



GEOFYSIIKAN SEURA
GEOFYSISKA SÄLLSKAPET
GEOPHYSICAL SOCIETY OF FINLAND

XXVI GEOFYSIIKAN PÄIVÄT

Helsingissä 21.-22.05.2013

Toimittaneet

Toni Veikkolainen, Kati Suhonen, Jyri Näränen, Toivo Korja, Kirsti Kauristie ja Sanna
Kaasalainen

HELSINKI 2013

Picaset Oy / Helsinki 2013

ISSN-L 0358-2981
ISSN 0358-2981 (Nid.)
ISSN 1798-2200 (PDF)

Alkusanat

XXVI Geofysiikan Päivät järjestetään toukokuun 21.-22. päivä 2013 Ilmatieteen laitoksella Helsingissä. Päivät järjestetään joka toinen vuosi – vuorotellen Oulussa ja pääkaupunkiseudulla.

XXVI Geofysiikan Päiville on ilmoittautunut 48 osallistujaa, suullisia esityksiä on 29 ja postereita 14. Päivien aihepiiri tarjoaa hyvän yleiskuvan geofysiikan tutkimuksesta Suomessa: esitelmien ja postereiden aiheet liittyvät mm. meteorologian, oseanografian, hydrologian, kiinteän maan geofysiikan, seismologian sekä ionosfääri- ja avaruusfysiikan tutkimukseen. Aiheet käsittelevät kattavasti maa-meri- ilmakehäsystemiä Maassa ja sen lähiympäristössä. Päivien aikana on myös tarkoitus käydä keskustelua ajankohtaisista geofysiikan tutkimukseen liittyvistä aiheista, kuten Geofysiikan Seuran julkaisemasta Geophysica-lehdestä ja sen toiminnan kehittämisestä tulevaisuudessa.

Tänä vuonna Geofysiikan Päivien järjestelytoimikuntaan ovat kuuluneet Kirsti Kauristie (pj; Ilmatieteen laitos), Jyri Näränen (Geodeettinen laitos), Toivo Korja (Oulun Yliopiston Fysiikan laitos), Toni Veikkolainen (Helsingin Yliopisto, Fysikan laitos) ja Kati Suhonen (Helsingin Yliopisto, Fysikan laitos). Kiitos heille hyvin tehdystä työstä.

Geofysiikan Seuran puolesta haluan myös kiittää esitelmäitsijöitä ja istuntojen puheenjohtajia sekä kaikkia, jotka ovat myötävaikuttaneet Geofysiikan Päivien toteutumiseen.

Kirkkonummella, 8.5.2013

Sanna Kaasalainen

Geofysiikan Seuran puheenjohtaja

Geofysiikan seuran kotisivu:

<http://www.geofysiikanseura.fi>

Sisältö

<i>Alkusanat</i>	3
<i>XXVI Geofysiikan päivien ohjelma</i>	9
<i>M. Abdelzaher, M. Pirttijärvi and T. Korja:</i> Geophysical Studies of the Raahe-Ladoga Shear Complex in the Iisalmi Area, Finland	15
<i>M. Amosova, O. Amm, J. Norberg, J. Semeter and J. Weygand:</i> Electron density spatial correlation at F-layer. Preliminary results from PFISR	19
<i>J. Björkqvist, L. Tuomi, H. Tikka, H. Pettersson and K. Kahma:</i> Wave modelling off the Finnish coast of the Gulf of Finland	23
<i>M. Cherevatova, G.D. Egbert, M. Smirnov and A. Kelbert:</i> A multi-resolution approach to 3D electromagnetic modeling	25
<i>M. Grad, T. Tiira, S. Olsson and K. Komminaho*:</i> Seismic LAB beneath the Baltic Shield – or rigid Lithosphere?	27
<i>A.-M. Harri, H. Savijärvi, W. Schmidt, J. Kauhanen, E. Atlaskin, M. Genzer, H. Kahanpää, O. Kemppinen, T. Mäkinen, T. Siili, S. Merikallio, H. Haukka, M. Komu ja T. Nikkanen:</i> Marsin tutkimuksesta johtolankoja myös Maan ilmakehän ymmärtämiseen	31
<i>N. Hellqvist, A. Korja ja T. Torvela:</i> FIRE 2A - linjan pohjoisosan rakenteen mallintaminen seismistä attribuuttianalyysiä apuna käyttäen	37
<i>J. Jokinen:</i> Sähkömagneettinen malminetsintämenetelmä GTK-FrEM	41
<i>H. Kahanpää, M. de la Torre Juarez, J. Moores, N. Rennó, S. Navarro, R. Haberle, M.-P. Zorzano, J.M. Torres, J. Verdasca, A. Lepinette J.A. Rodriguez, J. Gomez-Elvira, the REMS team and the MSL team:</i> Convective vortices in Gale crater	43
<i>T. Kohout, M. Bucko, K. Rasmus, I. Matero and M. Leppäranta:</i> Nondestructive investigation of palsas using ground penetrating radar	47
<i>T. Kokkonen:</i> Kymijoen jääolosuhteet	49

<i>A. Korja, P. Heikkinen, D. Whipp, I. Kukkonen, K. Muinonen, M. Poutanen, E. Kozlovskaya, T. Korja, K. Pajunpää, S. Mertanen, D. Lecarpentier and M. Merimaa:</i>	51
FIN-EPOS - A FINnish national initiative of the European Plate Observing System	
<i>T. Korja, K. Vaittinen, M. Abdelzaher, M. Pirttijärvi, I. Lahti, M. Smirnov and P. Kaikkonen:</i>	55
Crustal conductivity in the Bothnian region (Oulu-Vaasa): implications for crustal structure and evolution	
<i>P. Koskinen and A. Korja:</i>	59
The potential of fault activation in the present stress field in Finland	
<i>T.V. Laitinen, R. Järvinen, E. Kallio ja P. Janhunen:</i>	63
Kyllä se vähän sykkii, kun sykitetään. Jatkuva pakotettu rekonnektio hybridisimulaatiossa ajan suhteen vaihtelevin reunaehdoin	
<i>K. Leinonen ja K. Kahma:</i>	67
1980-luvulla tehtyjen merenpinnan noususkenaarioiden osuvuus	
<i>M. Myllys, N. Partamies ja L. Juusola:</i>	69
Geomagneettisen häiriöisyyden vaihtelu kolmella eri leveyspiirialueella auringonpilkkujakson 23 aikana	
<i>M. Myllys and A. Viljanen:</i>	73
Geomagnetically induced currents in the Norwegian power grid	
<i>H. Nevanlinna ja P. Holmberg:</i>	77
Geomagnetismia, meteorologiaa ja revontulitutkimusta Suomessa 1700-luvulta 1900-luvun alkuun	
<i>M. Nordman, H. Virtanen, S. Nyberg, J. Mäkinen, J. Virtanen ja H. Ruotsalainen*:</i>	81
Itämeren aiheuttama maan kuormitus geodeettisissa aikasarjoissa 1700-luvulta 1900-luvun alkuun	
<i>J. Näränen, J. Mäkinen, H. Koivula, H. Virtanen and M. Poutanen:</i>	85
Research in East Antarctica by Finnish Geodetic Institute	
<i>H. Pellikka, M. Johansson, K. Kahma and K. Ruosteenoja:</i>	89
From global to regional sea level rise projections - the case of Finland	
<i>H. Pellikka, J. Rauhala, H. Gregow, K. Kahma and H. Boman:</i>	91
Meteotsunamis and their occurrence in the Baltic Sea	
<i>L.J. Pesonen and R. Klein*:</i>	93
Paleomagnetism of some Proterozoic sediments and diabbases, South Sweden	

