelia.

REFERENCES

- Ádám, A., P. Kaikkonen, S.-E. Hjelt, K. Pajunpää, L. Szarka and A. Wallner, 1982. Magnetotelluric and audio-magnetotelluric measurements in Finland, *Tectonophysics*, **90**, 77 - 90.
- Benderitter, Y. and C. Hérison, 1974. Essais magnéto-telluriques en Finlande, *Centre de Recherches Géophysiques, Garchy-Nièvre, Rapport*, 1-55.
- Benderitter, Y., C. Hérison, H. Korhonen and T. Pernu, 1978. Magneto-telluric experiments in Northern Finland, *Geophysical Prospecting*, **26**, 4, 562-571.
- Hjelt, S.-E., T. Korja, E. Kozlovskaya, I. Lahti, J. Yliniemi and BEAR and SVEKALAPKO Seismic Tomography Working Groups, 2006. Electrical conductivity and seismic velocity structures of the lithosphere beneath the Fennoscandian Shield. Pp 541-559 in: Gee, D. G. & Stephenson, R. A. (eds) 2006. *European Lithosphere Dynamics*. Geological Society, London, Memoirs, 32. The Geological Society of London 2006.
- Kaikkonen, P. and Pajunpää, K., 1984. Audiomagnetotelluric measurements across the Lake Ladoga - Bothnian Bay Zone in Central Finland, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **78**, 439 - 452.
- Korja, T., P. Zhang and K. Pajunpää, 1986. Magnetovariational and magnetotelluric studies of the Oulu-anomaly on the Baltic Shield Finland, *Journal of Geophysics*, **59**, 32-41.

- Korja, T. and S.-E. Hjelt, 1998. The Fennoscandian Shield: A treasury box for deep electromagnetic studies. Pp. 31-73 in: K. K. Roy, S. K. Verma and K. Mallick (eds.), *Deep Electromagnetic Exploration*, Narossa Publishing House, New Delhi, India.
- Korja, T. and the BEAR Working Group, 2001. Electrical conductivity of the upper mantle in Fennoscandia and the BEAR (Baltic Electromagnetic Array Research) project (In Finnish: Ylävaipan sähköjohtavuus Fennoskandiassa ja BEAR (Baltic Electromagnetic Array Research) -hanke). Pp. 61-66 in Airo, M-L. and Mertanen, S. (eds.) *XX Natl. Conference on Geophysics (Geofysiikan Päivät)*, 15.-16.5.2001, Helsinki.
- Martinkauppi, A.-M., 2006. Sähkömagneettisia tutkimuksia Tyrnävän pohjavesialueilla. Pro gradu –tutkielma, Oulun yliopisto, geofysiikan osasto.
- Pelkonen, R., S.-E. Hjelt, P. Kaikkonen, T. Pernu and A. Ruotsalainen, 1979. On the applicability of the audiomagnetotelluric (AMT) method for ore prospecting in Finland. *Contr. Dept., Geophys., Univ. Oulu*, no. 94, 25 pp.
- Simpson, F. and K. Bahr, K., 2005. Practical magnetotellurics, *Cambridge University Press*, 246 pp.
- Sims, W.E., F.X. Bostic, Jr. and H.W. Smith, 1971. The estimation of magnetotelluric impedance tensor elements from measured data. *Geophysics*, **36**, 938-942.
- Tikhonov, A.N., 1950. The determination of the electrical properties of deep layers of the Earth's crust. *Dokl. Acad. Nauk. SSR*, **73**, 295-297 (in Russian).
- Xu, Y., T.J. Shankland and B.T. Poe, 2000. Laboratory-based electrical conductivity in the Earth's mantle, *Journal of Geophysical Research*, **105**, B12, 27865-27875.

Vinoviiveiden käyttö GPS-laskennassa

M. Tervo¹, R. Eresmaa², M. Poutanen¹, H. Järvinen² ja H. Koivula¹

¹ Geodeettinen laitos, maaria.tervo@fgi.fi

² Ilmatieteen laitos

Abstract

Troposphere is one of the most significant sources of error in precise GPS solutions nowadays. Especially the height component is sensitive to the tropospheric delay. We have studied the effect of the troposphere delay using slant delays derived from a numerical weather prediction model. We calculated 24 vectors for 61 days, lengths of the vectors varying between 110 and 1100 km. Using the slant delay instead of a standard troposphere model the variation of the up component is reduced remarkably, all in all 78 %. When the site specific troposphere parameters are solved for, the reduction is 3 %. We also found that in the slant delay solutions the length of the vector does not affect the variance remarkably.

1. JOHDANTO

Satelliittipaikannusjärjestelmillä on lukuisia sovelluksia ja niiden tuottamalla tiedolla on laaja käyttäjäkunta. Paikannustiedon pohjana on geodeettinen verkkoratkaisu, jonka periaatteet tunnetaan hyvin, mutta jonka tarkkuuteen vaikuttavat monet häiriöt. Tarkoissa satelliittipaikannussovelluksissa tarkkuuteen vaikuttavat eniten ilmakehän ja ionosfääriin viiveen synnyttämät virheet. Tässä keskitymme ainoastaan troposfäärin synnyttämään virheeseen. Paikannussatelliitin signaalin troposfääriin viive on satelliitin korkeuskulman, suuntakulman sekä vastaanottimen paikan ja ajanhetken funktio. Useimmissa GPS-laskentaohjelmissa viive annetaan zeniitissä jonkun mallin mukaan (esimerkiksi Saastamoinen tai Hopfield) ja lasketaan sen jälkeen kuvausfunktion avulla satelliitin korkeuskulmalle. Kuvausfunktioita on viime vuosina kehitetty numeeristen säämallien avulla (Niell, 2001, Boehm et al. 2006a, 2006b, Tesmer et al., 2007).

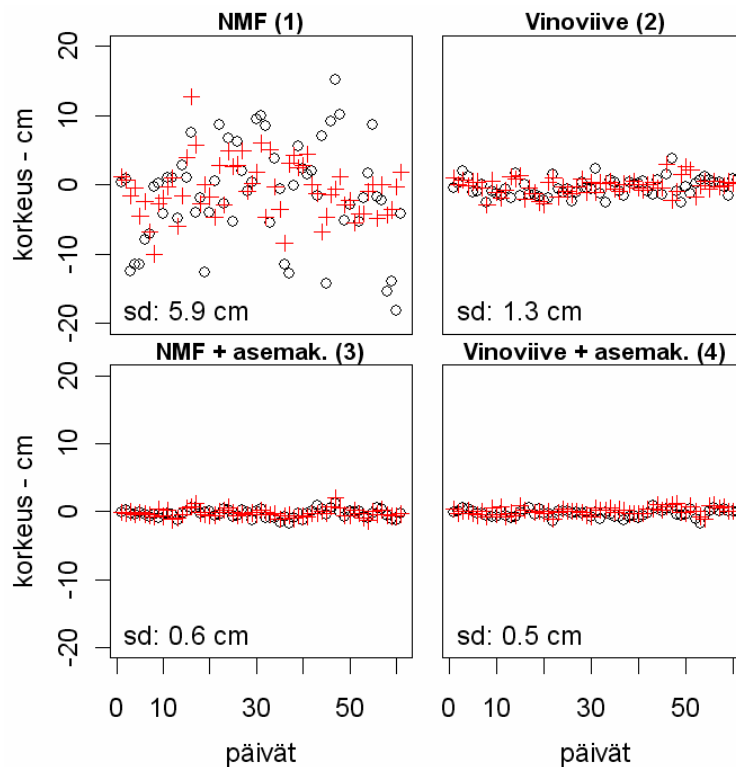
2. LASKENTA JA TULOKSET

Olemme laskeneet troposfääriin viiveen HIRLAM (High Resolution Limited Area Model) -mallista, perustuen säteenseuranta (ray tracing) -menetelmään. Viiveen suuruus lasketaan seuraamalla säteen reittiä HIRLAM-mallin kerrosten läpi vastaanottimesta jokaiseen näkyvässä olevaan satelliittiin. Tarkempi kuvaus algoritmista löytyy julkaisusta Eresmaa ja Järvinen (2006). Kullekin ajanhetkelle ja satelliitille lasketut vinoviiveet on muutettu GPS-satelliitin lähettämien kantoaaltojen aallonpituuksiksi ja vähennetty vaihehavainnoista. Vastaavasti signaalin koodin avulla lasketusta koodietäisyydestä vähennetään suoraan vinoviiveen ilmoittama matka. Doppler-havaintoihin vinoviiveillä ei ole vaikutusta. Näin käsitellyt havainnot voidaan laskea millä tahansa GPS-laskentaohjelmalla, joka sallii

laskennan ilman troposfäärimallia. Vertailuun olemme käyttäneet Niellin mallia (Niell Mapping Function, NMF, Niell, 1996).

Olemme laskeneet Suomen pysyvän GPS-asemaverkon, Finnrefin, 13 asemalle kahden kuukauden aikasarjat. Ajanjaksoksi valitsimme 16.9 - 15.11. 2005, koska tuona aikana troposfäärivivieessä esiintyneet vaihtelut olivat suuria. Yhteensä laskimme 24 vektoria, 12 vektoria Metsähovin suhteen ja toiset 12 vektoria Oulun suhteen. Jokaiseen vektorin laskentaan käytimme vuorokauden GPS-dataa. Käytimme kaksoiserotuslaskennassa Bernese v. 5.0 -ohjelmaa (Dach et al., 2007) ja ns. ionosfäärivapaata eli L3-ratkaisua. Laskenta-parametrit pidettiin muuten samoina, mutta troposfäärin käsittelyssä oli neljä eri tapaa:

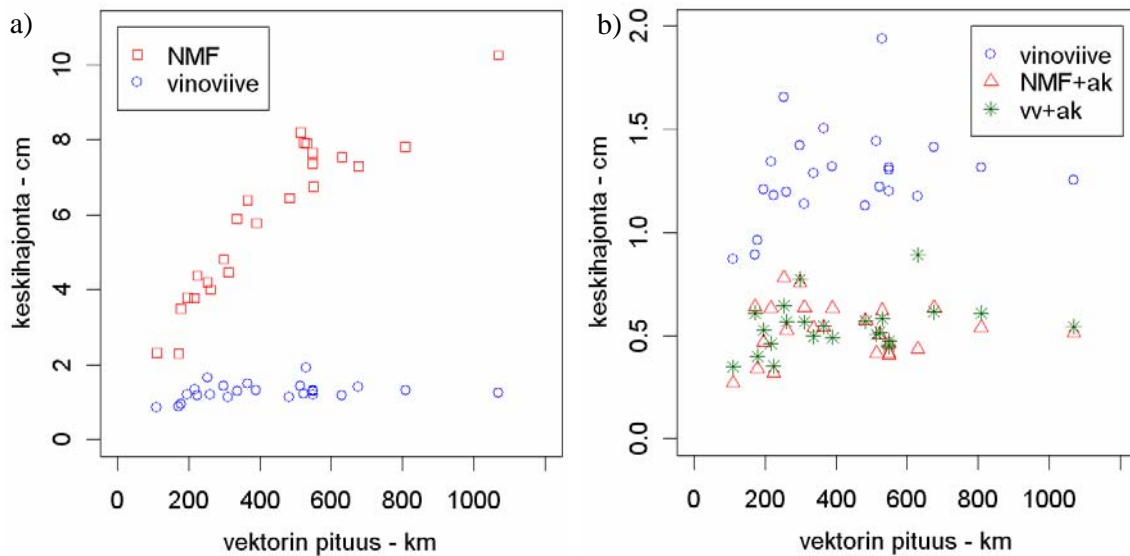
- (1) Niellin malli (NMF)
- (2) vinoviiveet (slant delay)
- (3) NMF sekä asemakohtaisten troposfääriparametrien ratkaisu
- (4) vinoviiveet sekä asemakohtaisten troposfääriparametrien ratkaisu.



Kuva 1. Sodankylän aseman aikasarjat 16.9.-15.11.2005. Kuvissa on sekä vektori Metsähovi – Sodankylä (810 km, ympyrät), että Oulu – Sodankylä (260 km, ristit). Kunkin aikasarjan keskihajonta (sd) on merkitty kuvan vasempaan alakulmaan.

Tulokset Sodankylän aseman korkeuskomponentille ovat kuvassa 1. Ylärivissä ovat ratkaisut (1) ja (2), eli ilman asemakohtaisten parametrien ratkaisua ja alarivissä ratkaisut (3) ja (4) eli asemakohtaisten parametrien kanssa. Sodankylän tapauksessa hajonta pienenee 5.9 senttimetrinästä 1.3 senttimetriin. Yhteensä hajonta pienenee kaikille vektoreille keskimäärin 78 % , kun verrataan NMF- ja vinoviiveratkaisuja. Kun asemakohtaiset parametrit ratkaistaan, vinoviivemalli on keskimäärin 3 % parempi. Kuvassa 2 näkyvät kaikkien vektoreiden

hajonnat vektoreiden pituuden funktiona. NMF:n etäisyysriippuvuus on selvä, 81 ppm, vinoviivemallille riippuvuus on vain 3 ppm.



Kuva 2. Kaikkien vektoreiden korkeuskomponenttien keskihajonnat vektorin pituuden funktiona. a) NMF:n (1) ja vinoviivemallin (2) hajonnat sekä b) samat mallit asemakohtaisten (ak) parametrien ratkaisun jälkeen ((3) ja (4)), vertailun vuoksi kuvassa myös vinoviive-tulokset (2).

3. JOHTOPÄÄTÖKSET

Ilmakehän aiheuttama viive on yksi tärkeimmistä tarkkojen GPS-sovellusten tarkkuutta huonontavista tekijöistä. Olemme käyttäneet numeerisesta säämallista laskettuja vinoviiveitä GPS-laskennassa ja havainneet niiden parantavan tarkkuutta (Tervo et al., 2007). Tarkkoja geodeettisia sovelluksia varten laskettavissa aikasarjoissa korkeuskomponentin keskihajonta pienenee keskimäärin 3 % kun käytetään vinoviiveitä NMF:n sijaan. Rutiinilaskennassa jossa asemakohtaisia troposfääriparametrejä ei yleensä ratkaista, parannus on keskimäärin 78 % korkeuskomponentille. On myös havaittavissa, että vinoviiveet eivät ole läheskään niin riippuvaisia vektorin pituudesta kuin perinteiset mallit.

LÄHTEET

Boehm, J., B. Werl ja H. Schuh, 2006a, Troposphere mapping functions for GPS and very long baseline interferometry from European Centre for Medium-Range Weather Forecasts operational analysis data, *J. Geophys. Res.*, **111**, B02406, doi:10.1029/2005JB003629.

Boehm J., A. Niell, P. Tregoning ja H. Schuh, 2006b, Global Mapping Function (GMF): A new empirical mapping function based on numerical weather model data, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L07304, doi:10.1029/2005GL025546.

- Dach, R., U. Hugentobler, P. Fridez ja M. Meindl (Eds.), 2007, Bernese GPS Software, Version 5.0, Astronomical Institute, University of Berne.
- Eresmaa, R ja H Järvinen, 2006, An observation operator for ground-based GPS slant delays, *Tellus*, **58A**, 131-140.
- Niell, A. E., 1996, Global mapping functions for the atmosphere delay at radio wavelengths. *J Geophys Res*, **101**(B2):3227–3246.
- Niell, A. E., 2001, Preliminary evaluation of atmospheric mapping functions based on numerical weather models, *Physics and Chemistry of the Earth*, **26**, 475-480.
- Tervo M, R. Eresmaa, M. Poutanen, H. Järvinen, H. Koivula ja J.-P. Luntama, 2007, Using troposphere slant delays in GPS processing: a case study in the northern latitudes, submitted
- Tesmer, V., J. Boehm, R. Heinkelmann ja H. Schuh, 2007, Effect of different tropospheric mapping functions on the TRF, CRF and position time-series estimated from VLBI, *Journal of Geodesy*, doi:10.1007/s00190-006-0126-9.

Rakettikoe: Yöaikaiset mesosfäärin ja termosfäärin emissiot (NEMI)

E. Turunen¹, C.-F. Enell¹, Th. Ulich¹, A. Kero¹, K. Kaila²

¹ Sodankylän geofysiikan observatorio, Oulun yliopisto, esa.turunen@sgo.fi

² Fysikaalisten tieteiden laitos, Oulun yliopisto

Abstract

A joint Finnish-Swedish rocket project, NEMI (Night-time Emissions from the Mesosphere and Ionosphere), is accepted for the HotPay II rocket to be launched at the Andøya Rocket Range, Norway, in October 2007. The launch is provided by an EU-funded programme, whereas the participating research groups supply the instrumentation, which consists of three photometers with filters centered at 391 nm, 500 nm and 762 nm. Background measurements at these and other wavelengths will be provided by ground-based instrumentation. The major scientific objective of NEMI is to study the coupling between ion production in the geomagnetically perturbed ionosphere and the night-time neutral chemistry of the polar mesosphere. We will make a comprehensive set of rocket-borne and ground-based measurements of the chemical state of the mesopause region in terms of the atomic oxygen and nitric oxide concentrations, the night-time production of nitric oxide and its relationship to electron density, the night-sky background emissions from the nitrogen dioxide continuum and aurora, and the mechanisms of the O₂ Chamberlain band excitation in the nightglow and its relationship to the atomic oxygen abundance and the O₂ atmospheric band.

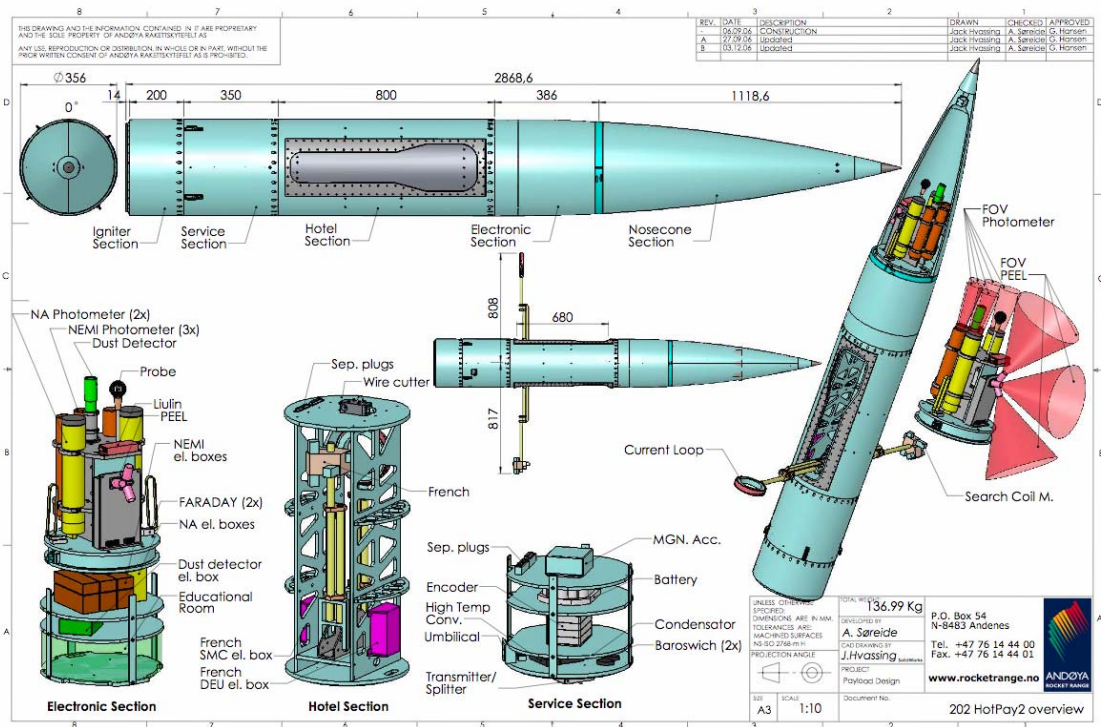
1. JOHDANTO

Sodankylän geofysiikan observatorion aeronomian tutkimusryhmä tutkii avaruussään vaikutuksia revontulialueen ionosfääriin, alatermosfääriin ja mesosfääriin. Neutraalin ja ionisoituneen yläilmakehän kytkentä on merkittävä korkeilla leveysasteilla. Tämän kytkennän globaali merkitys tunnetaan huonosti. Erityisen tärkeää olisi tuntea suurienergisien hiukkaspresipitaation aiheuttama parittoman typen ja vedyn tuotto, koska nämä puolestaan kykenevät tuhoamaan yläilmakehän otsonia.

Andøyalla Norjassa sijaitseva Arctic Lidar Observatory for Middle-Atmospheric Research (ALOMAR) koordinoi EU-rahoitteista infrastruktuurihanketta, jossa tutkimusryhmille tarjotaan mahdollisuutta sijoittaa omia mittalaitteitaan ilmaiseksi luotaustrakettiin. ”Hotel Payload” -hanke käsittää kaksi rakettilaukaisua: HotPay I laukaistiin kesällä 2006 ja HotPay II laukaistaan lokakuussa 2007. Sodankylän geofysiikan observatorio ja Tukholman yliopiston Meteorologian laitos sijoittavat HotPay II -rakettiin 3 fotometriä yhteisessä projektissa: ”Night-time Emissions from the Mesosphere and Ionosphere (NEMI)”. Nämä fotometrit mittaavat emissioita NO₂-jatkumossa 500 nm ympäristössä, O₂-atmosfääriivyyssä 762 nm lähellä ja N₂⁺ sekä O₂ Chamberlain-vöissä 391 nm lähellä.

2. HOTPAY II –RAKETIN TIETEELLINEN TAVOITE

HotPay2-raketin hyötykuorma käsittää seitsemän instrumenttia useiden tieteellisten aiheiden tutkimiseksi. Hyötykuorman sijoittelu raketin kärkikartioon on esitetty kuvassa 1.



Page 1 of 1

202 HotPay2.SLDDRW

03.12.2006

Kuva 1. Hotpay II -raketin hyötykuorma ja eri instrumenttien sijoittelu raketin kärkikartioon.

Seuraavassa nämä instrumentit on ryhmitelty kolmeen kokonaisuuteen, joista NEMI-instrumenttia koskeva MLT-alueen tutkimus on esitelty tarkemmin:

2.1. Ylämesosfääriin/alatermosfääriin (MLT) tutkimus

Ensimmäisen kokeen tarkoitus on ymmärtää Na D-viivan emissio aallonpituudella 589 nm, joka on tärkeä komponentti yöaikaisessa ilmahehkussa. Emissio syntyy meteoreista peräisin olevien Na-atomien reagoidessa O_3 :n kanssa, jolloin syntyvä NaO reagoi atomaarisen hapen kanssa ja muodostaa virittyneitä Na-atoimia. Kahden D-viivan intensiteettien suhdetta kuviteltiin aiemmin vakioksi (2.0), mutta nykyiset havainnot osoittavat sen vaihtelevan välillä 1.4-2.2. Tämän ajatellaan johtuvan konsentraatiosuhteesta O/O_2 , jolloin 85 km yläpuolella suhteen tulisi kasvaa. Leedsin yliopiston rakentamat HotPay II-rakettiin sijoitettavat kaksi Na-fotometriä mittaavat Na D-viivasuhdetta ja absoluuttista intensiteettiä. Kolme NEMI-

fotometriä mahdollistavat revontuliemissiokorjauksen edelliselle mittaamalla atomaarisen hapen konsentraation. ALOMAR-observatorion Na Weber-lidar mittaa samanaikaisesti MLT-alueen Na-tiheyden ja lämpötilaprofiilin. Leedsin yliopiston ilmahehkuspektrometri mittaa integroidun D-viivasuhteen sekä muita ilmahehku- ja revontuliemissioita (esim. hapen vihreä ja OH Meinel).

NEMI-fotometreillä mitataan myös NO:n ja O:n tuottamaa virittynyttä NO₂:ta 70 km:n yläpuolella. Alatermosfäärin NO syntyy ionien ja molekyylien kemiasta ja korkeilla leveysasteilla elektronisade lisää tuottoa huomattavasti. NO:n kulkeutuminen alamosfääriin ja ylästratosfääriin voi vaikuttaa suuresti otsonikonsentraatioon korkeilla leveysasteilla. HotPay II-rakettiin sijoitettava PEEL-instrumentti mittaa presipitoituvien elektronien energiaspektrin.

New Hampshiren yliopiston pölydetektori mittaa mesospfäärissä olevaa varautuneiden raskaiden hiukkasten määrää. Nämä ovat todennäköisimmin meteorista alkuperää olevia savuhiukkasia, joista osa varautuu sähköisesti. Kiinnostavia kysymyksiä ovat kuinka savuhiukkaset varautuvat plasmassa ja se onko savuhiukkasten ja Na- ja ilmahehkukerrosten välillä yhteyttä kuten aiemmat rakettikokeet ovat indikoineet. Esimerkiksi on ehdotettu, että presipitoituvat elektronit saattaisivat irrottaa Na-atomeja savuhiukkasista, jolloin vuorovaikutus atomaarisen hapen kanssa näkyisi ilmahehkuemissioina.

Absoluuttinen elektronien konsentraatio sekä suuren resoluution korkeusprofiili positiivisten ionien konsentraatiosta mitataan Grazin yliopiston Faraday-kiertymiskokeella ja ionisensorilla. Nämä plasmamittaukset palvelevat kolmea tarkoitusta:

- (a) Määritetyt elektroni- ja ionitiheysprofiilit liitetään ionosfäärin mallinnuksen kokeelliseen tietokantaan. Lisäksi tarkasta elektroniheysprofiilista voidaan laskea galaktisen radiolähteen radioaallon absorptio ja täten HotPay II-lennolla voidaan kalibroida Andøyen uutta kuvaavaa riometriä.
- (b) Ionitiheysprofiilin hienorakenne on neutraalin ilmakehän turbulenssin mitta. Tämä parametri on tärkeä kun pyritään ymmärtämään sellaisten komponenttien kuin Na, O₃ ja O jakaumaa yläilmakehässä.
- (c) Plasmamittaukset ovat oleellisia tulkittaessa varatun pölyn mittauksia, erityisesti selvittäessä kuinka suuri osa aerosoleista on varautuneita ja millä tavoin.

2.2. Revontulitutkimus

Viimeisten kahden vuosikymmenien aikana on satelliittien, sirontatutkien ja numeeristen mallien avulla osoitettu voimakkaiden kentänsuuntaisten virtojen olemassaolo kapeissa revontulirakenteissa. CETP-instrumentti on kolmiakselinen magnetometri, joka mittaa magneettikentän komponentit DC:stä 6 kHz asti. Näistä mittauksista voidaan arvioida kentänsuuntaisten virtojen vaikutuksia. Sekä PEEL-, plasma-, että fotometri-instrumentit tukevat CETP-mittausten tulkintaa.

2.3. Kosminen säteilyvuo

Kosminen säteily on tärkein ilmakehää ionisoiva tekijä 70 km alapuolella. Syntyvät ionit voivat toimia tiivistymiskeskuksina ja näin kenties lopulta vaikuttaa myös ilmastoon. Liulin-

instrumentti mittaa primäärisen kosmisen säteilyn ja törmäyksissä ilmakehän molekyyleihin syntyvien sekundäärihiukkasten energiaspektrin.

3. NEMI-FOTOMETRIT

Useat viimeaikaiset satelliittimittaukset ja teoreettiset mallinnukset ovat osoittaneet ionisoidun ja neutraalin ilmakehän kytkennän tärkeyden mesosfäärin/alatermosfäärin korkeusalueella. Suurienerginen hiukkassade, jota edustavat Auringosta peräisin olevat protonit, revontulielektronit ja säteilyvyöhykkeiden relativistiset elektronit, saa aikaan merkittävää parittoman tyypin tuottoa, joka puolestaan vaikuttaa otsonikemiaan. Vaikutukset neutraali-ilmakehään voivat olla niin pitkäaikaisia, että ne kytkeytyvät alempiin ilmakehän kerroksiin ja muille leveysasteille. Ioni- ja neutraalikemian kytkeytymisen yksityiskohdat on tunnettava ennenkuin voimme vastata kysymykseen mikä on suurienerginen hiukkassateen aiheuttamien ilmakehämuutosten globaali rooli.

NEMI-hankkeen tarkoituksena on tutkia revontulhiukkassateen energettisiä ja kemiallisia vaikutuksia tutkimalla atomaarisen hapen tuottoa, molekyylien viritystä ja typpioksidin tuottoa. Ionisoidun ja neutraalin ilmakehän kytkentää tutkitaan yksityiskohtaisella teoreettisella ionikemiamallilla Sodankylä Ion Chemistry (SIC).

NEMI-fotometreillä mitattavat emissiot on kuvattu seuraavassa:

3.1 O₂-atmosfäärivyö ja atomaarinen happi

Koska yksiatominen happi on tärkein kemiallisen energian kuljettaja ylämesosfäärissä ja alatermosfäärissä, on tärkeää tuntea sen konsentraation korkeusprofiili kaikissa kemiallisissa tutkimuksissa.

Luotausraketilla tehtäviä O₂ (0-0) atmosfäärivyön ($b^1\Sigma_g^+ \rightarrow X^3\Sigma_g^-$) mittauksia 762 nm lähellä on yleisesti käytetty atomaarisen hapen konsentraation määrittämisessä. Korkeusprofiili saadaan tyypillisesti alueelta 88-100 km.

3.2 Typpioksidi ja taustajatkumo

Typpioksidia NO tuottuu helposti hiukkassateen ja valokemian vaikutuksesta ja sen konsentraatio vaihtelee suuresti. NO on kemiallisesti aktiivinen ja osallistuu otsonin kemiaan. Auringonvalon puuttuessa NO on pitkäikäinen, niin että revontulien tuottama NO laskeutuu alaspäin ilmakehässä ja kulkeutuu myös eteläisemmille leveysasteille kuin missä se syntyi. Lisäksi NO on tärkein ionisoituva komponentti rauhallisessa päiväaikaisessa ionosfäärissä, joten sen konsentraatio määrittää ionosfäärin käyttäytymistä.

NEMI mittaa typpioksidin tuottoa ja vaikutusta ionosfäärissä tyypillisen revontulitapahtuman aikana. Mesopausin alueella syntyy NO₂-emissioita jatkuvasti kolmen kappaleen reaktioissa $NO + O + M \rightarrow NO_2 + M$.

Tämän mekanismin perusteella NO-konsentraatio voidaan määrittää yhdistetystä NO₂-jatkumon ja O₂-atmosfäärivyön avulla määritettävän atomaarisen hapen konsentraation analyysistä. NO-analyysin lisäksi NO₂-jatkumon mittaus toimii tärkeänä taustatietona HotPay II -raketin Na-fotometreille.

3.3 N₂⁺ 1. negatiivinen vyö

Energeettinen elektronipresipitaatio tuottaa revontuliemissioita N₂⁺(B²Σ_u⁺→X²Σ_g⁺) ensimmäisessä negatiivisessa vyössä. Tutkimme korkeusriippuvaa N₂⁺(B²Σ_u⁺) tuottoa ionosfääritaustan funktiona. Ionisaatiota tutkitaan maanpinnalta EISCAT-tutkilla ja riometreilla. Lisäksi Grazin yliopiston Faraday-kiertymäkoe ja ionisensori mittaavat elektronien ja ionien konsentraatiota HotPay II –lennon aikana. 1. negatiivisen vyön mittaukset toimivat myös taustamittauksena HotPay II –raketin Na-mittauksille.

2.1.4 O₂-Chamberlain vyö

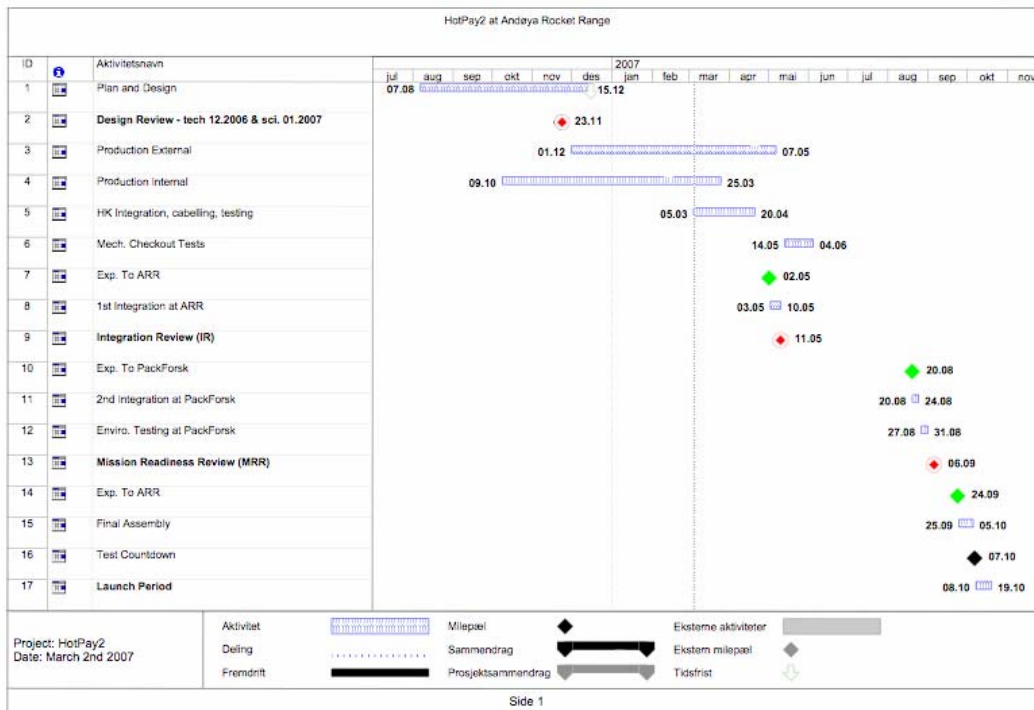
O₂-Chamberlain vyö (A³Δ_u → a¹Σ_g⁺) on yksi vähiten tutkituista molekyylärisen hapen transiatioista Maan ilmahehkussa. Chamberlain vyön ja O₂-atmosfäärivyön yhteinen analyysi mahdollistaa korkeusriippuvuuden vertaamisen atomaarisen hapen konsentraation korkeusprofiiliin. Sekä revontuli N₂⁺ 1. negatiivista vyötä että Chamberlain vyötä mitataan allonpituudella 391 nm, 1–2 nm spektrinleveydellä. Tämä on mahdollista koska Chamberlain yöhehku saa alkunsa alle 100 km korkeudella kun taas N₂-revontuliemissio tulee normaalisti yli 100 km korkeuksilta.