<i>M. Pirttijärvi, M. Abdelzaher and T. Korja:</i> Fast joint inversion of AEM and static magnetic field data	97
<i>K. Pitkänen-Heikkilä ja T. Laitinen:</i> Geofysiikan termit Tieteen termipankkiin	101
<i>A. Raja-Halli, H. Virtanen, T. Hokkanen, J. Mäkinen ja R. Mäkinen:</i> Paikallisen hydrologian vaikutus painovoimahavaintoihin Metsähovissa	105
<i>S. Rasmus ja H. Siitari:</i> Lumiolosuhteet Suomen poronhoitoalueella – vaikutukset poronhoitoon viidessä erilaisessa paliskunnassa	109
<i>H. Ruotsalainen:</i> Maan rakenteen ja geodynamiikan kallistushavaintoja kolmannen sukupolven interferometrisellä pitkällä vesivaa’alla Lohjan Tytyrissä	113
<i>J. Salminen, J. Dinis and O. Mateus:</i> Preliminary magnetostratigraphy for Jurassic/Cretaceous transition in Porto da Calada, Portugal	119
<i>J. Salminen and L.J. Pesonen:</i> Lightning induced remanent magnetization – the Vredefort impact structure, South Africa	123
<i>M. Smirnov and G.D. Egbert:</i> Application of multivariate analysis to electromagnetic array data. Estimation of source free magnetotelluric transfer functions.	127
<i>O. Valtonen, M. Uski, T. Tiira, J. Kortström and A. Korja:</i> Optimal configuration of the local Ostrobothnian seismic network OBF	131
<i>M. van de Kamp, K. Kauristie, D. Pokhotelov, A. Aikio and T. Nygren:</i> Ionospheric gravity wave detected using various instruments	135
<i>H. Vanhala, J. Lehtimäki, T. Ruskeeniemi ja J. Engström:</i> Syvän ikeroudan tutkimuksia sähkömagneettisin luotauksin Länsi-Grönlannissa	141
<i>T. Veikkolainen ja K. Korhonen:</i> Python-ohjelmistopaketti geo- ja paleomagneettisiin käyttötarkoituksiin	143
<i>T. Veikkolainen, L.J. Pesonen and D.A.D. Evans:</i> PALEOMAGIA, a PHP/MYSQL paleomagnetic database for the Precambrian	147

<i>A. Viljanen, R. Pirjola, E. Prácser, J. Katkalov and M. Wik:</i> Occurrence of geomagnetically induced currents in European high-voltage power grids	151
<i>H. Virtanen, M. Bilker-Koivula, J. Mäkinen, J. Näränen, A. Raja-Halli ja H. Ruotsalainen:</i> Suprajohtavan gravimetrin T020 ja absoluuttigravimetrin FG5-221 mittausten vertailua Metsähovissa vuosina 2003-2012	155
<i>J. Virtanen, K. Muinonen, H. Lindqvist, M. Granvik and J. Näränen:</i> Efficient algorithms for space debris observations: streak classification and orbital analysis	159
<i>J.S. Ylhäisi:</i> Quantifying uncertainties in long-term climate predictions	165

* pitää esitelmän

XXVI Geofysiikan päivät Helsingissä 21.-22.05.2013

- Paikka: Dynamicum, Ilmatieteen laitos, Kumpula, Helsinki (Erik Palménin aukio 1, 00560 Helsinki)
- Kotisivu: <http://www.geofysiikanseura.fi>
- Maksu: 75 € (eläkeläiset 30 €, perustutkinto-opiskelijat ja apurahalla työskentelevät jatko-opiskelijat 10 €)
- Maksuun sisältyy: painettu kokousjulkaisu, kahvi/teetarjoilu ja posterisession tarjoilu
- Esitelmät: tiivistelmien pdf-versiot ovat saatavilla kokouksen kotisivuilta kohdasta "Kokousohjelma"

Kokousohjelma tiistaina 21.05.2013

08:30-09:20 Ilmoittautuminen, postereiden pystytys

09:20-09:30 Päivien avaus
Sanna Kaasalainen, Geofysiikan Seura
Kirsti Kauristie, Järjestelytoimikunnan puheenjohtaja

Istunto I Kirsti Kauristie, pj.

09:30-09:50 *J. Virtanen, K. Muinonen, H. Lindqvist, M. Granvik and J. Näränen:*
Efficient algorithms for space debris observations: streak classification and orbital analysis

09:50-10:10 *T. Veikkolainen, L.J. Pesonen and D.A.D. Evans:*
PALEOMAGIA, a PHP/MYSQL paleomagnetic database for the Precambrian

10:10-10:30 *A. Viljanen, R. Pirjola, E. Prácser, J. Katkalov and M. Wik:*
Occurrence of geomagnetically induced currents in European high-voltage power grids

10:30-10:50 *J. Näränen, J. Mäkinen, H. Koivula, H. Virtanen and M. Poutanen:*
Research in East Antarctica by Finnish Geodetic Institute

10:50-11:10 **TAUKO**

11:10-11:30 *H. Nevanlinna ja P. Holmberg:*
Geomagnetismia, meteorologiaa ja revontulitutkimusta Suomessa 1700-luvulta 1900-luvun alkuun

11:30-11:50	<i>H. Vanhala, J. Lehtimäki, T. Ruskeeniemi ja J. Engström:</i> Syvän ikiroudan tutkimuksia sähkömagneettisin luotauksin Länsi-Grönlannissa
11:50-12:10	<i>H. Pellikka, M.M. Johansson, K.K. Kahma and K. Ruosteenoja:</i> From global to regional sea level rise projections - the case of Finland
12:10-12:40	<i>Johdatukset POSTEREIHIN (noin 2 min / posterit; luettelo postereista ohjelman lopussa)</i>
12:40-13:30	LOUNASTAUKO
Istunto II	<i>Johanna Salminen, pj.</i>
13:30-13:50	<i>J. Björkqvist, L. Tuomi, H. Tikka, H. Pettersson and K. Kahma:</i> Wave modelling off the Finnish coast of the Gulf of Finland
13:50-14:20	<i>J. Jokinen:</i> Sähkömagneettinen malminetsintämenetelmä GTK-FrEM
14:20-14:40	<i>J.S. Ylhäisi:</i> Quantifying uncertainties in long-term climate predictions
14:40-15:10	<i>K. Pitkänen-Heikkilä ja T. Laitinen:</i> Geofysiikan termit Tieteen termipankkiin
15:10-15:30	KAHVI-/TEETAUKO
Istunto III	<i>Jyri Näränen, pj.</i>
15:30-15:50	<i>M. van de Kamp, K. Kauristie, D. Pokhotelov, A. Aikio and T. Nygren:</i> Ionospheric gravity wave detected using various instruments
15:50-16:30	<i>A.-M. Harri, H. Savijärvi, W. Schmidt, J. Kauhanen, E. Atlaskin, M. Genzer, H. Kahanpää, O. Kemppinen, T. Mäkinen, T. Siili, S. Merikallio, H. Haukka, M. Komu ja T. Nikkanen:</i> Marsin tutkimuksesta johtolankoja myös Maan ilmakehän ymmärtämiseen
16:30-17:30	<i>12. hopeisen Palmén-mitalin luovutus ja mitalistin Palmén-luento</i>
17:30-19:00	POSTERIT ja POSTERIBUFFET

Kokousohjelma keskiviikkona 22.05.2013

Istunto IV

Toni Veikkolainen, pj.

H. Ruotsalainen:

09:00-09:20 Maan rakenteen ja geodynamiikan kallistushavaintoja kolmannen sukupolven interferometrisellä pitkällä vesivaa'alla Lohjan Tytyrissä

T. Kohout, M. Bucko, K. Rasmus, I. Matero and M. Leppäranta

09:20-09:40 Nondestructive investigation of palsas using ground penetrating radar

S. Rasmus ja H. Siitari:

09:40-10:00 Lumiolosuhteet Suomen poronhoitoalueella - vaikutukset poronhoitoon viidessä erilaisessa paliskunnassa

T. Laitinen, R. Järvinen, E. Kallio ja P. Janhunen:

10:00-10:20 Kyllä se vähän sykkii, kun sykitetään. Jatkuva pakotettu rekonnektio hybridisimulaatiossa ajan suhteen vaihtelevin reunaehdoin

10:20-10:50

KAHVI-/TEETAUKO

Istunto V

Kimmo Kahma, pj.