4. HOTPAY II -RAKETIN AIKATAULU JA LAUKAISU

HotPay II –raketin varsinainen laukaisuikkuna on 2 viikkoa ajalla 8.-19. lokakuuta 2007. Lentoradan apogee on 370 km ja Maahan (mereen) iskeytyminen tapahtuu 260-350 km etäisyydellä riippuen lähtökulmasta 85-83 astetta. Laukaisu tapahtuu Andøyen raketikoeasemalta klo 19:00-03:00 UT välisenä aikana, kun seuraavat laukaisukriteerit täyttyvät:

1. Kirkas taivas zenitissä ja siitä 20 astetta pohjoiseen. Tällöin Na-kerros ja ilmahehku voidaan mitata optisesti ALOMAR:in instrumenteilla. Osittain pilvisessä tilanteessa laukaisua voidaan viivyttää hetkessä t-3min, kunnes maanpintamittaukset voidaan tehdä. Kuvaavalla riometrillä varmistetaan revontulikaaren läsnäolo.
2. Revontulikaari 120-180 km korkeudella pohjoisessa korkeuskulmassa alle 45 astetta. Oletettu esiintymisaika on 22:00-23:00 UT.
3. Pimeä taivas ylös lennettäessä: Aurinko vähintään 12 astetta horisontin alapuolella (terminaattori > 140 km); Kuun tulisi myös olla vähintään 12 astetta horisontin alapuolella vähintään 4 tuntia välillä 19-03UT. Lähtölaskennan tulisi alkaa klo 16:00 UT.
4. Na-kerros häiriintymätön, keskimääräisen Gaussisen profiilin mukainen.

Rakettikokeen yleisaikataulu on esitetty kuvassa 2.



Kuva 2. HotPay II –rakettikokeen yleisaikataulu

HotPay II –raketti on kuvan 3. VS-30/improved Orion –yhdistelmä, jonka toimittaa DLR/Moraba.

VS-30/Imp.Orion Data:

	1 st Stage	2 nd Stage	Vehicle
Structural mass (kg)	335	156	491
Propellant mass (kg)	884	290	1,171
Burning time (s)	19.2	21.9	-
Total action time	29.0	26.0	-
Average thrust, vacuum (kN)	98.1	77.4	-
Total impulse, vacuum (MNs)	2.28	0.618	-
Specific impulse, vacuum (s)	258	204	-
Motor diameter (m)	0.557	0.356	-



Kuva 3. VS-30/improved Orion luotausraketti

Sodankylän geofysiikan observatorion digitaalinen VLF emissioiden mittausrjestelmä VLF100aT

Tauno Turunen

Sodankylän geofysiikan observatorio, Oulun yliopisto

Abstract

Natural VLF emissions have been measured usually by using loop antenna followed by low noise amplifier and tape recorder. The spectral analysis needed in data processing has been done later by a suitable hardware device or in recent years by computers after analog to digital conversions of original data. Usually the whole scientific analysis is based to dynamic power spectra of measured signals. The receiver system described here creates digital data already on the field using 24 bit conversions forming complex samples. Orthogonal 1000 m² loop antennae are used and flat response has been arranged by 2-pole band pass matching. For lowest possible noise parallel amplifier solution is used. Analog part of the filtering uses 10-pole linear phase filters and the final filtering is digital filter included in the AD-converters. Sampling frequency is 78125 frequency. Timing and frequency reference is taken from GPS. Response is practically flat above 1000 Hz and usable bandwidth is 100-39000 Hz. In most of the band the noise level of the system at 1 Hz noise bandwidth is less than signal from VLF wave at 100 attotesla level. Our name for the receiver VLF100aT arises from this. The design goal is 120 dB dynamic range and no saturation even in case of strong sferics. The analysis program gives power as a function of frequency and polarization parameters and contains several possibilities to filter the data. The obtained data is of highest quality. Several examples are given.

1. JOHDANTO

Luonnon yleisesti tunnettuja VLF emissioita ovat muun muassa jo noin 100 vuoden ajan tunnetut salamaniskujen seurauksena syntyvät vihellykset, revontulialueen läheisyydessä havaittavat lukuisia emissiomuotoja sisältävät kuorot (chorus), jotka liittyvät elektronien ja vihellysmoodissa etenevien aaltojen vuorovaikutukseen päiväntasaajan yllä revontulialueelle päätyvillä magneettikentän voimaviivoilla ja revontulialueen suhina (auroral hiss), joka liittyy revontuleen liittyvien ilmiöiden aktivoitumiseen ja syntyy revontulivyöhykkeen yläpuolella. Muita VLF ilmiöitä ovat mm. vielä hyvin vähän tunnettu magnetosfäärin viivaemissio (MLR, magnetospheric line radiation), verkkolinjojen säteily (PLHR, power line harmonic radiation), joka on ihmisen toiminnan tulos, sekä erilaiset liipaistut diskreetit emissiot kuten verkkolinjojen säteilyn liipaisemat emissiot. Luettelo ei ole täydellinen. Voimakkaimmat maanpinnalla havaittavat VLF emissiot ovat kuitenkin salamaniskujen aiheuttamat VLF purskeet ja VLF lähettimien signaalit.

VLF emissioita mitataan useimmiten, mutta ei toki kuitenkaan aina, silmukka-antenneilla, joka on yhdistetty laajakaistaiseen vahvistimeen ja suotimeen sekä rekisteröintilaitteeseen, jona viime vuosikymmeninä on useimmiten ollut nauhuri. Mittauksen kaistaleveys alkaa tyypillisesti muutamasta sadasta hertsistä ja päättyy yleensä alle 20 kHz taajuuksille. Tästä on toki poikkeuksiakin. Havaintoaineiston analysointi on eri aikoina tehty hyvin eri tavoin, mutta modernin järjestelmän ratkaisu on aina tietokone.

Mittauksen tekee hankalaksi mitattavan signaalin laaja dynamiikka. Laajakaistaisessa mittauksessa signaalin huipputaso määrittää kunnollisessa mittauspaikassa salamaniskujen muodostama signaalitausta. Se muodostuu muutamien millisekuntien pituisista VLF purskeista, joiden tehotiheys maksimituu 8-10 kHz taajuudella, mutta jotka sisältävät tehoa myös paljon suuremmilla taajuuksilla. Näitä purskeita tulee satunnaisesti jakautuneena muutamia kymmeniä kappaleita sekunnissa ja huippuamplitudiltaan niiden jakautuma kattaa koko sen dynamiikan, joka mittauslaitteella on, riippumatta siitä mikä se dynamiikka on. Jos signaalitaso säädetään siten, että saturoitumistaso ylittyy vain muutamia kertoja tunnissa niin useimmat sekunnit sisältävät useiden millisekuntien tai jopa kymmenien millisekuntien aikaintervalleja, jossa signaalitaso on esimerkiksi 80 - 120 dB alle saturoitumistason. Tähän 120 desibelin dynamiikkaan, tai ainakin melko lähelle sitä, on mahdollista päästä. Klassisissa ratkaisuisa siihen ei päästä, sillä mahdollisten muuntajien säröt, rekisteröintinauhurin todellinen aito lineaarinen dynamiikka, vahvistinten särö- ja kohinasotot ja useimmiten käytetyn ja maksimissaan 8-16 bitin AD muunnoksen dynamiikka ovat rajoittavina tekijöinä. Perinteinen ratkaisu on sallia signaalin saturoituminen jo rekisteröintivaiheessa ja luottaa siihen, että tulkintaa varten tarvittava dynaaminen spektri (aika-taajuus-teho) kuitenkin saa esille halutut ilmiöt, Tällöin käytetään todellisuudessa hyväksi signaalitaustan minimien tarjoamat mahdollisuudet toivoen samalla, että saturoitumiseen ajatun systeemin tuottamat säröt ja sekoitustulokset sekä saturoitumishetkellä tapahtuva halutun ja usein heikon signaalin katkeaminen ei tulosta tuhoa. Näin on yleensä aina tehty. Usein ilmiö on näinkin prosessoiden tunnistettavissa ja sen tietyt piirteet hallittavissa, mutta tarkka tehon aikakäyttäytymisen mittaaminen taajuuden ja signaalin polarisaatioparametrien funktiona on mahdotonta. Samoin on mahdotonta tehdä todella toimivia polarisaatioon perustuvia suotimia kuten esimerkiksi suodin, joka hyväksyy ainoastaan puhtaasti ympyräpolaroidun aallon vasenkätisessä kiertosuunnassa tai signaalin, jonka polarisaatioellipsin isoakselin suunta ja eksentrisyys toteuttaa annetut ehdot.

Tämän hetken elektroniikka tarjoaa kuitenkin kohtuuhintaisen ratkaisun myös vähintäänkin lähes aitoon lineaariseen ratkaisuun. Laitte rakennetaan siten, että sen jokaisen elementin säröt ja kohina sekä suodatuksen ominaisuudet toteuttavat 120 dB lineaarisuus- ja häiriötäisyysvaatimuksen. Rekisteröinniksi soveltuu ainoastaan suora digitaalinen rekisteröinti ja AD muunnokset on tehtävä 24 bitin tasolla. Vahvistukset on säädettävä siten, että saturoituminen on riittävän harvoin tapahtuva ilmiö ja analyysin on pystyttävä hallitusti poistamaan nämä harvatkin pisteen kun prosessien estimaatteja muodostetaan.

2. VASTAANOTIN VLF100aT

Syksyllä 2005 Sodankylän geofysiikan observatorio mittasi luonnon VLF emissioita Sodankylän alueella käyttäen ensimmäistä kertaa digitaalista VLF vastaanotinta, joka on

esitelty alan kollegoille koodinimellä UEV2300. Sen tuottamat aineistot tunnetaan maailmalla jo melko laajasti.

UEV2300 järjestelmä käyttää kahta varsin kompaktaa 3x3 m neliönmuotoista silmukka-antennia, jossa kierrospinta-aratulo on 2300 m² (256 kierrosta lankaa alumiinikotelossa). Laite pystyy erinomaiseen VLF mittaukseen aina noin 15 kHz taajuuksiin saakka, mutta laitteena se on muihin laitteisiin verrattuna parhaimmillaan alle 500 Hz taajuuksilla. Yleisesti ottaen se VLF alueella pystyy havaitsemaan 1-10 femtoteslan aaltoja normaalisovellutuksien kaistaleveyksillä 1-100 Hz. ULF alueella laite olisi suvereeni, kunhan vain löydetään sopiva suojaisa paikka, johon sen voisi asentaa. Laite on nimittäin alhaisilla taajuuksilla äärimmäisen herkkä pientenkin ulkoisten häiriöiden aiheuttamille mekaanisille värähtelyille.

Syksyn 2005 mittauksen aikana testattiin erilaisia antennin ja vahvistimen välisiä sovituksia, kalibrointimenetelmiä, vastaanotossa käytetyn suoran kompleksisen 24 bittisen AD muunnoksen ja suoraan tietokoneen massamuisteihin suoritettua taltioinnin toimivuutta ja luotettavuutta. Lisäksi tutkittiin GPS järjestelmään perustuvan referenssitajuuksien ja ”absoluuttisen” näyteajoituksen luotettavuutta niissä olosuhteissa, joissa herkkiä VLF mittauksia suoritetaan eli mielellään yli kymmenen kilometrin päässä lähimmästä sähkölinjasta. Yllättäen käytännöllisesti katsoen kaikki laitteessa toimi suunnitellulla tavalla ja mittaustulokset olivat erinomaisia.

UEV2300 kokemusten ja kaikkien aikaisempien yli 30 vuoden kuluessa kerättyjen aihepiiriin liittyvien kokemusten perusteella SGO:ssa kehitettiin vuonna 2006 vielä uusi VLF alueella kohinatasoltaan alhaisempi ja samalla myös laajakaisaisempi vastaanotin VLF100aT. Sen antennit olivat palvelleet jo noin 15 vuotta useissa eri vastaanotinversioissa. Antennin muodostaa 10 kierrosta koaksiaalikaapelia, joka on niputettu muodostamaan 10x10 metrin neliön muotoinen mastoihin ripustettava 1000 kierrosneliömetrin silmukka-antenni.

Vuoden 2006 vastaanottimelle tunnisteeksi annetun nimen loppuosa on aT100. Taustalla on, että tämä tässä raportissa kuvattu järjestelmä pystyy yksikkötaajuuden (1 Hz) suuruisella kohinakaistalla havaitsemaan amplitudiltaan 100 attoteslan (10^{-16} T) suuruisen värähtelyn pääosallaan taajuuskaistaansa, joka vuoden 2006 marraskuun mittauskampanjan versiossa on noin 100 - 39000 Hz. Antenni, sen sovitus ja vahvistinratkaisu toteuttavat tämän SNR kriteerin noin 800 hertsistä aina 60 kHz taajuuteen asti, mutta käytetty näytteenottotaajuus 78125 Hz rajoittaa mittaускаistan yläpäässä noin 39 kHz taajuuteen..

4. ANTENNIN SOVITTAMINEN VAHVISTIMEEN

Kuvaillun antennin oma induktanssi on 4.9 mH ja sen hajakapasitanssien kanssa muodostama resonanssitajuus on noin 38 kHz. Antennin ohminen vastus on muutamia ohmeja taajuudesta riippuen. Vaatimuksena on saavuttaa B:n suhteen riittävän tasainen ja vaiheeltaan hyvin käyttäytyvä vaste noin 40 kHz taajuuteen asti alkaen noin 1 kHz taajuudesta ja sopivalla impedanssitasolla, joka sallii bipolaarisiin komponentteihin perustuvan etuvahvistimen. Sovitus toteutetaan 2-napaisella aluepäästösuotimella kaistalle 1-40.5 kHz. Lähtöimpedanssiksi oletetaan ääretön. Silmukka-antennin toinen pää maadoitetaan ja rinnakkaisresonanssi lasketaan nimellisesti taajuudelle 6364 Hz rinnakkaiskapasitanssilla. Viritetyn antennin lähtö sovitetaan terminointivastukseen LC sarjaresonanssiipiirillä, jolla on

sama resonanssitaajuus. Tarvittava kela joudutaan tekemään tarkkana käsityönä ja on rakenteeltaan ilmasydäminen toroidi. Sovituksessa käytetään Bessel vasteen kertoimia ja terminoinnin arvoksi tulee silloin 42 ohmia johtuen käytetyn antennin induktanssista ja valitusta kaistaleveydestä. Kaistan ulkopuolella signaali vaimenee 12 dB/oktaavi. Sovituksen ratkaisu on realisoitavissa jos antennin oma vapaa resonanssitaajuus on suurempi kuin ala- ja ylärajataajuuden geometrinen keskiarvo. Se tuottaa oleellisesti tasaisen ja jälkikäsitellyssä helposti hallittavan kaistan, joka pystytään realisoimaan myös riittävän identtiseksi järjestelmän sisältämän kahden riippumattoman ortogonaalisen antennilinjan kesken niin vaiheen kuin amplitudinkin suhteen. Tämä on käytännössä signaalin polarisaatioparametrien mittaamisen ehdoton edellytys.

5. VAHVISTIN, SUODIN, AD MUUNNIN JA KOKONAISSVASTE

Sovituksen terminointiin kytketyn etuvahvistimen kannalta signaali tulee impedanssista, joka on maksimissaan 42 ohmia 6.36 kHz ympäristössä ja mittauskaistan muilla taajuuksilla pienempi. Hieman alarajataajuutensa alapuolella ja ylärajataajuutensa yläpuolella impedanssi saa minimin, joka on oleellisesti silmukka-antennin ohminen vastus kyseisellä taajuudella. Terminointivastuksen lämpökohinaa kuormittaa antennin ja sovituspäihin muodostama impedanssi. Vahvistimen virtakohinageneraattorin kohinavirta muodostaa kohinajännitteen impedanssissa, joka on terminointivastuksen ja antennin ja sovituspäihin muodostaman kompleksisen impedanssin rinnankytkentä.

Yksittäisellä vahvistimella ei voi syntyvällä impedanssitasolla saavuttaa tyydyttävää kohinatasoa, joten VLF100aT:n etuvahvistimen ratkaisuna on kaksivaiheinen rinnakkaisvahvistinkytkentä, jossa ensimmäisessä asteessa on 9 särökompensoitua vahvistinta rinnan ja toisessa asteessa 3. Näiden kokonaisvahvistus on 21.96 dB. Yksittäisenä komponenttina on Analog Device AD797. Rakenteen tuottama ottoon redusoitu kokonaiskohinataso on kaistalla 0.4-0.96 nV/sqrtHz taajuudesta riippuen. Tämä sisältää kaikki antennin, sovituksen, terminoinnin, vahvistimien jännitekohinan, vahvistimien virtakohinan vaikutuksen ja tarvittavien ympäryskomponenttien kohinatermit. Maksimissaankin kokonaiskohina vastaa noin 57 ohmin vastuksen termistä kohinaa.

Vahvistimen jälkeinen analoginen suodatus on toteutettu 10-napaisella lineaarivaihesuotimella, jonka ylärajataajuus on 42 kHz. Myös tämä tehdään samoilla komponenteilla kuin etuvahvistin. Suodin ja sitä seuraava differentiaalinen kaapeli-juri tuottavat 36 dB lisävahvistuksen. Tässä vaiheessa signaali on vastaanottimessa suurimmalla tasollaan ja se syöttää noin 200 metrin differentiaalista kaapelia 150 ohmin lähtöimpedanssista. Vastaanottopäässä signaali terminoidaan, vaimennetaan ja samalla poistetaan myös yhteismuotojännite. Yhteismuotojännitteen esto onnistuu yli 200 V transienteillekin, muuta jatkuvana yhteismuotosignaalina ei komponenttimitoitus tällaista tasoa kuitenkaan kestä.

Signaali syötetään AD muuntimiin maksimitasolla 2.5 Vpp ja kokonaisjännitevahvistus on etuvahvistimen otosta AD muuntimen ottoon 155.7 eli 43.85 dB. Tämä on VLF vastaanottimen vahvistuksena poikkeuksellisen pieni arvo.