T. Korja, K. Vaittinen, M. Abdelzaher, M. Pirttijärvi, I. Lahti, M. Smirnov and P. Kaikkonen:

10:50-11:10 Crustal conductivity in the Bothnian region (Oulu-Vaasa): implications for crustal structure and evolution

T. Kokkonen:

11:10-11:30 Kymijoen jääolosuhteet

M. Abdelzaher, M. Pirttijärvi and T. Korja:

11:30-11:50 Geophysical Studies of the Raahe-Ladoga Shear Complex in the Iisalmi Area, Finland

M. Pirttijärvi, M. Abdelzaher and T. Korja:

11:50-12:10 Fast joint inversion of AEM and static magnetic field data

M. Nordman, H. Virtanen, S. Nyberg, J. Mäkinen, J. Virtanen ja H. Ruotsalainen:*

12:10-12:30 Itämeren aiheuttama maan kuormitus geodeettisissa aikasarjoissa 1700-luvulta 1900-luvun alkuun

12:30-13:30

LOUNASTAUKO

<i>Istunto VI</i>	<i>Toivo Korja, pj.</i>
13:30-13:50	<i>K. Kauristie:</i> European Meteorological Society ja Geofysiikan seura – Alustus keskustelulle
13:50-14:10	<i>M. Smirnov and G.D. Egbert:</i> Application of multivariate analysis to electromagnetic array data. Estimation of source free magnetotelluric transfer functions.
14:10-14:30	<i>A. Raja-Halli, H. Virtanen, T. Hokkanen, J. Mäkinen ja R. Mäkinen:</i> Paikallisen hydrologian vaikutus painovoimahavaintoihin Metsähovissa
14:30-14:50	<i>M. Myllys and A. Viljanen:</i> Geomagnetically induced currents in the Norwegian power grid
14:50-15:10	<i>Kimmo Kahma:</i> Geophysica-lehden tulevaisuudesta – Alustus keskustelulle
<i>15:10-15:30</i>	<i>KAHVI-/TEETAUKO</i>
<i>Istunto VII</i>	<i>Sanna Kaasalainen, pj.</i>
15:30-15:50	<i>J. Salminen and L.J. Pesonen:</i> Lightning induced remanent magnetization - the Vredefort impact structure, South Africa
15:50-16:10	<i>H. Virtanen, M. Bilker-Koivula, J. Mäkinen, J. Näränen, A. Raja-Halli ja H. Ruotsalainen:</i> Suprajohtavan gravimetrim T020 ja absoluuttigravimetrim FG5-221 mittausten vertailua Metsähovissa vuosina 2003-2012
16:10-16:30	Nuoren tutkijan palkinnon jakaminen Kokouksen päättäminen, S. Kaasalainen

Posterisitykset

Posterit sijaitsevat rakennuksen pohjakerroksen aulatilassa Brainstorm-auditorion ulkopuolella.

Johdatukset posteriesitelmiin tiistaina klo 12:10-12:40.

P01. *M. Amosova*, O. Amm, J. Norberg, J. Semeter and J. Weygand:*
Electron density spatial correlation at F-layer. Preliminary results from PFISR

P02. *M. Cherevatova*, G. D. Egbert, M. Yu. Smirnov and A. Kelbert:*
A multi-resolution approach to 3D electromagnetic modeling

P03. *M. Grad, T. Tiira, S. Olsson and K. Komminaho*:*
Seismic LAB beneath the Baltic Shield – or rigid Lithosphere?

P04. *N. Hellqvist*, A. Korja and T. Torvela:*
FIRE 2A - linjan pohjoisosan rakenteen mallintaminen seismistä attribuuttianalyysiä apuna käyttäen

P05. *H. Kahanpää*, M. de la Torre Juarez, J. Moores, N. Rennó, S. Navarro, R. Haberle, M.-P. Zorzano, J.M. Torres, J. Verdasca, A. Lepinette J.A. Rodriguez, J. Gomez-Elvira, the REMS team and the MSL team:*
Convective vortices in Gale crater

P06. *A. Korja*, P. Heikkinen, D. Whipp, I. Kukkonen, K. Muinonen, M. Poutanen, E. Kozlovskaya, T. Korja, K. Pajunpää, S. Mertanen, D. Lecarpentier and M. Merimaa:*
FIN-EPOS - A FINnish national initiative of the European Plate Observing System

P07. *P. Koskinen* and A. Korja:*
The potential of fault activation in the present stress field in Finland

P08. *K. Leinonen* ja K. Kahma:*
1980 –luvulla tehtyjen merenpinnan noususkenaarioiden osuvuus

P09. *M. Myllys*, N. Partamies ja L. Juusola:*
Geomagneettisen häiriöisyyden vaihtelu kolmella eri leveyspiirialueella auringonpilkkujakson 23 aikana

P10. *H. Pellikka*, J. Rauhala, H. Gregow, K. Kahma and H. Boman:*
Meteotsunamis and their occurrence in the Baltic Sea

P11. *L.J. Pesonen and R. Klein*:*
Paleomagnetism of some Proterozoic sediments and diabases, South Sweden

P12. *J. Salminen*, J. Dinis and O. Mateus:*
Preliminary magnetostratigraphy for Jurassic/Cretaceous transition in Porto da Calada, Portugal

P13. *O. Valtonen*, M. Uski, T. Tiira, J. Kortström and A. Korja:*
Optimal configuration of the local Ostrobothnian seismic network OBF

P14. *T. Veikkolainen* ja K. Korhonen:*
Python-ohjelmistopaketti geo- ja paleomagneettisiin käyttötarkoituksiin

Geophysical Studies of the Raahe-Ladoga Shear Complex in the Iisalmi Area, Finland

M. Abdelzaher¹, M. Pirttijärvi¹ and T. Korja¹

¹ University of Oulu, mohamed.mahmoud@oulu.fi

Abstract

Raahe-Ladoga Shear Complex is a major NW-SE trending strike-slip shear zone in Central Finland. We describe gravity and magnetic ground surveys that were conducted across a shear zone near Iisalmi to study the geophysical properties of the shear zones. The gravity and magnetic data indicate that weak negative gravity and strong magnetic anomalies are associated with the shear zone. The gravity modelling suggests that the gravity anomalies of small wave-length are caused by near-surface density variations related to shear zones and fractures, the depth extent and dip of which cannot be resolved. According to the magnetic interpretation, the shear zone consists of many near-vertical (dip 82° to east) sheet-like bodies with a depth extent over 2 km.

1. MEASUREMENTS AND DATA

Raahe-Ladoga Shear Complex (RLSC) is a 100 km wide, major NW-SE trending strike-slip shear zone in Central Finland characterized by a set of strongly sheared rocks and intervening crustal blocks in which antecedent structures are preserved (Fig. 1). As a part of the MID-CRUST project, gravity data were collected along two lines spaced approximately 5 km apart (Fig. 2). Line A is 16 km long having 147 measurement sites whereas line B is about 6 km long having 64 sites. The station spacing is about 100 m on both lines. Gravity measurements were done using the Scintrex Autogravimeter CG-5. The elevation, latitude, and longitude were recorded at each site using a high precision Trimble GPS unit.

Magnetic surveys were carried out along the same lines A and B with a sampling distance of about 10 m adequate to represent the shortest significant spatial variation. Magnetic surveys were carried out using the Geometrics G858. Additionally, the petrophysical density and magnetic susceptibility determinations of 66 rock samples collected from the study area. The rocks included in these measurements were migmatite, granodiorite, granite, paragneiss and their sheared counterparts. The new petrophysical data were combined with existing GTK data (Korhonen et al. 1989) to constrain gravity and magnetic modelling.

2. MODELLING OF GRAVITY AND MAGNETIC DATA

2.5-D density models from forward modelling of gravity data describe a 4000 m deep section of the upper crust below two profiles in the Iisalmi area (Figure 2). Forward modelling was made

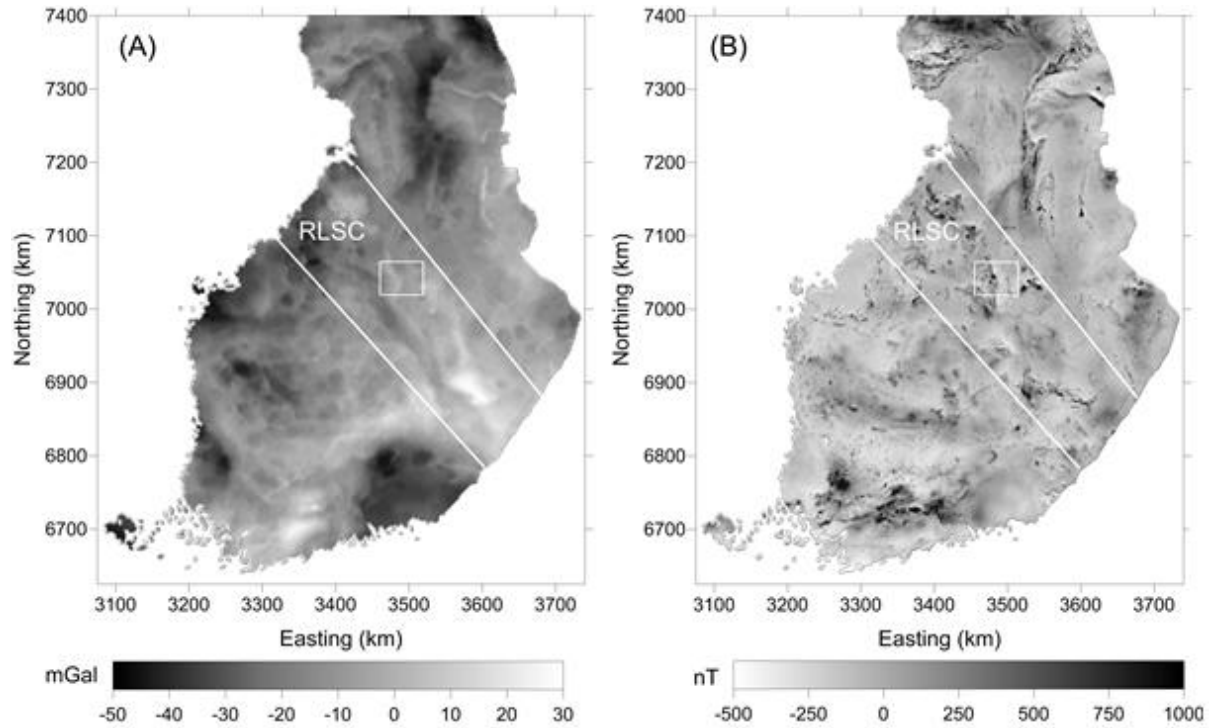


Figure 1: The location of the Raahe-Ladoga Shear Complex (RLSC) in Central Finland outlined by white lines. The background geophysical maps are (A) regional Bouguer anomaly map (Korhonen et al. 2002a) and (B) high-altitude aeromagnetic map (Korhonen et al., 2002b). A white rectangle indicates the location of the map in Figure 2.

based on polygonal bodies using ModelVision v12.0. The shape, dimensions and density contrast were adjusted to get the best fit between the observed and calculated data. The background density value (2730 kg/m^3) is related to mica gneiss and mica schist (Figure 2).

The forward modelling of magnetic data describes a 2500 m deep section of the upper crust. Forward modelling was made using tabular bodies. The thickness, depth, dip and magnetic susceptibility of the body were adjusted to get the best fit between the observed and calculated data. The intensity, inclination and declination of the local geomagnetic field were 52500 nT, 75.3° and 9.8° , respectively. The background was assumed paramagnetic.

3. RESULTS

The gravity interpretation suggests that the negative gravity anomalies of small wave-length are caused by near-surface density variations related to shear zones and fractures, the depth extent and dip of which cannot be resolved. The shear zones have a strong magnetic signature, however. According to the magnetic interpretation, the shear zone consists of many near-vertical (dip 82° towards east) sheet-like bodies striking in NW-SE direction and having a depth extent over 2 km.

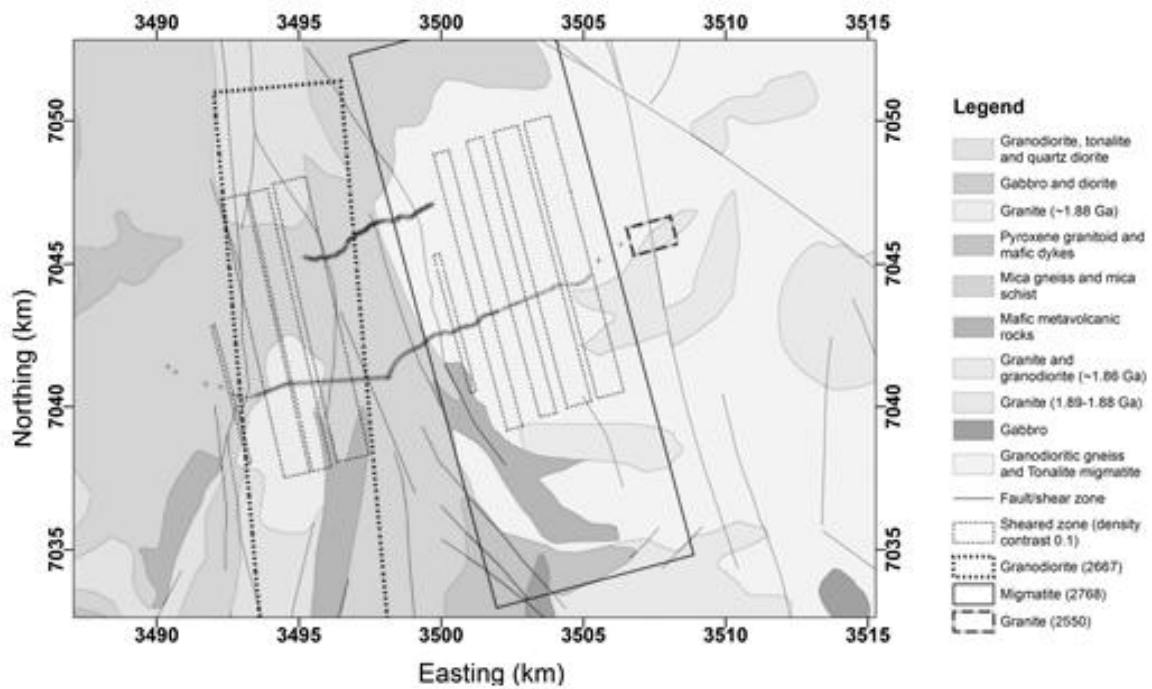


Figure 2: Location of the gravity lines A (a longer southern line) and B (a shorter northern line) and the outlines of the top surface of the interpreted density model on top of the geological map on the scale of 1:1 million (Korsman et al. 1997). Coordinates (YKJ) are in kilometres. The densities of three bodies (granodiorite, migmatite and granite) and density contrasts of the shear zones are in kg/m^3 .

ACKNOWLEDGEMENTS

We wish to thank Johannes Tuomela for participating in the field work, Pekka Tuisku and Jeremy Woodard for collecting rock samples and Saara Määttä, Sanna Pohjola and Vilja Salin for doing petrophysical analyses. This study was financed by the Academy of Finland through the MIDCRUST project (139516).

REFERENCES

- Korhonen, J., H. Säävuori, H. Hongisto, P. Turunen, L. Kivekäs, T. Tervo, E. Lanne and A. Tuomi, A., 1989. Regional petrophysical program for Finland 1980–1991. In: Autio, S. (Ed.) *Geological Survey of Finland, Current research 1987–1988*, Geological Survey of Finland, Special Paper, **10**, 137–141.
- Korhonen, J.V., S. Aaro, T. All, S. Elo, L.Å. Haller, J. Kääriäinen, A. Kulinich, J.R. Skilbrei, D. Solheim, H. Säävuori, R. Vaher, L. Zhdanova and T. Koistinen, 2002a. Bouguer Anomaly Map of the Fennoscandian Shield 1:2 000 000. Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden and Ministry of Natural Resources of Russian Federation.
- Korhonen, J.V., S. Aaro, T. All, H. Nevanlinna, J.R. Skilbrei, H. Säävuori, R. Vaher, L. Zhdanova and T. Koistinen, 2002b. Magnetic Anomaly Map of the Fennoscandian Shield 1:2 000 000. Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden and Ministry of Natural Resources of Russian Federation.
- Korsman, K., T. Koistinen, J. Kohonen, M. Wennerström, E. Ekdahl, M. Honkamo, H. Idman and Y. Pekkala (Eds.), 1997. Bedrock map of Finland 1:1 000 000, Geological Survey of Finland.

Electron density spatial correlation at F-layer. Preliminary results from PFISR

Maria Amosova¹, Olaf Amm¹, Johannes Norberg¹, Joshua Semeter² and James Weygand³

¹ Finnish Meteorological Institute, Finland, maria.amosova@fmi.fi

² Department of Electrical and Computer Engineering, Boston University, MA, USA

³ Institute of Geophysics and Planetary Physics, Department of Earth and Space Sciences, University of California, Los Angeles, CA, USA

Abstract

We present the description of methods and preliminary result of the statistical study of the electron density spatial correlation at F-layer altitude. The results are obtained using Poker Flat Incoherent Scatter Radar (PFISR) data. The Power Density spectrum (PSD) of the latitudinal and longitudinal electron density profiles were averaged for a number of the geomagnetic activity levels. Surprisingly, we have found fairly small dependence of the PSD slope on activity.