Käytetyllä AD muuntimella 1 LSB=0.167 μ V. Koska vahvistus on 155.7 otosta AD muuntimeen niin kokonaisvaste ottoon redusoituna on 1.07 nV/LSB.

Mittausjärjestelmän amplitudivaste on 5 kHz taajuudella AD muuntimen otossa 8.52 nV/fT. Yhden femtoteslan aiheuttama antennisignaali aktivoi siis kolmesta neljään alinta bittiä VLF100aT vastaanottimessa.

Digitaalinen suodin on AD muuntimeen kuuluva lineaarivaiheinen FIR-suodin, jonka rajataajuus on noin 39 kHz. Tämä määrittää lopullisen vasteen. Laskostuminen on havaittavissa raskaissa testeissä (yli 100 desibelin dynamiikka) muutaman sadan hertsin alueella Nyquistin taajuuden alapuolella. Käytännön mittauksissa se ei tule esiin.

6. SUORITUSKYKY

VLF100aT tuotti ensimmäisessä muutamia päiviä kestäneessä mittauskampanjassa aineiston, joka sisälsi mm. kaikkien aikojen ensimmäisen samanaikaisen maanpinta- ja satelliittihavainnon MLR ilmiöstä. Aineisto osoitti vakuuttavasti, että kaukaakin edennyt revontulisuhina voidaan havaita, mutta silloin se on vaihtanut polarisaationsa kiertosuunnan. Synkroniset vihellyksen on nyt havaittu ensimmäistä kertaa Suomessa. VLF lähettimien polarisaatiossa osoittautui olevan ajoittain hyvin kummallinen käyttäytyminen. Lisäksi havaittiin täysin uusi ennen raportoimaton emissiotyyppi.

Aineisto sisältää paljon muutakin. Esitelmässä näytetään joitakin esimerkkejä ilmiöistä ja niiden havaitsemista helpottavasta analyysiin rakennetusta suodatuskoneistosta, jonka äärimmäisen pienellä kohinatasolla toteutettu lineaarinen ja oleellisesti 120 dB dynamiikan hallitseva rekisteröinti tekee VLF mittauksessa mahdolliseksi.

Cosmic Ray Induced Ionization in the Atmosphere: Galactic and Solar Cosmic Rays

I.G. Usoskin¹, G.A. Kovaltsov² and I. Mironova³

¹ Sodankylä Geophysical Observatory (Oulu unit), ilya.usoskin@oulu.fi

² Ioffe Physical-Technical Institute, St.Petersburg, Russia

³ St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

Abstract

Using a physical model based on Monte-Carlo simulation of the cosmic ray induced cascade, we calculate cosmic ray induced ionization in the atmosphere. The results for long-term changes in the ionization due to galactic cosmic rays are presented. The ionization effect of strong solar energetic particle events is also discussed.

1. INTRODUCTION

Cosmic rays form the main source of the atmospheric ionization in the troposphere and lower stratosphere, contributing significantly also into the ionization of higher atmospheric layers. When entering the Earth's atmosphere, very energetic cosmic rays initiate a nucleonic-electromagnetic-muon cascade in the atmosphere. All thus forming secondary particles/radiation ionizes the ambient air, leading to essential physical and chemical changes in the atmosphere.

Two main components are important for cosmic ray induced ionization of the lower atmosphere: (1) high energy galactic cosmic rays that are always present in the vicinity of the Earth and are subject of the solar modulation and (2) sporadic solar cosmic rays of lower energy but very high momentary flux. The effect of both components is quantitatively studied here.

2. NUMERICAL MODEL

A full physical model has been recently developed to calculate cosmic ray induced ionization in the atmosphere, taking into account all the related processes (Usoskin et al., 2004; Usoskin and Kovaltsov, 2006). The model is based on the Monte-Carlo CORSIKA tool, which simulates full development of an electromagnetic-muon-nucleonic cascade in the atmosphere, with the FLUKA package used for low energy interactions. The direct ionization by primary cosmic rays is explicitly taken into account. The model is applicable to the entire atmosphere, from the ground up to the stratosphere. A comparison to fragmentary direct measurements of the ionization in the atmosphere confirms the validity of the model in the whole range of geographical latitudes and altitudes. We provide a detailed tabulated ionization yield function, which, together with a detailed recipe, allows one to compute easily the cosmic ray induced

ionization for given location, altitude and the spectrum of cosmic rays. This provides a new tool for a quantitative study of the space weather influence upon the Earth's environment.

3. GALACTIC COSMIC RAYS

The ionization due to galactic cosmic rays is always present in the atmosphere. However, due to the solar modulation, it changes with the 11-year solar cycle. Using the model results and a reconstruction of the past solar modulation we calculate the temporal variability of the cosmic ray induced ionization for the last 50 years and, with lower resolution, for the last four centuries.

4. SOLAR COSMIC RAYS

Solar cosmic rays, i.e. energetic particles accelerated in the solar corona and interplanetary medium, appear during sporadic solar energetic particle events associated with solar flares and/or coronal mass ejections. During such events, the flux of charged particles of lower energy may increase by orders of magnitude. There are some studies showing a statistical relation between such events and atmospheric properties, although a quantitative modeling of such a relation was still missing. Here we present quantitative results to compute the possible effect of solar cosmic rays in the ionization of the troposphere-stratosphere for several solar energetic particle events, ranging from severe to moderate. It is shown that a severe event may indeed enhance the cosmic ray induced ionization in middle and high latitudes down to the troposphere, but moderate events produce no additional ionization in the troposphere, even in polar regions. The global effect of moderate-to-strong solar energetic particle events in the ionization is tiny.

5. CONCLUSIONS

The atmospheric ionization due to cosmic rays is quantitatively studied. It is shown that the effect of solar proton events is significant only for high-latitude regions and can be neglected in middle and low latitudes. Cosmic ray induced ionization due to galactic cosmic rays is the main factor of ionization and it varies with the 11-year solar activity cycle. In addition, the long-term trend in the ionization is evaluated in the past.

REFERENCES

- Usoskin, I.G., O.G. Gladysheva and G.A. Kovaltsov, 2004, Cosmic ray induced ionization in the atmosphere: Spatial and temporal changes, *J. Atm. Solar-Terr. Phys.*, 66(18), 1791-1796.
- Usoskin, I.G., and G.A. Kovaltsov, Cosmic Ray Induced Ionization in the Atmosphere: Full Modeling and Practical Applications, *J. Geophys. Res.*, 111, D21206, 2006.

Kuoren sähkönjohtavuus FIRE 3A -profiililla välillä Kokkola - Laukaa

K. Vaittinen¹, T. Korja¹ ja P. Kaikkonen¹

¹Fysikaalisten tieteiden laitos, Oulun yliopisto, katri.vaittinen@oulu.fi

Abstract

In this study we have collected broadband magnetotelluric and audiomagnetotelluric data across the western border of the Central Finland Granitoid Complex in two profiles. First profile is collocated with the FIRE3A profile from Kokkola to Laukaa, and the second is crossing the first profile in EW direction from Lappajärvi to Pihtipudas. We present 2D inversion results for the electrical conductivity of the crust.

1. JOHDANTO

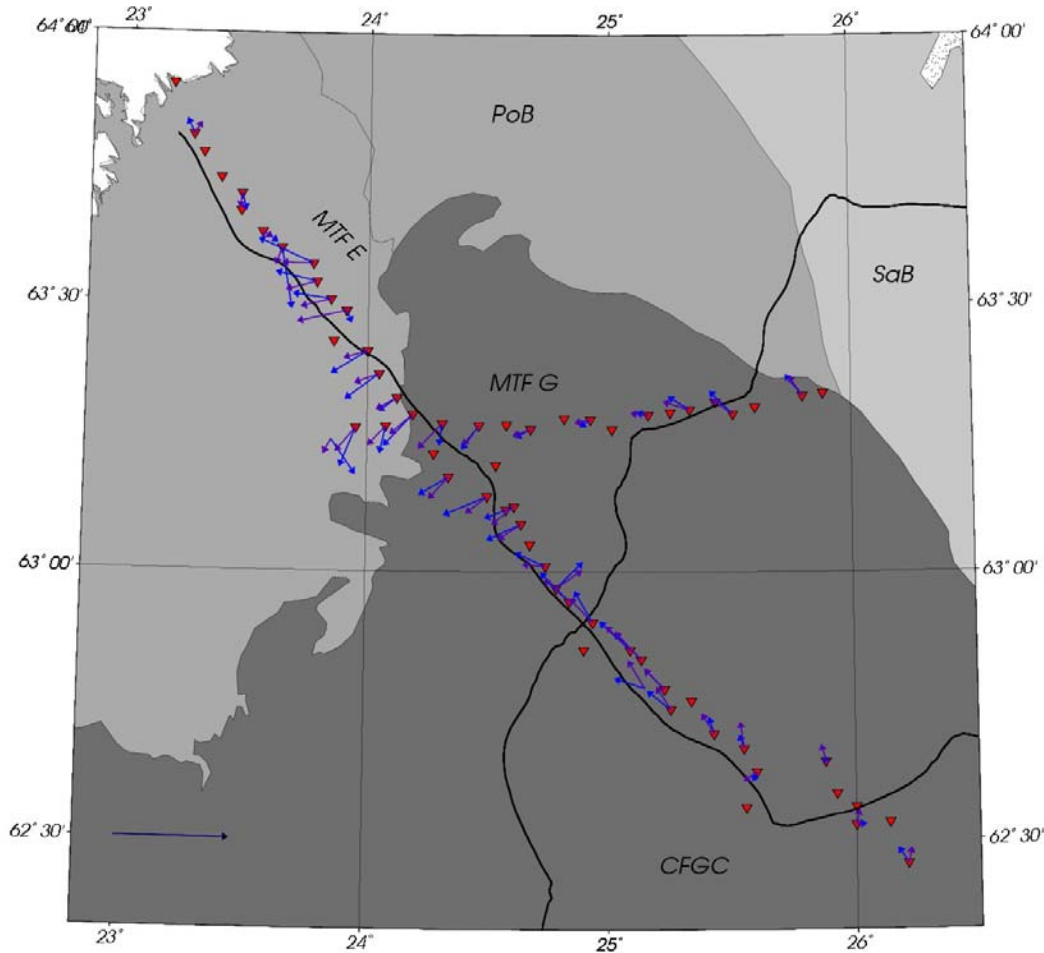
Tämä tutkimus on osa suurempaa MT-FIRE projektia, jonka yksi päämäärä on sähkömagneettisin menetelmin täydentää FIRE-hankkeesta saatavaa tietoa Fennoskandian kilpialueen rakenteesta. Erääksi tutkimuskohteeksi on valittu FIRE 3A -linjan (Sorjonen-Ward, 2006) ympäristö Kokkolasta Keski-Suomeen.

2. MITTAUSALUE JA -AINEISTO

Maastomittauksia tehtiin kesien 2004 – 2005 aikana kahdella profiililla. Näistä MT-FIRE E kulkee valtatieä 13 pitkin Kokkolasta Äänekoskelle ja jatkuu samansuuntaisena Laukaaseen asti. Profiilin E yhteispituus on 222 kilometriä. Toinen alueen mittausrakenteista, MT-FIRE G, kulkee Lappajärveltä Pihtiputaalle. Noin sadan kilometrin mittainen profiili G risteää E:n kanssa Perhossa, ja yhtyy loppupäässään FIRE-1 profiiliin (Kuva 1). Luotauspisteitä on molemmissa profiileissa noin viiden kilometrin välein. Kussakin luotauspisteessä rekisteröitiin vuorokauden ajan näytteenottotaajuudella 20Hz, ja kahden tunnin ajan taajuudella 1000Hz. Kesän 2005 luotauksissa pystyttiin rekisteröimään myös näytteenottotaajuudella 3000 Hz. Saadusta aineistosta voitiin yleensä määrittää siirtofunktiot periodialueelle 300 Hz – 1000 s, jolloin maankamaran sähkönjohtavuusrakenne voidaan mallintaa noin kilometristä syvimmillään ylävaippaan asti.

Suurin osa luotauksista on tehty 5-komponenttimittauksina, joten sähköisen impedanssin lisäksi voidaan määrittää magneettinen siirtofunktio (tipper). Tipper voidaan esittää ns induktiovektoreina, jotka osoittavat paremman johteen suuntaan (Parkinsonin vektori) ja ideaalisessa 2D-tapauksessa ovat kohtisuorassa geosähköistä kulkua vastaan. Luotauspisteille ylä- ja keskikuorta vastaavilla periodeilla 10 s ja 100 s määritetyt induktiovektorit on esitetty kuvassa 1. Induktiovektorit ovat yksi tapa arvioida tutkimusalueen sähköisen kulun suuntaa, ja kuvasta 1 nähdään, että profiilin E kaakkoisosassa on kohtisuorassa kulkua vastaan ja profiilin

luoteisosa kulun suunnassa. Kulun suunta muuttuu noin 90 astetta suunnilleen Kyyjärven kohdalla.



Kuva 1. MT-FIRE luotauspisteet E ja G –profiileilla (kärjellään olevat kolmiot) sekä induktiovektorit kussakin pisteessä periodeilla 10s ja 100s. Kuvassa käytetty piirtämistapa (vektorit piirretty Parkinsonin periaatteen mukaan) tarkoittaa sitä, että vektorit osoittavat johteen (suuremman johtavuuden) suuntaan. Reflektioseismiset FIRE 3A ja FIRE 1 –profiilit on merkitty mustalla viivalla. Kartan geologiset yksiköt: PoB = Pohjanmaan liuskejako, SaB = Savon liuskejako ja CFGC = Keski-Suomen granitoidikompleksi. Yksinkertaistetut geologiset rajat Koistinen et al. (2001) mukaan.

3. INVERSIO

Datan inversiossa on käytetty kaksiulotteista inversio-ohjelmaa (Siripunvaraporn ja Egbert, 2000). Perinteisessä magnetotelluurisen aineiston 2D-inversiossa käytetään kahta moodia, TE (sähkökenttä kulun suunnassa) ja TE (sähkökenttä kulun suuntaa vasten kohtisuorassa), joille

lasketut näennäinen ominaisvastus ja vaihe sovitetaan mitattuihin arvoihin. Tässä tapauksessa kuitenkin näiden moodien määrittäminen on hankalaa, sillä ilmeisesti esimerkiksi profiilin E edetessä sähköisen kulun suunta muuttuu 90 astetta, joten inversiossa on käytetty tensorin kierron suhteen invarianttia impedanssitensoin determinanttia (Pedersen & Engels, 2005) sekä tipperiä molemmille profiileille.

4. ALUSTAVIA TULOKSIA

2D inversiomalleissa päästään kohtuullisen hyvään sovitukseen determinantin ja tipperin yhteistulkinnan osalta ja kummallakin profiililla saadaan selvästi ratkaistua johteiden yläpinta eli niiden syvyys ja geometria. Sen sijaan johdekerroksien paksuutta ei yleensä voida yksikäsitteisesti määrittää eikä aineisto pisimpiäkään periodeja (1000 s) käytettäessä riitä välttämättä kaikkialla johteiden läpäisyyn.

Pohjanmaan liuskejaksoon liittyy varsin pinnanläheisiä johteita, joiden yläpinta syvimmillään on noin viisi kilometriä. Lähestyttäessä Pohjanmaan liuskejakson ja Keski-Suomen granitoidikompleksin litologista rajaa luoteesta johdekerroksen yläpinta painuu syvemmälle, noin kymmeneen kilometriin. Tätä johdekerrosta voidaan profiililla E seurata noin neljäkymmentä kilometriä granitoidikompleksin puolelle, minkä jälkeen profiililla havaitaan koko kuoren syvyinen varsin eristävä yksikkö. Alueella aiemmin GGT/SVEKA –profiililla tehdyissä mittauksissa (Korja & Koivukoski, 1994; Lahti et al., 2006) vastaavaa ei ole havaittu, tosin aineiston inversionmallissa on nähtävissä heikkoja piirteitä vastaavanlaisesta laajasta eristävästä lohkoista syvemmällä kuorella. FIRE 1 –profiili risteää mallin kanssa tämän eristävän yksikön alueella, noin 20 kilometriä kaakkoon johdekerroksen reunasta. Johdekerros jatkuu profiilin E mallissa jälleen Äänekoskelta kaakkoon mentäessä, aluksi noin 20 kilometrin syvyydellä nousten kuitenkin profiilin lopussa noin 15 kilometrin syvyyteen.

Profiililla G hyvät johteet jatkuvat Pohjanmaan liuskejaksolta itään tultaessa noin 20 kilometriä Keski-Suomen granitoidikompleksin puolelle. Lännessä johteet ovat hyvin lähellä pintaa, painuen noin 15 – 20 km syvyyteen. Idempänä havaitaan heikompi johdekerros joka syvenee noin 20 kilometristä 30 kilometriin kohti Pihtipudasta mentäessä. Mallissa on viitteitä johdekerroksen katkeamisesta noin 20 kilometriä ennen profiilin loppua. Lisäksi mallissa voidaan havaita muutama kymmentä kilometriä leveä eristävä lohko syvemmällä kuorella profiilien E ja G risteyskohdalla.

LÄHTEET

Lahti, I., Korja, T., Pedersen, L. and BEAR working group, 2006. Lithospheric conductivity along the GGT/SVEKA transect in the central Fennoscandian Shield. *Geophysical Journal International* (in rev).

Korja, T. ja Koivukoski, K., 1994. Crustal conductors of the SVEKA Profile in the Fennoscandian (Baltic) Shield, Finland, *Geophys. J. Int.*, **116**, 173-197.

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*.