1. INTRODUCTION

This study is a part of TomoScand project the main goal of which is to obtain mesoscale 3D distributions of the ionospheric electron density, with high spatial and temporal resolution, using GPS and Beacon satellite data as well as including information from the extensive network of ground-based ionospheric observations. For the ionospheric tomography, we need information about spatial correlation functions of the ionospheric plasma from actual observations. In this paper we will present preliminary results of statistical study of the ionospheric electron density spatial distributions at F-layer. The only instrument that can do this at the present time is PFISR, which focuses on the ability of the system to make simultaneous measurements of ionospheric parameters (electron and ion temperatures, densities, line-of-sight velocities and etc). PFISR employs an electronically steerable array that may be re-pointed on a pulse-by-pulse basis. Direct imaging of an ionospheric volume can be achieved by acquiring range-resolved measurements over a two-dimensional array of beam positions (Nicolls and Heinselman, 2007).

PFISR is located at Poker Flat Research range (65.13° N, 147.47° W) near Fairbanks, Alaska. The antenna is tilted towards the geomagnetic North so that its boresight direction corresponds to elevation 74° and azimuth 15° (Semeter et al. 2009). For our task we used data of Sporadic experiment that lasted from May 29th, 2007 to February 15th, 2008 with long pulse channel 480 μ s. The goal of our work is to get statistical characteristics of latitudinal/longitudinal distribution of electron density at F-layer altitude.

2. DATA

The electron density measurements are taken at 26 beams: grid of 5×5 beams and one along magnetic field $\vec{B}$ (hereafter referred to as B-beam). The beams' configuration is shown in Figure 1 as a polar diagram (azimuth angle from the direction to geographic north). There have been a slightly different, but essentially similar, radar configurations for different versions of the Sporadic radar mode. For some experiments the beam grid was made wider in south-north direction. The beam which lies alone at azimuth 210° is B-beam.

The grid orientation roughly coincides with magnetic coordinates. Number of measurement points along every beam usually is 12-15 points and spatial resolution along a beam is roughly 35 km in most cases, temporal resolution is ~ 5 min.

To identify the level of magnetic activity at the vicinity of the radar we used ionospheric equivalent currents obtained from Virtual Magnetospheric Observatory VMO (<http://vmo.igpp.ucla.edu/>). The ionospheric current amplitudes were averaged inside a circle with $R = 500$ km centered at the radar position. This averaged current is used as an activity index. Figure 2 shows histogram of averaged current. Every time step of our radar data is assigned to one of activity levels/bins: bin 1 is $0-50$ mA/m - low activity, bin 2 is $50-150$ mA/m, and so on, the highest is $450-900$ mA/m.

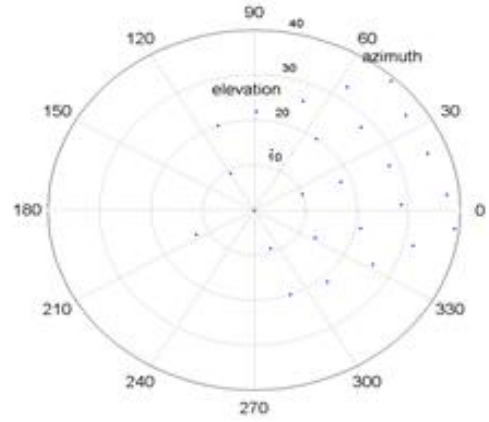


Figure 1: Experimental configuration shows the azimuth and elevation for 26 beams as a polar diagram.

3. ANALYSIS (PRELIMINARY RESULT)

In this section we present preliminary analysis of electron density distribution in terms of the power spectral density (PSD). We are interested in density distribution at F-layer. For this reason we interpolated the density measurements to F-layer altitude $Z_f = 300$ km.

- Using data of B-beam we estimated electron density gradient at Z_f .
- Selected all points in interval $Z = Z_f \pm 30$ km and separated them into 5 latitudinal/longitudinal profiles. For every profile we selected closest points to the line with mean value of longitude/latitude. Finally, we have five points for every of five profiles.
- Corresponding density value is interpolated to Z_f altitude using density gradient determined earlier (We assumed that density gradient along magnetic field direction at $Z = 300$ km is the same as at the B-beam position).
- We set an equally spaced latitudinal/longitudinal grid with Δ_{lat} chosen so that grid points are close to the points determined at the previous step (Δ_{lat} is the same for all times and profiles). We find the density values at the grid points using cubic spline interpolation.

The most common method of spectral estimation is based on the fast Fourier transform (FFT). For many applications, FFT-based methods produce sufficiently good results. The power spec-

trum of a signal gives the distribution of the signal power among various frequencies. The power spectrum is the Fourier transform of the correlation function, and reveals information on the correlation structure of the signal (Vaseghi, 2000).

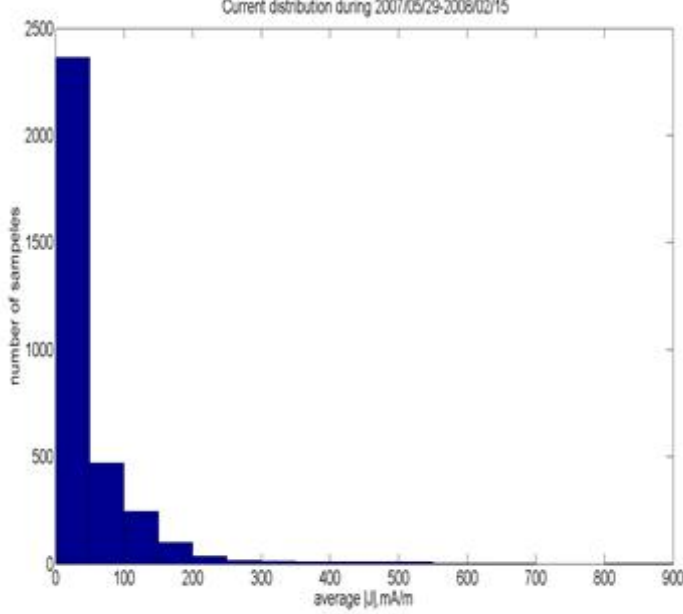


Figure 2: The histogram of the ionospheric equivalent currents averaged inside circle $R=500$ km from radar position.

The PSD was computed as windowed Fourier transform of the Autocorrelation Function (AF). We used Hanning window.

$$PSD_k = \sum_{t=-(n-1)}^{n-1} R(t)h(t)e^{-i2\pi t \frac{k}{n}} \quad (1)$$

here h is Hanning window and R is AF , calculated as

$$R = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^{n-k} (X_t - \mu)(X_{t+k} - \mu) \quad (2)$$

where μ is the mean value. We have 9 points for AF corresponding to lag values $lag = \Delta_{lat} \times i$, $i = -4, -3, \dots, 0, \dots, 3, 4$. K^{th} value of PSD corresponds to wave number $K_0 = 1/(n\Delta_{lat})$. PSD was computed using FFT algorithm and we increased the number of points (n) up to 16 adding zero values to the AF array. For every activity bin PSD was averaged.

Figure 3 shows averaged PSD of the electron distribution for latitudinal profile (top) and longitudinal (bottom) for several levels of magnetic activity. Dashed vertical lines show wave number k_0 corresponding length of the profile or, in the other words to the size of radar field of view at Z_f altitude. N in the legends means the number of events.

As it can be seen, the PSD curves for the latitudinal profiles peak below k_0 where the PSD values might be incorrect. At the same time, the PSD curves for longitudinal profile have peaks exactly at k_0 . This finding may indicate that the average scale of the F-layer density longitudinal variations is approximately equal to the longitudinal size of the radar field of view. It is also interesting that there is no evident dependence of the PSD slope on the activity. We have no explanation for this finding.

REFERENCES

- Nicolls, M. and C. Heinselman, 2007. Three dimensional measurements of traveling ionospheric disturbances with the Poker Flat Incoherent Scatter Radar. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L21104.
- Semeter, J., T. Bulter, C. Heinselman, M. Nicolls, J. Kelly and D. Hampton, 2009. Volumetric imaging of the auroral ionosphere: Initial results from PFISR. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, **71**, 738-743.
- Vaseghi, S., 2000. Advanced Digital Signal Processing and Noise Reduction. Wiley, 480pp.

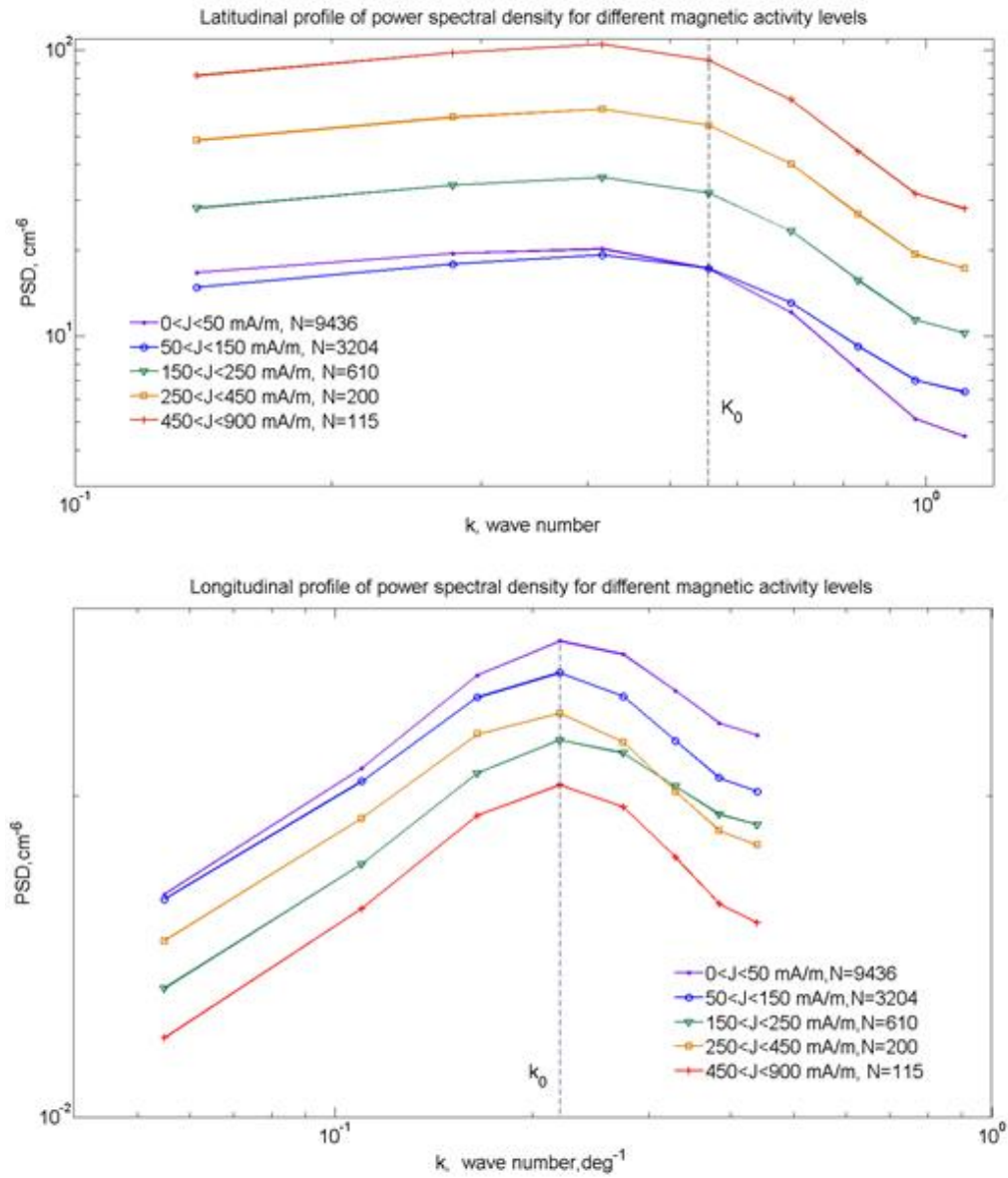


Figure 3: PSD of electron density distribution of latitudinal (top) and longitudinal (bottom) profiles for different magnetic activity levels in double logarithmic scale.

Wave modelling off the Finnish coast of the Gulf of Finland

J. Björkqvist¹, L. Tuomi¹, H. Tikka¹, H. Pettersson¹ and K.K. Kahma¹

¹ Finnish Meteorological Institute, Helsinki, Finland, jan-victor.bjorkqvist@fmi.fi

Abstract

The modelling of the wave field near the coastal areas is important for marine traffic and marine spatial planning. The complex bathymetry and the shoreline structure of the Finnish coast of the Gulf of Finland affects the wave field in several ways. The shoals may cause depth-induced wave breaking and refraction of waves, and the energy of the wave field propagating from the open sea to the shore is attenuated when the waves pass an area with several small islands. The spectral wave model WAM was used to model the wave field in the coastal areas of the Gulf of Finland. The model is the same with which the Finnish Meteorological Institute (FMI) produces its operational wave forecasts for the Baltic Sea. The Baltic Sea was modelled with a 4 nmi (ca 7.5 km) resolution grid. The coastal area of Helsinki was modelled with a finer resolution, 0.1 nmi (ca 185 m) grid. The surface wind field needed as forcing for the wave model was taken from FMI's numerical weather prediction system HIRLAM. Due to the coarse resolution of the 4 nmi grid, it is unable to take into account islands and variation in depth smaller than its grid size. In order to produce forecasts in coastal areas higher resolution grids are needed. However, the computational demands of the high resolution grids may be too heavy for operational forecasting. Therefore compromises may have to be made when choosing an adequate resolution. Constructing a coarser grid from a finer one is not trivial in archipelago areas. Special methods might be used to guarantee the sufficient land coverage needed to ensure the attenuation of wave energy. In addition, an obstruction grid reducing the amount of wave energy propagating from one grid point to another may be used to take into account the islands left unresolved with the given resolution. The modelled wave field was compared to about a month of wave buoy measurements from September and October 2012. The results from the preliminary wave model runs showed that the results were quite accurate in the open sea areas compared to FMI's operational wave buoy off Helsinki. The ability of the wave model in modelling the attenuation of the wave field due to sheltering and depth-induced wave breaking with different horizontal resolutions was evaluated by comparing the modelled parameters against measurements made near Harmaja and in the coastal areas of Helsinki. Due to the modelled wave fields dependence on the forcing wind field, some differences between the modelled and measured wave parameters can be explained by inaccuracies in the wind field. The accuracy of the modelled wave field is also affected by the bathymetry, which may not be sufficiently accurate at all locations. Inaccuracies in the bathymetry may lead to the removal of an excessive or an insufficient amount of the wave energy, e.g. due to depth-induced wave breaking. As future work the accuracy of the different formulations of the depth-induced wave breaking and reduction of wave energy due to bottom friction will be studied in order to further improve the model results. A 0.5 nmi (ca 1 km) grid, with a land mask constructed based on the information from the finer 0.1 nmi grid, will also be implemented. The method used to generate the land mask is especially developed for the complex structure of the Finnish shorelines and has previously been tested in the Archipelago Sea.

A multi-resolution approach to 3D electromagnetic modeling

M. Cherevatova¹, G. D. Egbert², M. Yu. Smirnov¹ and A. Kelbert²

¹ University of Oulu, maria.cherevatova@oulu.fi

² Oregon State University, OR, USA

Abstract

We present a multi-resolution approach for 3D forward electromagnetic (EM) modeling. Development of the technique is motivated by the fact that a finer grid resolution is often required at smaller depth to adequately represent near surface inhomogeneities and topography. On the other hand, the EM fields propagate in a diffusive manner and can be sufficiently well described on a grid that becomes gradually coarser with depth. A multi-resolution approach, therefore, provides a means to significantly decrease the number of degrees of freedom and hence improve on computational efficiency without significantly compromising the accuracy of the solution.

In our implementation, the full grid is represented as a vertical stack of sub-grids, each of which is a standard staggered grid. The grid is refined only in the horizontal direction, uniformly across vertical layers, allowing only factor of two between vertically adjacent sub-grids, and is thus a simplified quadtree scheme. In the present work we describe the grid design and setting of the corresponding operators. The improvement in speed of forward solver reaches 3 – 6 times and memory requirements 1.5 – 3 for the larger models. The accuracy of the solution is in phase of testing and will be presented.

The multi-resolution forward solver is written in Matlab with the purpose of further integration to ModEM 3D magnetotelluric (MT) inversion software (Egbert & Kelbert, 2012). In ModEM the new forward solver can then be used for 3D inversion.

METHOD

For the discretization of Maxwell's equations we follow the staggered grid convention of Yee (1966). The discretized electric field vector components are defined on cell edges. The magnetic fields are therefore defined on cell faces. Thus, the discrete representation of second order PDEs derived from Maxwell's equations can be expressed as a discrete system on the interior nodes as

$$[\mathbf{C}^\dagger \mathbf{C} + \text{diag}(i\omega\mu\sigma(\mathbf{m}))]\mathbf{e} = 0. \quad (1)$$

Here diag denotes a diagonal matrix, $\mathbf{C}$ is the discrete approximation of the curl operator (mapping interior cell edge vectors to interior cell faces), $\mathbf{C}^\dagger$ is the discrete adjoint of the curl (mapping interior cell face vectors to interior cell edges). Finally, $\sigma(\mathbf{m})$ represents the mapping of the model parameters $\mathbf{m}$ (conductivity or resistivity (or its logarithm)) to cell edges, where the electric field components are defined.