- 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.
- Sorjonen-Ward, P., 2006. Geological and structural framework and preliminary interpretation of the FIRE 3 and FIRE 3A reflection seismic profiles, central Finland. *Geological Survey of Finland, Special Paper* **43**, 105-159.

IODP Expedition #313 New Jersey Shallow Shelf – review of forthcoming expedition

H. Valppu^{1,2} ja K. Strand²

¹ Oulun yliopisto, fysikaalisten tieteiden laitos

² Oulun yliopisto, Thule-instituutti

Abstract

Marine “environmental archives” store considerable information on past environmental changes. This information can be restored from the fossil content or by analysing chemical or physical properties. Although sea-level change is a complicated system, it indicates changes in climate. To predict the future changes in climate it is important to know the mechanism of sea-level changes in the past. Therefore it is important to study and understand the behaviour of past environments and climate.

1. JOHDANTO

Merelliset sedimentit arkistivat merkittävän määrän informaatiota tapahtuneista ilmastonmuutoksista. Nämä tiedot saadaan esille sedimenttien fossiilisisällöstä tai analysoimalla kemiallisia tai fysikaalisia ominaisuuksia. Esimerkiksi syvän meren sedimenteistä voidaan selvittää nopeita ilmastonmuutoksia viime jääkaudelta. Globaaleja ja paikallisia ympäristönmuutoksia on tutkittu viimeisen 60 000 vuoden ajalta (holoseeni ja myöhäis-pleistoseeni). Lisäksi muiden merkittävien tektonisten ja ilmastollisten tapahtumien osalta niitä on tutkittu viimeisen 15 miljoonan vuoden ajalta.

Merenpinnan korkeuden vaihtelun historian ja vaikutusten tunteminen on yhteiskunnallisesti yksi merigeofysiikan ja –geologian tavoitteista. Vaikka merenpinnankorkeuden vaihtelu on monimutkainen prosessi, se ilmaisee muutoksia ilmastossa. Mountain et al. (2006)

2. TUTKIMUSALUE

Aiemmin tehtyjen tutkimusten perusteella tiedetään, että New Jersey (Kuva 1) on erinomainen paikka merenpinnan korkeuden historian tutkimiseen ja sen yhteyden selvittämiseen sekvenssi stratigrafiaan. Alueella kerrostuminen on nopeaa ja tektoniikka on vakaa. Lisäksi alueella on paljon hyvin säilyneitä fossiileja, jotka sopivat iän määrittämiseen. Alueesta löytyy kattavasti seismistä ja kairanreikäaineistoa. Mountain et al. (2006)



Kuva 1. Kairauspisteet (punainen) ja New Jersey (keltainen) kartalla. Kuva: Google Earth

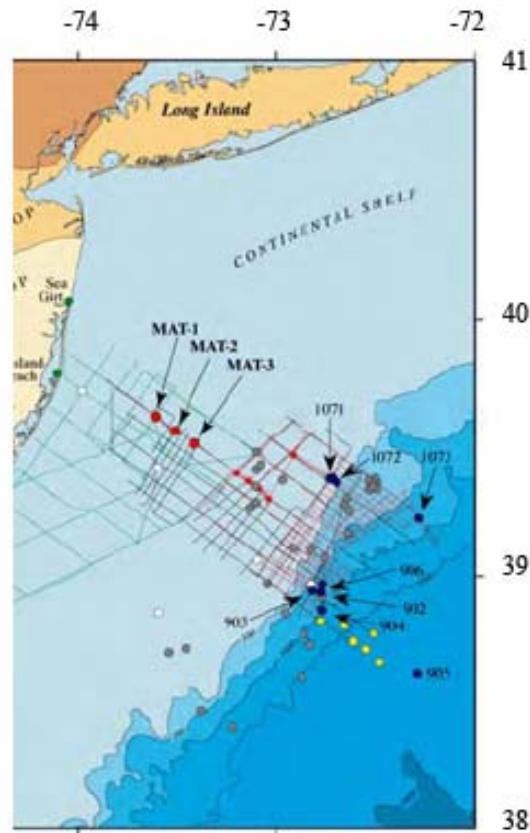
Kairauspisteet (Kuva 2) on valittu hyödyntäen aiempien tutkimuksien tuloksia, joissa selvisi, etteivät alueen rannan sedimentit soveltuneet mioseenin (23 – 5,33 Ma sitten) merenpinnan korkeuden tarkasteluun. New Jerseyyn mantereellinen shelf, etenkin sen keski- ja sisäosat soveltuvat erinomaisesti myöhäis-oligoseeni – mioseeni eustaattisten merenpinnan korkeuden vaihtelun amplitudien selvittämiseen. Mountain et al. (2006)

3. MATKAN TAVOITTEET

Matkan tavoitteena on saada kairanreikänäytteitä ja jatkuvaa kairanreikäaineistoa alueen siliklastisista kerrostumista. Alue on modernin mantereen reunus, jossa on tärkeitä sisemmän paleoshelfin fasieksia. Kairukset suoritetaan kolmessa herkässä ja kustannustehokkaassa pisteessä. Kerätystä aineistosta pyritään selvittämään:

1. Ajoittaa ”Icehouse” kerrostumat (oligoseenista nykypäivään), sarja glasioeustaattisesta muutoksesta, ja vertailla mukautumattomien pintojen iäkiä sitoen nämä ajanjaksot merenpinnan korkeuden alenemisiin, jotka voidaan määrittää puolestaan $\delta^{18}\text{O}$ glasioeustaattisesta proxy datasta.
2. Arvioida merenpinnan korkeuden vaihtelun määrää, amplitudeja sekä mekanismeja.

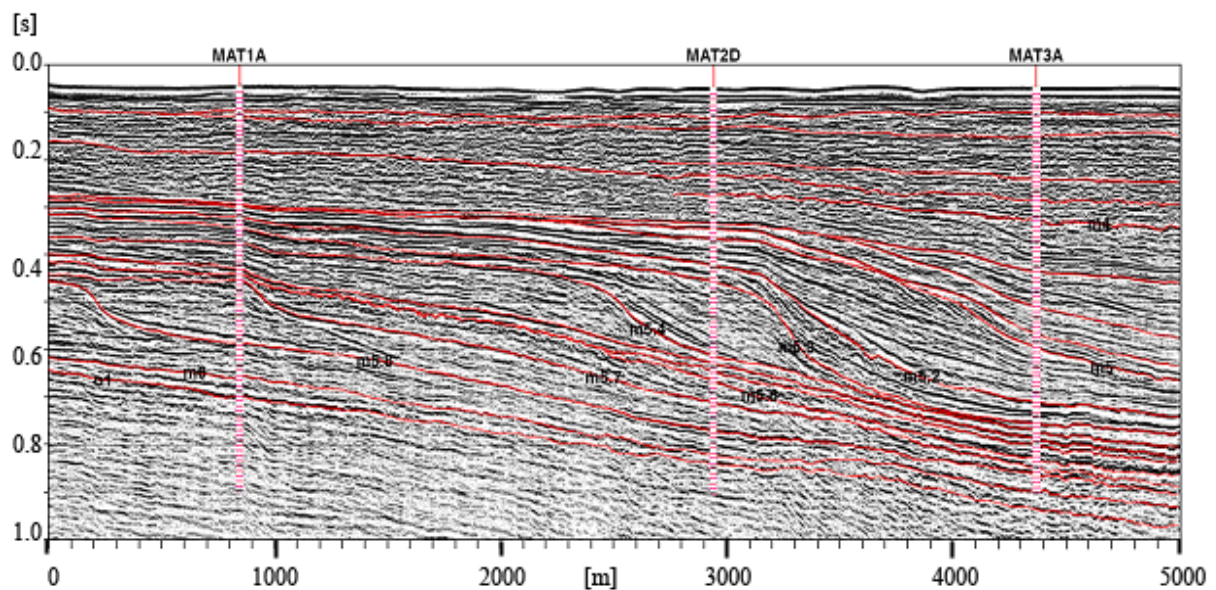
3. Arvioida fasiesten stratigrafisia syklejä, jotka ilmentävät kerrostuneita ympäristöjä, sedimentti muodostumia, ja kerroksellisia geometrioita merenpinnan korkeuden vaihtelun aikana.
4. Selvittää base-level tulevia IODP kairauksia varten muilla passiivisilla reuna-alueilla. Mountain (2006)



Kuva 2. New Jersey'n rannikko. Kuvaan on merkitty punaisella tutkimusmatkalla kairattavat pisteet. Yksiköt molemmilla akseleilla ovat asteita. Kuva: Mountain (2006)

4. TUTKIMUKSEN TAVOITTEET

Henkilökohtaisina tavoitteina on tutkimuksen tekeminen kairauksista kerätystä kairanreikämittauksista sekä kairansydämistä saadusta aineistosta. Työn aiheena on merenpinnan korkeudenvaihtelu myöhäis-kenotsooisena aikana. Tutkimus keskittyy pääasiassa analysoimaan petrofysikaalista logging dataa hyödyntäen myös kairansydämistä saatavaa aineistoa. Lisäksi tarkoituksena on tehdä sekvenssistratigrafista tulkintaa alueen seismistä aineistoa (Kuva 3) ja kairanreikädataa käyttäen, sekä tutkia mahdollisia syklisyyksiä Wavelet -spektrianalyysin avulla.



Kuva 3. Seisminen linja suunniteltujen kairauspisteiden yli. Sekvenssistratigrafiassa kuvaa voidaan hyödyntää merenpinnan korkeuden muutosten tarkastelussa.

Kuva: Mountain et al. (2006)

LÄHTEET

Mountain, G., 2006. Updated 20.03.2007 Why drill New Jersey Shallow Shelf? Expedition 313 - New Jersey Shallow Shelf. [www-document]. [Referred to 22.04.2007],

<http://www.eso.ecord.org/expeditions/313/313.htm#>

Mountain, G., K. Miller, N. Christie-Blick, P. Sugarman, C. Fulthorpe, 2006. Shallow –water drilling of the New Jersey continental shelf: Determining the links between sediment architecture and sea-level change. [Pdf-dokumentti]. [Referred to 22.04.2007]

www.eso.ecord.org/docs/564.pdf

Geomagneettisesti indusoituvat virrat ja magneettiset aktiivisuusindeksit

A. Viljanen¹, A. Pulkkinen² ja R. Pirjola¹

¹ Ilmatieteen laitos, ari.viljanen@fmi.fi, risto.pirjola@fmi.fi

² University of Maryland & NASA/GSFC, antti.pulkkinen@gsfc.nasa.gov

Abstract

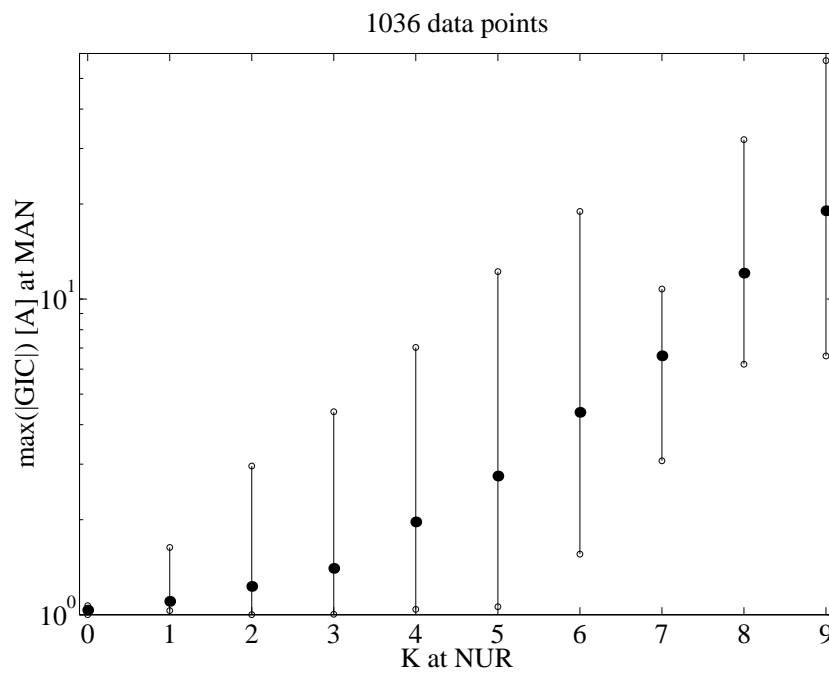
Geomagnetically induced currents (GIC) flowing in technological ground-based conductor systems such as power grids can cause various problems from minor nuisance to system blackouts. The probability of GIC is largest during high geomagnetic activity, as defined by conventional magnetic indices (K , A_k , aa , ...). However, standard indices are usually based on the variation ranges of the magnetic field in periods of an hour or longer, and they may suffer from saturation during the most extreme events. In turn, GIC is primarily related to the time derivative of the magnetic field ($d\mathbf{B}/dt$), which varies rapidly within time scales of a couple of minutes. Based on direct GIC measurements in the Finnish natural gas pipeline, we demonstrate the strengths and weaknesses of traditional indices as well as discuss a couple of alternative activity indicators.

1. JOHDANTO

Maan magneettikentän vaihtelujen voimakkuutta luonnehditaan paikallisten ja globaalien aktiivisuusindeksien avulla (Rangarayan, 1989). Magneettisten observatorioiden perusindeksi on K (asteikko 0,1,...,9), joka määritetään kolmen tunnin jaksoissa (0-3, 3-6, ..., 21-24 UT). Se kuvaa kentän horisontaalikomponenttien vaihteluväliä, josta on vähennetty säännöllinen vuorokausivaihtelu. Koska kentän vaihtelut ovat eri suuria eri alueilla, K -indeksi on pyritty skaalaamaan siten, että sen ajallinen jakauma on samanlainen kaikkialla.

Aktiivisuusindeksit tarjoavat kätevän tavan kuvata avaruusilmastoa. Indeksien ja auringonpilkuluvun välillä on hyvin tunnettu yhteys: magneettinen myrskyisyys on suurimmillaan auringonpilkkumaksimin lähellä. Aivan yhtä yleisesti ei ole tiedossa, että magneettinen häiriöisyys on kaksihuippuinen siten, että juuri pilkkumaksimin aikana myrskyisyys laantuu hieman (Nevanlinna, 2006). Magneettisia indeksejä hyödynnetään myös käytännön sovelluksissa, joista tässä esityksessä käsitellään geomagneettisesti indusoituvia virtoja (geomagnetically induced currents, GIC). Niihin kohdistuva mielenkiinto johtuu erityisesti suurten magneettisten myrskysten aiheuttamista sähkökatkoksista Québecin osavaltiossa Kanadassa 1989 (Bolduc, 2002) ja Ruotsin Malmössa 2003 (Pulkkinen et al., 2005). Viime vuosina on keskusteltu K -indeksin hyvistä ja huonoista puolista GIC-ennustamisessa (Simpson, 2004; Oler, 2004; Kappenman, 2005; Viljanen et al., 2006). Tässä esityksessä rajoitutaan K -indeksiin ja sille kehitettyihin vaihtoehtoihin.

2. GIC JA K-INDEKSI



Kuva 1: Suomen maakaasuputkea pitkin kulkevan GIC:n päivittäisen huippuarvon vaihteluväli Mäntsälässä läheisen Nurmijärven observatorion K -indeksin funktiona (marraskuu 1998 – toukokuu 2005). Kutakin K -arvoa vastaava GIC:n mediaani on merkitty pisteellä. Vaaka-akselilla oleva K -indeksi vastaa sitä 3 tunnin jaksoa, jolle GIC:n huippuarvo osuu. Ainoastaan sellaiset päivät on otettu huomioon, jolloin GIC on ylittänyt 1 A.

GIC:n fysikaalinen selitys on Faradayn induktiolaki, jolloin ratkaisevat suureet ovat magneettikentän aikaderivaatta ($d\mathbf{B}/dt$) ja siihen liittyvä sähkökenttä, joka aiheuttaa induktiovirrat. Käytännössä sähkökenttää ei mitata säännöllisesti. Lisäksi paikallinen geologia vaikuttaa huomattavasti yksittäisiin pistemittauksiin, joten ne eivät välttämättä ole alueellisesti edustavia. Magneettisia havaintopisteitä on puolestaan varsin kattavasti eikä magneettikenttä ole herkkä pienialaisille geologisille rakenteille. Sähkökenttä voidaan laskea magneettikentästä, jos maan sähköjohtavuus tunnetaan (Viljanen et al., 2004). Nyrkkisääntönä voidaan todeta, että suuri magneettikentän aikaderivaatta merkitsee samanhetkistä suurta GIC:tä.