For a new solver we consider an extension of the staggered-grid discretization of Yee (1966) to a multi-resolution grid, where each grid cell can be subdivided in half in horizontal direction. This allows us to represent the full grid as a vertical stack of sub-grids, each of which is a standard structured staggered grid. This allows us to solve equation (1) for each sub-grid. The sub-grids are connected at series of additional layers interfaces, that overlap with the interior layer of the adjacent sub-grid. For convenience we allow only factor of two between neighbouring sub-grids.

The linear system of equations (1) is solved iteratively using a quasi-minimum residuals scheme, with SSOR preconditioner. When the system is solved for all sub-grids, electric fields on the interface are updated by copying of the values from the overlapping interior layer of the adjacent sub-grid.

The model parameters $\mathbf{m}$ are defined for the cell centers, and needs to be computed on multi-resolution grid edges for input to (1). The natural mapping from the cell centers to the edges of a regular grid represents the volume weighted average of the surrounding four cells. We define the conductivity parametrization on the fine grid, so in the multi-resolution case we need to consider additional averaging from fine to coarse sub-grids. Therefore, apart from the averaging operator from cells to cell edges, weighted by volume elements, we define an additional linear mapping from the edges of the fine grid, to the edges of the multi-resolution grid.

CONCLUSION

The accuracy of the multi-resolution forward solver is within 2% compared to original 3D solution and allows computations to be speed up by several times; the scheme also has a smaller memory foot print. Therefore, inversion based on the multi-resolution grid forward solver might provide a significant computational advantages, and also allow greater flexibility in terms model discretizations and better resolution of near-surface features. Future work will involve testing alternative solvers for the system of linear equations as we seek to construct more accurate solutions without sacrificing speed.

REFERENCES

- Egbert, G. D. and A. Kelbert,, 2012. Computational recipes for electromagnetic inverse problems, *Geophysical Journal International*, **189**, 251-267.
- Yee, K. S., 1966. Numerical Solution of Initial Boundary Value Problems Involving Maxwell's Equations in Isotropic Media, *IEEE. Trans. Anten. Propag.*, **14**, 302-307.

Seismic LAB beneath the Baltic Shield – or rigid Lithosphere?

M. Grad¹, T. Tiira², S. Olsson³ and K. Komminaho²

¹ Faculty of Physics, University of Warsaw, Warsaw, Poland

² Institute of Seismology, University of Helsinki, Finland, kari.komminaho@helsinki.fi

³ Department of Earth Sciences, Uppsala University, Sweden

Abstract

To study the seismic lithosphere-asthenosphere boundary (LAB) beneath the Baltic Shield we used records of 9 local events with magnitudes in the range 2.7-5.9. For modeling of the lower lithosphere and asthenosphere, the original data were corrected for topography and the Moho depth for each event and each station location, using a reference model with a 46 km thick crust. Observed P and S arrivals are significantly earlier than those predicted by the iasp91 model, which clearly indicates that lithospheric P and S velocities beneath the Baltic Shield are higher than in the global iasp91 model. For two northern events at Spitsbergen and Novaya Zemlya we observe a low velocity layer, 60-70 km thick asthenosphere, and the LAB beneath Barents Sea was found at depth of about 200 km. Sections for other events show continuous first arrivals of P waves with no evidence for "shadow zone" in the whole range of registration, which could be interpreted as absence of asthenosphere beneath the central part of the Baltic Shield, or that LAB in this area occurs deeper (>200 km). The relatively thin low velocity layer found beneath southern Sweden, 15 km below the Moho, could be interpreted as small scale lithospheric inhomogeneities, rather than asthenosphere.

1. INTRODUCTION

The problem of the asthenosphere for old Precambrian cratons, including East European Craton and its part – the Baltic Shield, is still discussed (e.g. Plomerová et al. 2010; Kozlovskaya et al. 2008). To study the seismic lithosphere-asthenosphere boundary (LAB) beneath the Baltic Shield we used records of 9 local events with magnitudes in the range 2.7-5.9 producing recordable seismic waves up to a distance of at least 2000 km. The relatively big number of seismic stations in the Baltic Shield with a station spacing of 30-100 km permits for relatively dense recordings, and is sufficient in lithospheric scale. In Figure 1, the 9 chosen earthquakes are marked by black stars with numbers and seismic stations providing data are marked by black dots. Data were provided mainly by Swedish, Norwegian, Finnish and Estonian seismic networks.

2. DATA PROCESSING AND MODELING

The Moho depth in the Baltic Shield is changing in range of 30-60 km. An average Moho depth was calculated for the study area from the digital Moho depth map by Grad et al. (2009). The average depth is 45.7 km, and in reference model 46 km depth was used. P-wave velocities

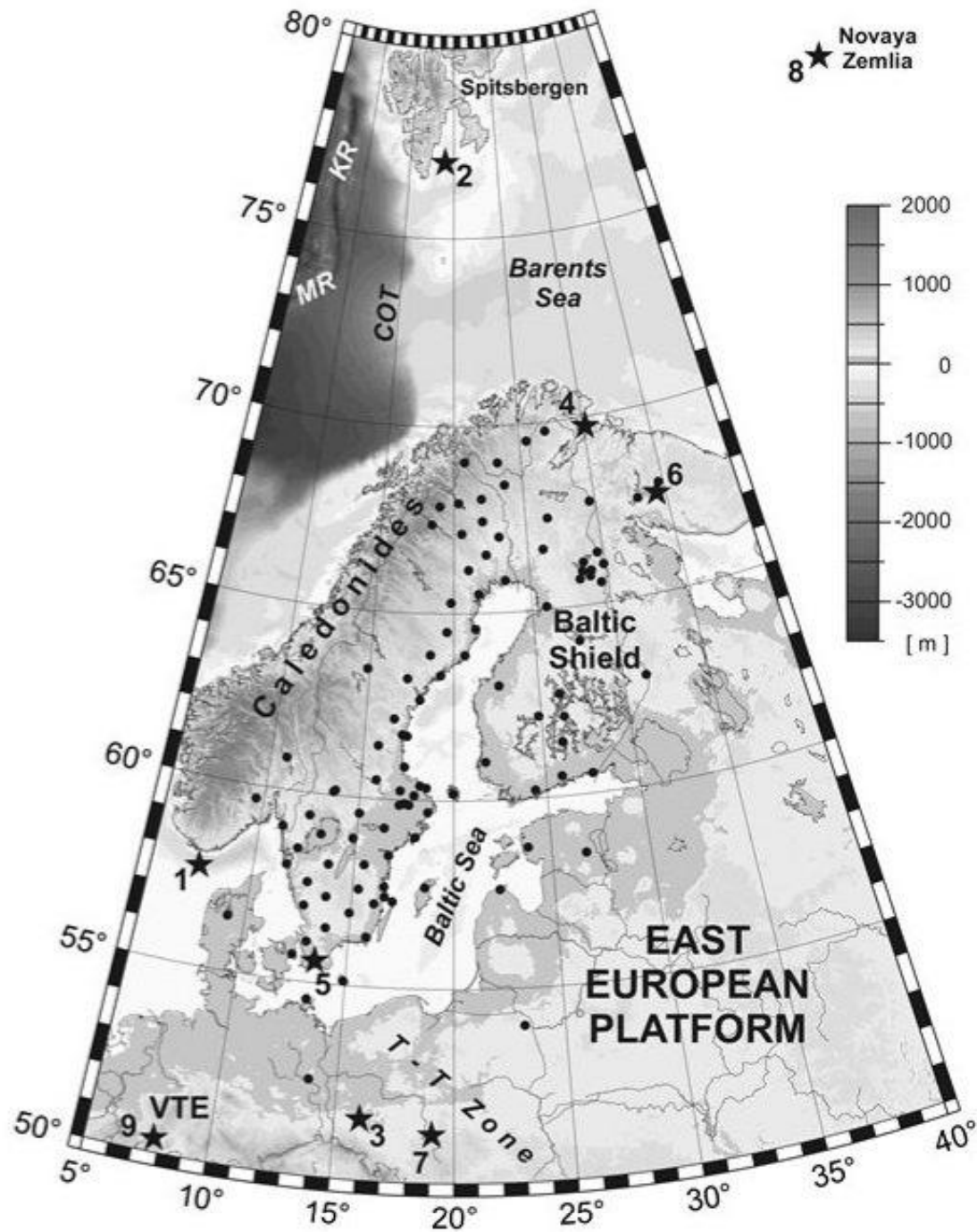


Figure 1: The location of nine events (numbered black stars) and seismic stations (dots) used in this paper for the study of the lithosphere-asthenosphere system beneath the Baltic Shield.

in the reference model were compiled from seismic studies in the area. For modeling of the lower lithosphere and asthenosphere, the original data were corrected for topography and the Moho depth for each event and each station location using the reference model to allow 2D interpretations along profiles. Observed P and S arrivals are significantly earlier than those predicted by the iasp91 model (Kennett, 1991). Modeling for all sections in this paper was done using the ray tracing technique and software SEIS83 (Červený and Pšenčík, 1984).