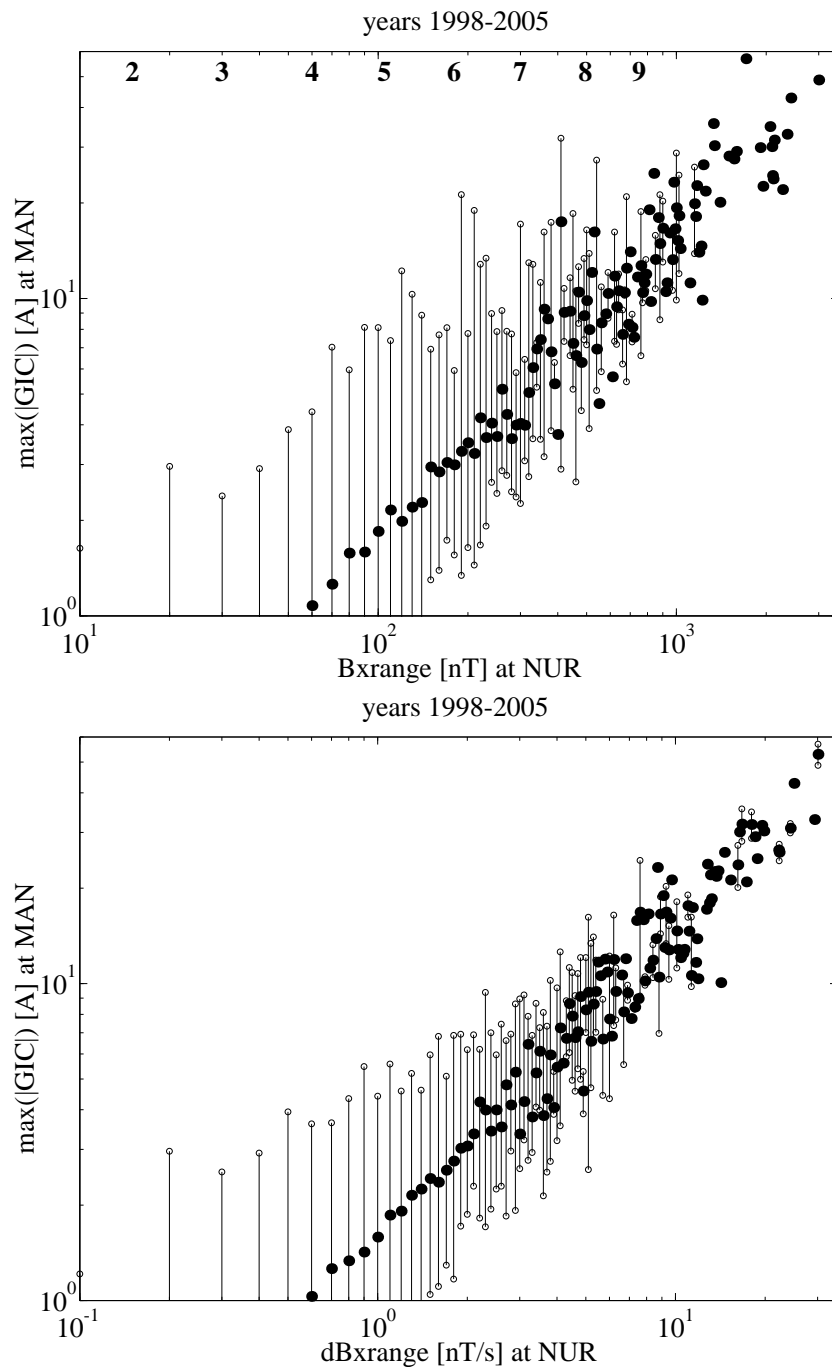
Koska K -indeksi kuvaa kentän vaihteluväliä kolmen tunnin aikana, se ei liity suoraan hetkelisiin derivaatta-arvoihin. Kuva 1 esittää Suomen maakaasuputkea pitkin kulkevan GIC:n päivittäisten huippuarvojen riippuvuutta K -indeksistä. Keskimäärin GIC kasvaa K -indeksin funktiona, mutta yksittäisten tapahtumien välillä on suuria eroja. Jopa magneettisten ”hirmumyrskyn” aikana ($K = 9$) GIC saattaa jäädä pienemmäksi kuin varsin vähäisen magneettisen vaihtelun aikana ($K = 4, 5$). Tämä sopii yhteen Kappenmanin (2005) havaintojen kanssa: jo pienillä K -arvoilla (4, 5) magneettikentän aikaderivaatta saattaa olla suurempi kuin huippuarvolla $K = 9$. Toisaalta Mäntsälässä havaitut 15 suurinta GIC-myrskyä päivittäisen huippuarvon mukaan luokiteltuna ovat osuneet indeksille $K = 9$ yhtä poikkeusta lukuunottamatta ($K = 8$).

3. VAIHTOEHTOISIA GIC-INDIKAATTOREITA

GIC:n ennustaminen vaatisi kykyä ennustaa magneettikentän horisontaalikomponenttien aikaderivaatta alueella, joka kattaa kulloinkin tarkasteltavan johdinjärjestelmän. Derivaatan käyttäytyminen riippuu ionosfäärivirtojen ajallisesta ja paikallisesta kehityksestä, jota nykyäisyyden mukaan ei voida käytännössä ennustaa deterministisesti (Pulkkinen et al., 2006a). Pulkkinen et al. (2006b) esittävät systemaattisesti erilaisia mahdollisuuksia arvioida GIC, kun magneettikentästä ei ole saatavilla aikasarjamittauksia. Niukimmillaan tietoa on ainoastaan yksittäisestä kentän poikkeamasta rauhallisen ajan perustasosta. Tällöinkin voidaan tilastollisesti arvioida aikaderivaatan suuruusluokka ja edelleen GIC. Tämä vastaa oleellisesti tilannetta, jossa tunnetaan ainoastaan kentän vaihteluväli jonakin ajanjaksona.

GIC:n ennustamisen kannalta K -indeksi on ongelmallinen: vaikka magneettinen hirmumyrsky voitaisiin ennakoida varmasti, se ei välttämättä merkitsisi GIC-myrskyä. Toisaalta joidenkin järjestelmien kannalta merkittäviä GIC-virtoja voi esiintyä jo vähäisemmän magneettisen vaihtelun aikana. K -indeksin skaalaus havaintopaikan mukaan ei myöskään ole GIC:n kannalta mielekäs. Esimerkiksi Nurmijärvellä $K = 9$ saavutetaan, jos horisontaalikentässä on vähintään 750 nT vaihtelu. Sodankylässä vastaava raja on 1500 nT. Koska kentän aikaderivaatan maksimi-arvo ilmeisesti kasvaa kentän vaihteluvälin kasvaessa, eri observatorioiden K -indeksit eivät ole GIC-mielessä vertailukelpoisia. K -indeksin asteikko loppuu myös tavallaan kesken, koska magneettikentän vaihtelu voi kasvaa periaatteessa kuinka paljon tahansa eli $K = 9$ sisältää hyvin erisuuruisia tapahtumia (Kappenman, 2005).

Yksinkertainen vaihtoehto on käyttää GIC-indikaattorina kentän tai sen aikaderivaatan vaihteluväliä suoraan fysikaalisissa yksiköissä ilmaistuna (nT tai nT/s). Tällaista ideaa on aiemmin sovellettu ainakin Pohjois-Amerikassa (Trichtchenko and Boteler, 2004). Määritellään mag-



Kuva 2: Yläkuva: Mäntsälän GIC:n 3-tuntiset maksimit Nurmijärven R_x :n funktiona (10 nT jakoväli) vuosina 1998-2005. GIC:n mediaaniarvot on merkitty pisteillä. Kuvan yläreunaan on merkitty K -indeksien kynnsarvot. Alakuva: Sama kuin yllä, mutta R_{dx} -arvoa käyttäen (0.1 nT/s jakoväli). Pystyasteikot ovat samat kuin kuvassa 1. Suurimpia R_x - ja R_{dx} -arvoja vastaa usein vain yksi GIC-arvo.

neettikentän pohjoiskomponentin (B_x) vaihteluväli

$$R_x = \max(B_x) - \min(B_x) \quad (1)$$

ja vastaavasti aikaderivaatalle

$$R_{dx} = \max(dB_x/dt) - \min(dB_x/dt) \quad (2)$$

UT-jaksoille 0-3, ..., 21-24. Objektivisena etuna K -indeksiin verrattuna on riippumattomuus rauhallisen ajan kantaviivan valinnasta. Tässä tarkastellaan vain x -komponenttia, mutta määritelmät yleistyvät myös muille komponenteille tai horisontaalivektorille $\mathbf{H} = B_x \mathbf{e}_x + B_y \mathbf{e}_y$. Kuvassa 2 esitetään GIC:n maksimi-arvo R -suureiden funktiona. Logaritmiasteikolla riippuvuus on hyvin tarkasti lineaarinen. GIC:n vaihteluväli on tiukemmin rajattu R_{dx} :n kuin R_x :n suhteen, mikä on odotettua induktiolain perusteella. Annettua R -lukua näyttää myös vastaavan hyvin määritely R :n funktiona kasvava GIC:n maksimin alaraja.

GIC-mittaussarjat ovat pisimmilläänkin vain joidenkin vuosien pituisia. Magneettisia mittauksia on saatavissa digitaalisessa muodossa muutamien kymmenien vuosien ajalta, jotka kattavat jo auringonpilkkujaksoja. Tällöin R -indikaattorien avulla voidaan tilastollisesti arvioida GIC:n esiintymistä. Magneettikentän vaihteluvälin ennustaminen on myös saavutettavissa oleva tavoite, koska jo nykyään pystytään aurinkotuulen mittauksista ennustamaan hyvin samantapaisia suureita kuten revontulialueen kokonaisvirtaa kuvaava AE -indeksi (Gleisner and Lundstedt, 1997). Vaikka kentän aikaderivaatan yksittäisiä arvoja ei voida ennakoita, sen keskimääräinen käyttäytyminen osataan ennustaa jollakin tarkkuudella (Weigel et al., 2003; Wintoft, 2005).

4. JOHTOPÄÄTÖKSIÄ

Perinteisesti käytetty magneettinen aktiivisuusindeksi K on jossain määrin huono luonnehtimaan geomagneettisesti indusoituvien virtojen suuruuksia. Fysikaalisemmat ja objektiivisemmat vaihtoehdot perustuvat suoraan kentän tai vielä paremmin sen aikaderivaatan vaihteluväliin.

KIITOKSET

Gasum Oy on tukenut Ilmatieteen laitoksen tekemiä Suomen maakaasuputken GIC-tutkimuksia usean vuoden ajan.

LÄHTEET

- Bolduc, L., 2002. GIC observations and studies in the Hydro-Québec power system, *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, **64**, 1793–1802.
- Gleisner, H. and H. Lundstedt, 1997. Response of the auroral electrojets to the solar wind modeled with neural networks, *J. Geophys. Res.*, **102(A7)**, 14269–14270.
- Kappenman, J.G., 2005. An overview of the impulsive geomagnetic field disturbances and power grid impacts associated with the violent Sun-Earth connection events of 29-31 October 2003 and a comparative evaluation with other contemporary storms, *Space Weather*, **3**, S08C01, doi:10.1029/2004SW000128.

- Oler, C., 2004. Imperfect K Index Satisfactory For Electric Power Industry, *Space Weather*, **2**, S06001, doi:10.1029/2004SW000083.
- Nevanlinna, H., 2006. *Avaruussää - Auringosta tuulee*, URSA.
- 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, *Space Weather*, **3**, S08C03, doi:10.1029/2004SW000123.
- Pulkkinen, A., A. Klimas, D. Vassiliadis, V. Uritsky and E. Tanskanen, 2006a. Spatiotemporal scaling properties of the ground geomagnetic field variations, *J. Geophys. Res.*, **111**, A03305, doi:10.1029/2005JA011294.
- Pulkkinen, A., A. Viljanen and R. Pirjola, 2006b. Estimation of geomagnetically induced current levels from different input data, *Space Weather*, **4**, S08005, doi:10.1029/2006SW000229.
- Rangarayan, G.K., 1989. Indices of Geomagnetic Activity, in *Geomagnetism, Volume 3* (ed. J.A. Jacobs), Academic Press, 323–384.
- Simpson, S., 2004. Does the Electrical Power Industry Need Better Storm Warnings?, *Space Weather*, **2**, S03001, doi:10.1029/2004SW000063.
- Trichtchenko, L. and D.H. Boteler, 2004. Modeling Geomagnetically Induced Currents Using Geomagnetic Indices and Data, *IEEE Transactions on Plasma Science*, **32**, 1459–1467, doi:10.1109/TPS.2004.830993.
- 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.
- Viljanen, A., A. Pulkkinen, R. Pirjola, K. Pajunpää, P. Posio and A. Koistinen, 2006. Recordings of geomagnetically induced currents and a nowcasting service of the Finnish natural gas pipeline system, *Space Weather*, **4**, S10004, doi:10.1029/2006SW000234.
- Weigel, R.S., A. J. Klimas and D. Vassiliadis, 2003. Solar wind coupling to and predictability of ground magnetic fields and their time derivatives, *J. Geophys. Res.*, **108(A7)**, 1298, doi:10.1029/2002JA009627.
- Wintoft, P., 2005. Study of the solar wind coupling to the time difference horizontal geomagnetic field, *Ann. Geophys.*, **23**, 1949–1957, SRef-ID: 1432-0576/ag/2005-23-1949.

Suprajohtava gravimetri ja hydrologia

H. Virtanen, M. Bilker-Koivula, M. Tervo, J. Virtanen, J. Mäkinen

Geodeettinen laitos, Heikki.Virtanen@fgi.fi

Abstract

The superconducting or cryogenic gravimeter (SG) has high sensitivity and low drift rate. It has been over two decades eminently suitable for the study of geodynamical phenomena through their gravity signatures. Depending on frequency, it is capable of detecting gravity variations as small as 10^{-11}ms^{-2} . The gravimeter GWR T020 has been operating continuously in Metsähovi since August 1994. From the gravity data we have removed known factors causing temporal gravity variations, such as tides, polar motion, loading effects due to the Baltic Sea and atmosphere and a small linear drift. The gravity residual correlates clearly with the level of the local groundwater. We compare gravity data to different hydrological models of various spatial extents. We use the highly accurate hydrological model for Finland, the Watershed Simulation and Forecasting System (WSFS) of the Finnish Environment Institute and the global models CPC and GLDAS. A key question is the separation of the attraction of near-field water storage from the loading effect of the regional water storage, as the two are strongly correlated and the size of the former depends on very local hydrogeology around the SG. We have used observations of local groundwater, precipitation and soil moisture. In addition, model calculations have been carried out to correct the local gravity effect. We have compared GRACE satellite data and SG as “ground-truth” too. The ambition of hydrological studies, using T020 is to verify and develop gravity and hydrological models in the spatial scales from regional (Finland) to continental (European).

1. JOHDANTO

Suprajohtava gravimetri (SG) on ollut yli kaksi vuosikymmentä ylivoimainen instrumentti sellaisien geofysikaalisten ilmiöiden tutkimiseen, jotka aiheuttavat painovoiman ajallista vaihtelua (Virtanen 2005); Virtanen 2006). Tämä johtuu erinomaisesta herkkyydestä ja pienestä (yleisesti lineaarisesta) käynnistä. Geodeettisella laitoksella on Metsähovissa painovoimalaboratorio, jossa on SG (GWR T020) toiminut yhtäjaksoisesti elokuusta 1994 lähtien. Painovoimahavainnot on tehty sekunnin välein. Jaksoittaisille ilmiöille laitteen erotuskyky on, riippuen taajuudesta, parhaimmillaan 10^{-11}ms^{-2} , yksittäisille ilmiöille tarkkuus on parempi kuin 10^{-9}ms^{-2} . Laitteita on maailmalla toiminassa yli kaksikymmentä. Tutkittaessa ja etsittäessä uusia ilmiöitä, havainnoista poistetaan tunnetut ilmiöt. Painovoiman residuaalia verrataan sitten havaintoaineistoon tutkittavista luonnonilmiöistä. Tässä tutkimuksessa on datasta poistettu mm. seuraavat vaikutukset: vuoksi-ilmiö, navan liike,

Itämeren ja ilmakehän aiheuttama kuormitus, sekä lineaarinen käynti. Lisäksi on poistettu suurten maanjäristyksien ja laitehäiriöiden vaikutukset. Paikallisia hydrologisia havaintoja, alueellisia ja globaaleja malleja on verrattu residuaaliin. Paikallisella pohjaveden korkeudella on havaittu jo kauan selvä korrelaatio painovoiman vaihteluiden kanssa Virtanen (2001). Metsähovissa on aloitettu havainto- (mm. maankosteus) ja mallintamistyö paikallisen hydrologisen kiertokulun selvittämiseksi.

2. TUTKIMUSAINEISTOSTA JA KÄSITTELYSTÄ

SG-dataa ja apuhavaintoja, kuten kalliopohjavesi (paikallinen poranreikä), ilmanpaine (paikallinen barometri) ja Itämeren pinnankorkeus (Helsingin mareografi) on marraskuusta 1994 lähtien. Käytettävissä on tarkka koko Suomen vesimalli WSFS (Watershed Simulation and Forecasting System), joka antaa päivittäisen luvun (mm) kokonaisvesivarastosta 1961-2007 (Vehviläinen et al. 2005) Tästä aineistosta on saatavilla 1 km×1 km hila Suomi alueelle kesäkuusta 2003 lähtien.

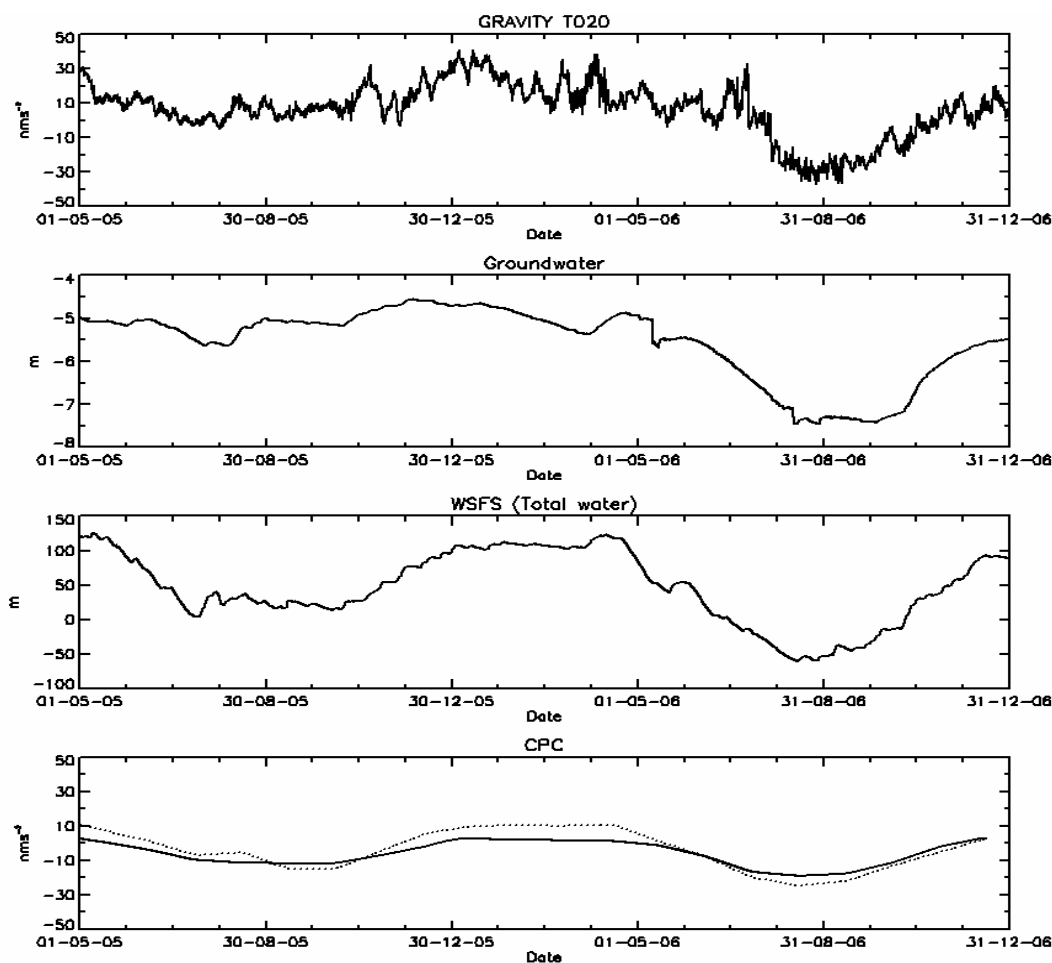
Globaaleista hydrologisista malleista on käytetty CPC (Climate Prediction Center) (Fan 2004) ja GLDAS (Global Land Data Assimilation System) (Rodell 2004). Edellinen malli on kuukausittainen (0.5°×0.5° hila) ja jälkimmäinen on annettu kolmen tunnin välein (1°×1° hila). Tutkimuksessa on kuitenkin käytetty GLDAS aineistoista päiväkeskiarvoja. CPC aineistoa on käytetty vuodesta 1994 ja GLDAS aineistoa 2002 lähtien. Maailmanlaajuisiin malleihin on myös yhdistetty WSFS:stä saatava Suomen hila kesäkuusta 2003 lähtien (MIX mallit). Yksittäisistä lukuarvoista ja keskiarvoista on laskettu korrelaatioita ja regressioita havaitun painovoiman kanssa (Virtanen et al. 2006) Maailmanlaajuisista hilamalleista on laskettu painovoimavaikutus ja samalla vertikaalikuormitusta Greenin funktioiden avulla (Tervo et al. 2006). Paikallisen hydrologian mallintamiseksi joudutaan käyttämään useita porakaivoja, maankosteusantureita ja säätietoja. SG tuloksia ja vesimalleja on myös verrattu GRACE painovoimasatelliitin havaintoihin (Neumeyer 2006; Bilker-Koivula et al. 2007).

3. TULOKSIA

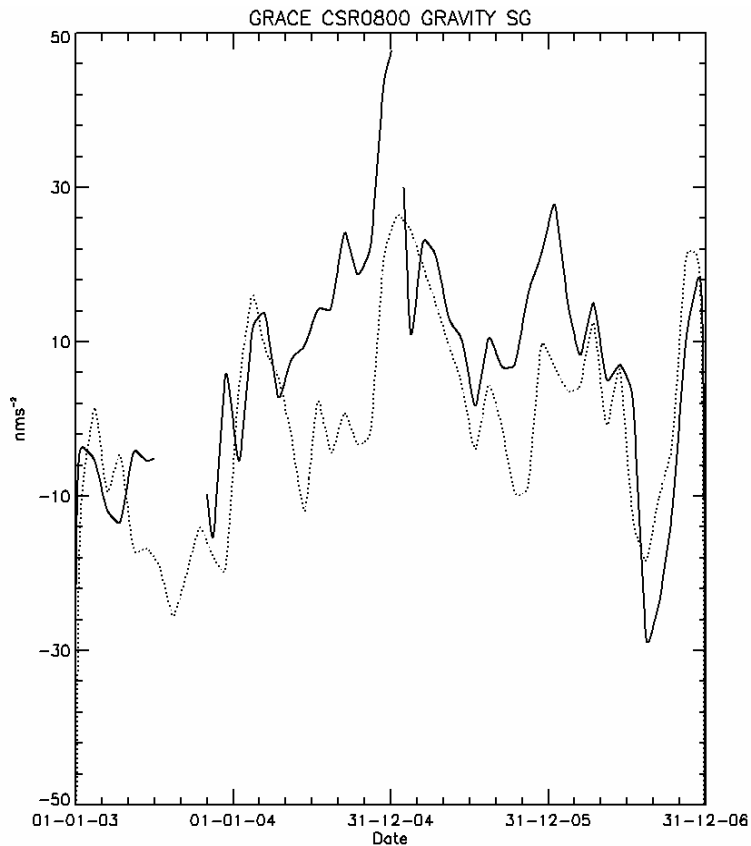
Jos käytetään ainona selittäjänä pohjavettä, koko aikasarja 1994 - 2006 antaa painovoiman ja pohjaveden korrelaatioksi 0.80 ja regressiokertoimeksi $27 \cdot 10^{-9} \text{ms}^{-2}/\text{m}$. Paikallinen pohjavesi korreloi kuitenkin selvästi Suomen kokonaisvesivarastoa kuvaavan luvun kanssa (kuva 1). Pelkkä Suomen vesimallin käyttö regressiossa paikallisen pohjaveden sijasta antaa myös hyvän tuloksen. Pelkästään regressiomenetelmien käytöllä ei voida erottaa erottaa eri tekijöitä, tarvitaan fysikaalista mallinnusta. Globaalisten mallien vaikutukset on laskettu käyttämällä Greenin funktioita. Näiden mallien vaikutus on samaan suuruusluokkaa kuin paikallisen pohjaveden ja ajallinen korrelaation on selvä. MIX-mallit antavat parempia tuloksia kuin globaalit mallit pelkästään. Vähentämällä globaali malli SG-datasta, voidaan päätellä että noin 2/3 hydrologisista vaikutuksista on paikallisia (Virtanen et al. 2006). Paikalliset voimakkaat sateet erottuvat muuttuvan maankosteuden takia myös SG-havainnoissa. Myös GRACE satelliitin tulokset osoittavat hyvää yhteensopivuutta SG:n havaintojen kanssa (Kuva 2).

4. JOHTOPÄÄTÖKSIÄ

SG voi toimia merkittävänä tutkimusvälineenä myös hydrologian alalla. Päämääränä on että SG voisi toimia apuna arvioitaessa ja kehittäessä alueellisia ja maanosan laajuisia hydrologisia malleja. Tämä edellyttää kuitenkin paikallisen hydrologian tarkkaa mallintamista ja sen aiheuttaman painovoimavaikutuksen poistamista. Tätä varten tarvitaan tarkkoja havaintoja muutaman sadan metrin alueella sadannasta, haihdunnasta, maankosteudesta, kallion rakenteesta ja pohjaveden korkeudesta. Tällainen paikallisen hydrologisen mallin rakentaminen on aloitettu Metsähovissa.



Kuva 1. Ylimpänä: SG:n painovoiman residuaali 1.5.2005 – 31.12.2007 Metsähovissa [10^{-9}ms^{-2}]. Toisena ylhäältä: Paikallinen pohjaveden pinta Metsähovissa [m]. Toisena alhaalta: Suomen kokonaisvesivarasto (WSFS) [mm]. Alimpana: Globaalisen mallin CPC aiheuttama vaikutus painovoimaan laskettuna Greenin funktioilla [10^{-9}ms^{-2}] ja katkoviivalla MIX malli.



Kuva 2. Kiinteä viiva näyttää SG:n painovoiman residuaalin 1.1.2003 – 31.12.2006. Katkoviivalla on merkitty GRACE satelliitin tulokset 800 km tasoitussäteellä (The Center for Space research of the University of Texas, RL04)

5. KIITOSMAININNAT

Tämä työ on osa Suomen Akatemian rahoittamaa HYDROGRAV projektia. Tekijät kiittävät myös Suomen ympäristökeskusta WSFS malleista.

LÄHTEET

Bilker-Koivula, M., J. Virtanen, H. Virtanen, J. Mäkinen, M. Tervo 2007. Analysis of GRACE monthly gravity field models using water storage time series, XXIII Geofysiikan päivät, 23.-24.5. 2007, Oulu.

Fan, Y., H. Van den Dool, 2004. The CPC global monthly soil moisture data set at 1/2 degree resolution for 1948-present. *J. Geophys. Res.* **109**, D10102, doi:1029/2003JD004345.

- Neumeyer, J., F. Barthelemes, O. Dierks, F. Flechtner, M. Harnisch, J. Hinderer, Y. Imanishi, C. Kroner, B. Meurers, S. Petrovic, Ch. Reigber, R. Schmidt, P. Schwintzer, H.-P. Sun, H. Virtanen, 2006. Combination of temporal gravity variations resulting from superconducting gravimeter (SG) recordings, GRACE satellite observations and global hydrology models, *J. Geodesy*, Vol. **79**, No. 10-11, February, 2006, pp. 573-585.
- Rodell, M., P. R. Houser, U. Jambor, J. Gottschalck, K. Mitchell, C.-J. Meng, K. Arsenault, B. Cosgrove, J. Radakovich, M. Bosilovich, J. K. Entin, J. P. Walker, D. Lohmann, and D. Toll, 2004. The Global Land Data Assimilation System. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **85**, 381–394.
- Tervo, M., H. Virtanen, M. Bilker-Koivula, 2006. Environmental loading effects on GPS time series, *Bull. Inf. Marées Terrestres*, **142**, 11407-11416.
- Vehviläinen, B., M. Huttunen, I. Huttunen, 2005. Hydrological forecasting and real time monitoring in Finland: The Watershed Simulation and Forecasting System (WSFS). International conference on innovation advances and implementation of flood forecasting technology, 17 to 19 October 2005, Tromsø, Norway.
- Virtanen, H., 2001. Hydrological studies at the gravity station Metsähovi in Finland, *Journal of the Geod. Soc. Japan*, **47(1)**, 328-333.
- Virtanen, H., 2005: Suprajohtavan gravimetrin käytöstä geofysiikassa. XXII Geofysiikan päivät Helsingissä 19.-20.5. 2005, s. 263-267.
- Virtanen, H., 2006. Studies of Earth Dynamics with the Superconducting Gravimeter. *Publications of the Finnish Geodetic Institute*, No **133**, (Doctoral Dissertation).
- Virtanen, H., M. Tervo, M. Bilker-Koivula, 2006. Comparison of superconducting gravimeter observations with hydrological models of various spatial extents, *Bull. Inf. Marées Terrestres* **142**, 11361-11368.

Itämeren korkeuden vaihtelun vaikutus GRACE-painovoima-aikasarjaan

J. Virtanen¹, J. Mäkinen¹, M. Bilker-Koivula¹ ja H. Virtanen¹

¹ Geodeettinen laitos, Jenni.Virtanen@fgi.fi

Abstract

The monthly global gravity field solutions from GRACE are corrected for ocean variability. However, it seems that in early GRACE releases, essentially no correction was applied for the variability of the Baltic Sea. We estimate the Baltic effect. It appears to be too small to be detectable above the errors in these releases. It rises to the accuracy threshold of the new level 4 releases (RL04). These already include a correction for the Baltic, however, the model used is approximate. The Baltic effect is comparable to regional hydrology signals and needs to be considered in estimating the latter, especially if high accuracy is strived for.

1. JOHDANTO

Painovoimasatelliitti GRACE ja sen kuukausikohtaiset painovoimaratkaisut on kuvattu toisessa Geofysiikan päivien esitelmässä (Bilker-Koivula et al., 2007). Maan vetovoimakenttä vaihtelee huomattavasti kuukauden aikana, jopa alle vuorokauden aikana: maankuoren, valtamerien ja ilmakehän vuoksi-ilmio sekä ilmakehän ja valtamerien dynamiikka muuttavat maan massajakaumaa ja sen kautta vetovoimakenttää. GRACE:ssa kahden satelliitin keskinäistä etäisyyttä mitataan tarkasti tutkan avulla, ja tämän etäisyyden vaihtelu heijastelee massanjakauman ajallisia ja paikallisia muutoksia. GRACE:n näytteenottotaajuus ei voi olla riittävä, jotta nämä ilmiöt tulisivat sen kautta keskiarvoistettua. Laskostumisen ehkäisemiseksi ne korjataan jo tutka- ja ratahavaintoja käsitellessä niinsanotuin taustamallein. Taustamallien kehitys on parantanut GRACE:n kuukausiratkaisuja huomattavasti ja johtanut niiden versiosukupolviin ("Release"). Ensimmäisen (Release 01, RL01) ja viimeisimmän (Release 04, RL04), tärkein ero kannaltamme on valtamerien dynaamisen mallin parantuminen, myös Itämeren osalta. RL01:ssä käytettiin barotrooppista ns. PPHA-mallia (Flechtner 2007 ja siinä olevat viitteet), joka ei näytä juurikaan kuvanneen Itämeren, Välimeren, tai muiden matalien puolisuuljettujen merien massanvaihteluja. Fenoglio et al. (2006) ovat käyttäneet RL01:ä ikäänkuin siinä ei olisi korjattu Välimerta lainkaan. RL04:n malli on barokliininen ns. OMCT-malli (Flechtner 2007 ja siinä olevat viitteet).

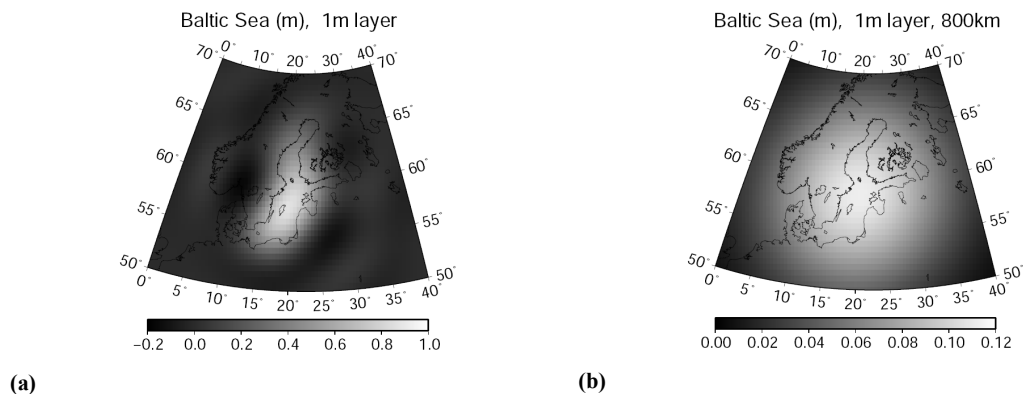
GRACE:n taustamalleihin ei sisälly korjausta mantereiden tai jäätiköiden vesivarastojen vaihtelun takia. Tämän vaihtelun johtaminen GRACE:n havainnoista onkin yksi satelliitin pääsovellutuksista (Bilker-Koivula et al., 2007). Itämeren massan vaihtelu pinta-alayksikköä kohti on jopa suurempi kuin vastaava hydrologinen vaihtelu (maa+pintavedet) ympäröivillä maa-alueilla. Jos GRACE-havaintoja halutaan käyttää maa-alueiden vesivaraston vaihtelun tarkkaan arvioimiseen, on Itämeri otettava huomioon. GRACE-havainnoista pyritään myös arvioimaan jääkauden jälkeisen maannousun tuomaa massanlisäystä (Müller et al., 2006). Tämän trendin määrittäminen suhteellisen lyhyeksi jäävästä GRACE-aikasarjasta tarkentuu

huomattavasti, jos Itämeri ensin korjataan (Wiehl et al., 2005). Seuraavassa arvioimme Itämeren vaikutusta GRACE:en 2003–2006.

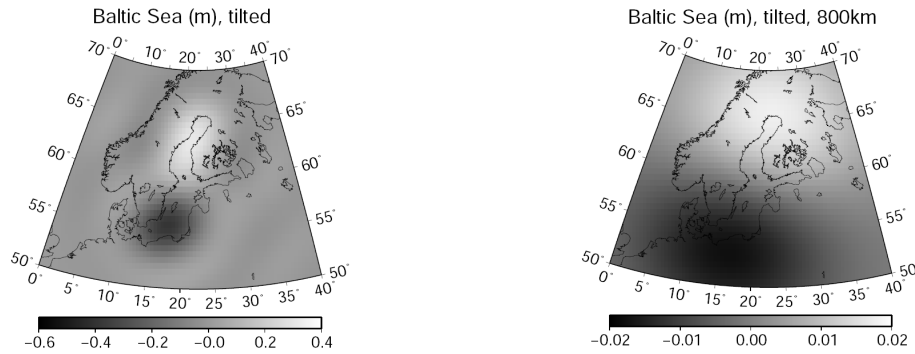
2. ITÄMEREN PINNANKORKEUDEN VAIHTELU

Itämeren massan vaihtelu muodostuu sen vesimassan sisäisestä uudelleenjakautumisesta, ja vaihtelusta meren ”täyttöasteesta”, joka syntyy veden vaihdosta Pohjanmeren kanssa. Molemmat vaihtelut ovat pääosin ilmanpaineen ja tuulen aiheuttamia (Myrberg et al., 2006). Tukholman mareografista arvioiden (ks. myöh.) on täyttöasteen kuukausikeskiarvon vaihtelu ääriarvojen välillä noin 0.8 m ja keskihajonta on noin 0.15 m. Itämeren kokonaispinta-ala on 390 000 km², ja edellä mainitut vedenkorkeuden vaihtelut vastaavat siis noin 310 km³ ja 60 km³ vesitilavuutta.

Kun Itämeren pinnankorkeuden kuukausikeskiarvojen vaihtelu hajoitetaan pääkomponenttiansalyysillä empiirisiin ortogonaalisiin funktioihin (EOF), niin niistä ensimmäinen vastaa likimain tasaista oskillaatiota, ja toinen likimain kallistelua pääaltaan pituusunnassa. Tulos on sama mareografeista (esim. Wróblewski, 1992), satelliittialtimetriasta (esim. Fenoglio-Marc, 2001) ja dynaamisista malleista (esim. Novotny et al., 2006). Pääosa massanvaihtelusta liittyy ensimmäiseen EOF:on.



Kuva 1. Itämeren 1 m vesikerroksen painovoimapotentiaali on kehitetty pallofunktioiksi astelukuun $n=60$ asti ja invertoitu uudestaan pintatiheydeksi. (a) Pintatiheys ekvivalentin vesikerroksen paksuutena. (b) Kuvan (a) pintatiheys on tasoitettu Gaussin suotimella, säde 800 km (Swenson ja Wahr, 2002; Bilker-Koivula et al., 2007). Huomaa skaalat.



(a)

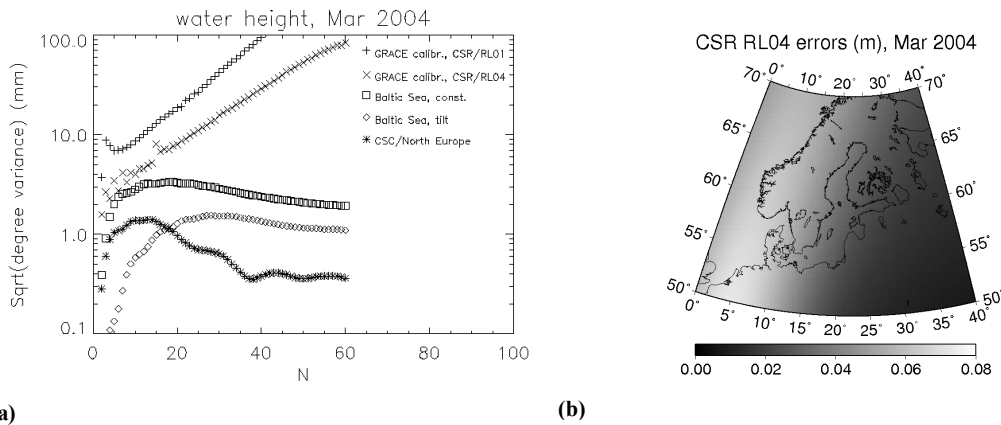
(b)

Kuva 2. Kuten kuva 1a ja 1b, mutta Itämeren pintaa on kallistettu pohjois-eteläsuunnassa siten, että pohjoispäässä vedenpinta on noussut 1 m ja eteläpäässä laskenut 1 m, eikä kokonaisvesimäärä ole muuttunut. Huomaa skaalat.

Kuvat 1 ja 2 esittävät näiden Itämeren pääkomponenttien vaikutusta GRACE-ratkaisuihin. Kuten odottaa saattaa, tulee pääasiallinen vaikutus täyttöasteen vaihtelusta (kuva 1 vs. kuva 2). Koska GRACE-ratkaisuja joudutaan tasoittamaan suurilla asteluvuilla esiintyvien virheiden vuoksi (Swenson ja Wahr, 2002; Bilker-Koivula et al., 2007), leviää Itämeren vaikutus GRACE-ratkaisuissa laajalle (kuvat 1b ja 2b).

3. GRACE-HAVAINTOJEN TARKKUUS

Voidaan kysyä, onko GRACE:n tarkkuus niin suuri että Itämeren vaikutuksesta tarvitsee välittää. Tavanomainen menetelmä arvioida globaalisten signaalien merkittävyyttä on verrata niiden astevariansseja GRACE:n arvioidun virheen astevarianssiin. Signaalin astevarianssi on sen astelukuun N liittyvien pallonpintafunktioiden neliöllisten keskiarvojen summa. Keskiarvo tarkoittaa tässä normeerattua integraalia yli maapallon. Virheen astevarianssi on vastaavasti asteluvun N virheiden neliöllisten keskiarvojen summa. Kuvan 3a mukaan edes 1 m vettä Itämeressä ei ylittäisi GRACE-RL04:n virheiden astevariansseja.



(a)

(b)

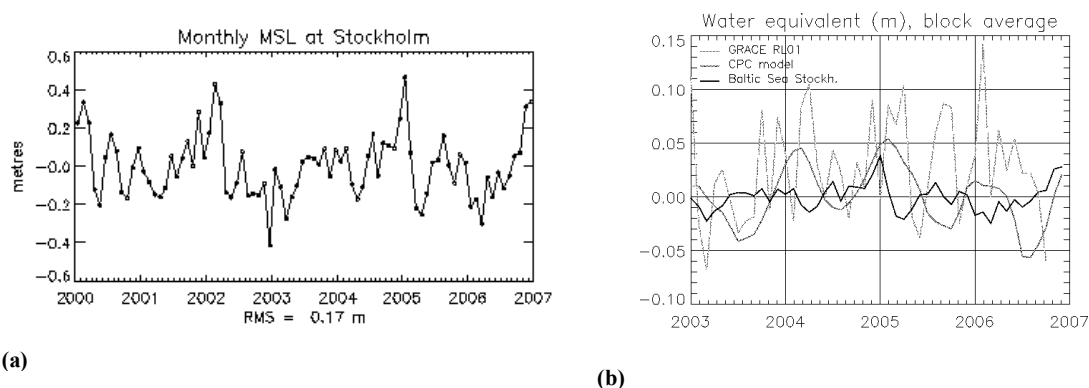
Kuva 3. (a) Astevarianssien neliöjuuret seuraaville suureille: GRACE-kuukausikenttien arvioidut virheet (RL01 ja RL04), Itämeren 1 m vesikerros (kuva 1a) ja ± 1 m kallistus (kuva 2a), sekä hydrologisen mallin CPC ennustama vesivarasto kuvien 1 ja 2 maa-alueilta,

maaliskuu 2004 verrattuna keskiarvoon 2003–2006. (b) Tyypillinen GRACE-RL04 kuukausikentän virhe, kun ratkaistu pintatiheys on tasoitettu 800 km Gauss-suotimella.

Signaalin ja virheen astevarianssivertailu viittaa kuitenkin niiden globaaleihin keskiarvoihin ja on harhaanjohtava, kun signaali on paikallinen. Lisäksi on huomattava, että GRACE:n tarkkuus on korkeilla leveyksillä parempi, koska se kattaa ne tiheämmin. Kuvien 1b ja 3b vertailu osoittaa, että paikallisesti Itämeren vesimassan vaihtelun vaikutus ylittää GRACE-RL04:n virheen.

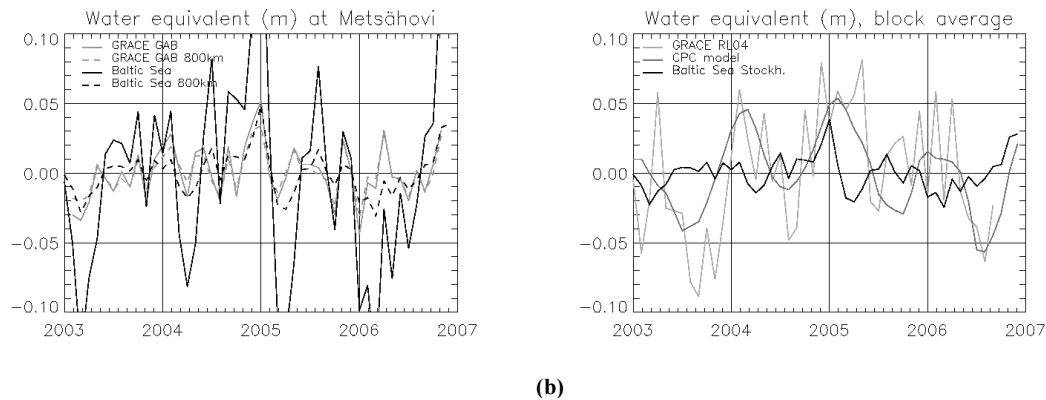
3. MAA- JA PINTAVESIVARASTOJEN VAIHTELUN ARVIOINTI

Tavoitteenamme (Bilker-Koivula et al., 2007) on estimoida vesivarastojen ajallista vaihtelua GRACE-havainnoista. Kuinka suuri on Itämeren vaihtelun vaikutus verrattuna itse vesivaraston vaihteluun? Approksimoimme Itämeren täyttöasteen vaihtelua Tukholman mareografin havainnoilla (kuva 4a) ja vesivaraston vaihtelua CPC-mallilla (Climate Prediction Center; Fan ja van den Dool, 2004). Kuva 4b osoittaa, että Itämeren vaikutus on noin puolet CPC:n vaikutuksesta. On kuitenkin huomattava, että arvioitaessa vesivarastoa GRACE-ratkaisu summattaisiin vain maa-alueiden ylitse, jolloin Itämeren vaikutus jäisi huomattavasti vähäisemmäksi.



Kuva 4. (a) Merenkorkeuden kuukausikeskiarvojen vaihtelu Tukholman mareografilla. (b) GRACE CSR RL01 ratkaistuna pintatiheydeksi, CPC-mallin vesivaraston vaihtelu, ja Itämeren vaikutus, kaikki keskiarvoina kuvien 1 ja 2 esittämän alueen ylitse. Itämeren vaikutus on laskettu skaalaamalla kuvaa 1a aikasarjalla (a). Keskiarvon laskulla on suodatusvaikutusta, ja siksi GRACE-ratkaisua ei tässä ole tasoitettu.

GRACE RL01 -ratkaisut (kuva 4b) eivät sisällä Itämeri-korjausta. Helmikuussa 2007 julkaistujen RL04-ratkaisujen laskussa on sensijaan käytetty taustalla OMCT-mallia, joka mallintaa Itämeren (Flechtner 2007 ja siinä olevat viitteet). OMCT-mallin kuukausittainen pallofunktiokehitemä ("GAB") on saatavana. Kuvassa 5a vertaamme GAB-mallia ja Tukholman mareografin avulla saatua täyttöastetta laskemalla niiden pistearvot Metsähovissa. Yhteensopivuus on yllättävän hyvä. On huomattava, että GAB sisältää kaikkien merien vaikutuksen. Kuva 5b vastaa kuvaa 4b, mutta GRACE-versio on RL04. Kohina on vähäisempi, ja GRACE ja vesivarastomalli sopivat paremmin yhteen.



Kuva 5. (a) GRACE RL04:n valtamerimalli ”GAB” ja Tukholman mareografista johdettu yksinkertainen Itämerimallimme (kuvat 1a,b ja 4), molemmat laskettuna pistearvona Metsähovissa (leveys = 60°13’pohj., pituus = 24°23’it). Vertailu edellyttää mallimme tasoittamista. (b) GRACE CSR RL01 ratkaistuna pintatiheydeksi, CPC-mallin vesivaraston vaihtelu, ja Itämeren vaikutus, kaikki keskiarvoina kuvien 1 ja 2 esittämän alueen ylitse. Itämeren vaikutus on laskettu Tukholman mareografilla.

4. YHTEENVETO, JATKOTUTKIMUKSIA

Uusimpien GRACE RL04 -ratkaisujen tarkkuus on niin suuri, että Itämeri on otettava huomioon. Tutkimme jatkossa RL04:ään sisältyvän Itämeren korjauksen tarkkuutta (valtamerimalli OMCT) vertaamalla sitä havaintoihin useilla mareografeilla, ja erityisiin Itämeren malleihin. Tarkemmalla mallilla voidaan vähentää Itämeren ”vuotamista” GRACE:sta laskettuihin hydrologisiin estimaatteihin ympäröivillä maa-alueilla. Tämä voi osoittautua tarpeelliseksi, jos hydrologisen estimoinnin tarkkuutta parannetaan edistyneemmällä suodatusmenetelmällä (Han et al., 2005; Swenson ja Wahr, 2006), tai käyttämällä suoraan GRACE:n tutkadataa pallofunktiokemien sijasta (Han et al., 2006; Luthcke et al, 2006). Toisaalta Itämeren massan vaihtelu lienee suuruusluokassaan yksi tarkimmin tunnettuja nopeita massanvaihteluja maailmassa. Sitä voi käyttää testikenttänä erilaisille GRACE-satelliittidatan käsittelymenetelmille.

KIITOKSET

Tässä artikkelissa esitelty tutkimus on osa Suomen Akatemian rahoittamaa HYDROGRAV-projektia sekä J. Virtasen tutkijatohtorin projektia.

LÄHTEET

- M. Bilker-Koivula, J. Virtanen, H. Virtanen, J. Mäkinen, M. Tervo, 2007. Analysis of GRACE monthly gravity field models using water storage time series. XXIII Geofysiikan päivät, 23.-24.5. 2007, Oulu.
- Fan, Y. ja H. van den Dool, 2004. The Climate Prediction Center global monthly soil moisture data set at 0.5° resolution for 1948 – present. *J. Geophys. Res.* **109**, D10102, doi:10.29/2003JD004345.

- Fenoglio-Marc, L., 2001. Analysis and representation of regional sea-level variability from altimetry and atmospheric-oceanic data. *Geophys. J. Int.*, **145**, 1–18.
- Fenoglio-Marc, L., J. Künsche ja J. Becker, 2006. Mass variation in the Mediterranean Sea from GRACE and its validation by altimetry, steric and hydrologic fields. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L19606, doi:10.1029/2006GL026851.
- Flechtner, F., 2007. GRACE 327-750 (GR-GFZ-AOD-0001) Gravity Recovery and Climate Experiment. AOD1B product description document for product releases 01 to 04 (Rev. 3.1, April 13, 2007).
ftp://podaac.jpl.nasa.gov/pub/grace/doc/AOD1B_20070413.pdf
- Han, S.C., C.K. Shum, C. Jekeli, C.Y. Kuo, C. Wilson, ja K.W. Seo, 2005. Non-isotropic filtering of GRACE temporal gravity for geophysical signal enhancement. *Geophys. J. Int.*, **163**, 18–25.
- Han, S.C., C.K. Shum, M. Bevis, J. Chen, C.Y. Kuo, 2006. Crustal dilatation observed by GRACE after the 2004 Sumatra-Andaman earthquake. *Science*, **313**, 658–662, doi: 10.1126/science.1126232
- Luthcke, S.B., H. J. Zwally, W. Abdalati, D.D. Rowlands, R.D. Ray, R.S. Nerem, F.G. Lemoine, J.J. McCarthy ja D.S. Chinn, 2006. Recent Greenland ice mass loss by drainage system from satellite gravity observations. *Science*, **314**, 1286–1289, doi: 10.1126/science.1130776.
- Myrberg, K., M. Leppäranta ja H. Kuosa, 2006. *Itämeren fysiikka, tila ja tulevaisuus*. Yliopistopaino, Helsinki, 202 s.
- Müller, J., M. Neumann-Redlin, F. Jarecki, H. Denker ja O. Gitlein, 2006. Gravity changes in Northern Europe as observed by GRACE. Kirjassa: P. Tregoning, C. Rizos (eds.), *Dynamic Planet – Monitoring and Understanding a Dynamic Planet with Geodetic and Oceanographic Tools, IAG Symposium, Cairns, 22–26 August 2005. IAG Symposia 130*, Springer, 523–527.
- Novotny, K., G. Liebsch, A. Lehmann ja R. Dietrich, 2006. Variability of sea surface heights in the Baltic sea: an intercomparison of observations and model simulations. *Marine Geodesy*, **29**, 113–134.
- Swenson, S., ja J. Wahr, 2002. Methods of inferring regional surface-mass anomalies from Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) measurements of time-variable gravity. *J. Geophys Res.*, **107**, 2193, doi: 10.129/2001JB000576.
- Swenson, S., ja J. Wahr, 2006. Post-processing removal of correlated errors in GRACE data, *Geophys. Res. Letters*, **33**, L08402.
- Wiehl, M., R. Dietrich ja A. Lehmann, 2005. How Baltic Sea water mass variations mask the postglacial rebound signal in CHAMP and GRACE gravity field solutions. Kirjassa: C. Reigber, H. Lühr, P. Schwintzer ja J. Wickert (toim.), *Earth Observation with CHAMP. Results from Three Years in Orbit*, Springer, 181–186.
- Wróblewski, A., 1992. The application of EOF in determining basin mean sea level using computations for the Baltic as an example. Kirjassa: P.L. Woodworth, D.T. Pugh, J.G. DeRonde, R.G. Warrick ja J. Hannah (toim.), *Sea Level Changes: Determination and Effects. AGU Geophysical Monograph 69, IUG Volume 11*, 23–28.

Oulun yliopistopaino
Oulu 2007

ISSN 0358-2981