3. SEARCHING FOR THE ASTHENOSPHERE

The figure 2 shows three record sections. For event no. 2 (Spitsbergen) good quality P waves are recorded in the distance range 800-2400 km (Figure 2a). For the two northern events at Spitsbergen and Novaya Zemlya we observe low a velocity layer – asthenosphere. The LAB beneath Barents Sea was found there at depth of about 200 km (198 km and 201 km for event no. 2 at Spitsbergen and for event no. 8 at Novaya Zemlya, respectively). Sections for event no. 7 (Bełchatów) and event no. 9 (Rhein Graben) show continuous first arrivals of P waves with no evidence for a "shadow zone" in the whole range of registration (Figure 2b, 2c). A lack of "shadow zone" could be interpreted as a lack of asthenosphere beneath central part of the Baltic Shield, or that LAB in this area occurs deeper (>200 km).

4. CONCLUSIONS

The asthenosphere was found in the area north of the Baltic Shield (beneath the Barents Sea) at depth of about 200 km. No evidence was found by this study for the asthenosphere beneath the Baltic Shield – it has to be deeper than 200 km if it exists at all.

REFERENCES

- Červený, V. and I. Pšenčík, 1984, SEIS83 - numerical modeling of seismic wave fields in 2-D laterally varying layered structure by the ray method. In: E.R. Engdahl (Ed.): *Documentation of Earthquake Algorithm*, World Data Center A for Solid Earth Geophysics, Boulder, Rep. SE-35, pp. 36-40.
- Grad, M., T. Tiira and ESC Working Group, 2009. The Moho depth map of the European Plate. *Geophys. J. Int.*, **176**, 279–292.
- Kennett, B.L.N. and E.R. Engdahl, 1991. Traveltimes for global earthquake locations and phase identifications. *Geophys. J. Int.*, **105**, 429-465.
- Kozlovskaya, E., G. Kosarev, I. Aleshin, O. Riznichenko and I. Sanina, 2008. Structure and composition of the crust and upper mantle of the Archean–Proterozoic boundary in the Fennoscandian shield obtained by joint inversion of receiver function and surface wave phase velocity of recording of the SVEKALAPKO array. *Geophys. J. Int.*, **175**, 135–152.
- Plomerová, J. and V. Babuška, 2010. Long memory of mantle lithosphere fabric - European LAB constrained from seismic anisotropy, *Lithos*, **120(1-2)**, 131-143.

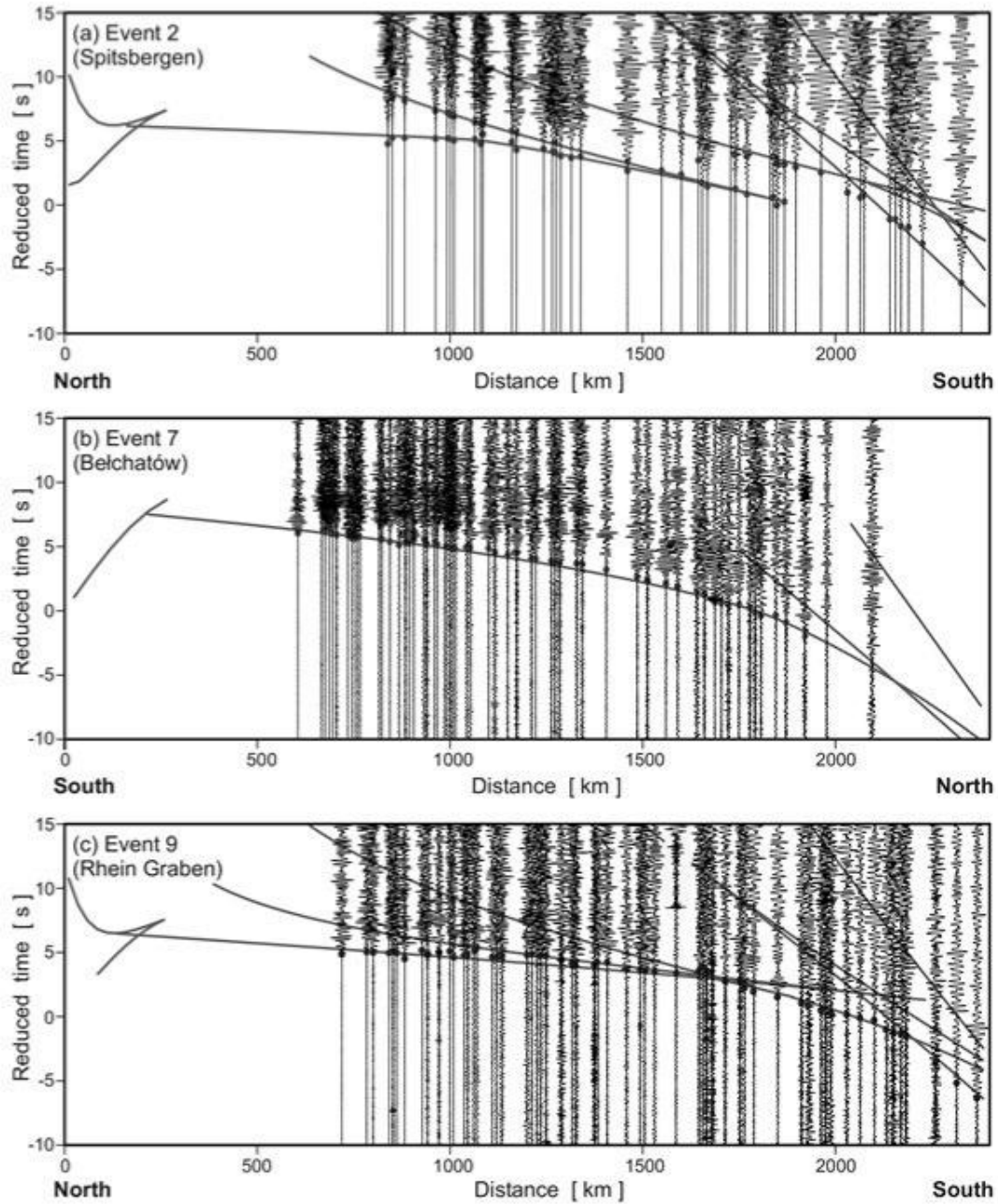


Figure 2: Record sections of three events together with traveltimes of the best fitted models. (a) Section of event no. 2 (Spitsbergen). The beginning of the shadow zone of the first arrivals is observed at distance of about 1800 km, and corresponds to the depth of the low velocity zone (LAB) at 198 km. (b) Section for event no. 7 (Bełchatów). A continuity of the first arrivals is observed in the whole distance range up to about 2000 km. (c) Section for event no. 9 (Rhein Graben). A continuity of the first arrivals is observed up to distance about 1700 km and for farther distances a significant increase of velocity is observed. In all sections dots are picked first arrivals of P waves, and lines are fitted traveltimes.

Marsin tutkimuksesta johtolankoja myös Maan ilmakehän ymmärtämiseen

Ari-Matti Harri¹, Hannu Savijärvi², Walter Schmidt¹, Janne Kauhanen¹, Evgeny Atlaskin¹, Maria Genzer¹, Henrik Kahanpää¹, Osku Kemppinen¹, Teemu Mäkinen¹, Tero Siili¹, Sini Merikallio¹, Harri Haukka¹, Maria Komu¹ ja Timo Nikkanen¹

¹ Ilmatieteen laitos, ari-matti.harri@fmi.fi

² Helsingin yliopisto

Abstract

A travelling ionospheric disturbance (TID) associated to an atmospheric gravity wave (AGW) is detected over Scandinavia on 20 January 2010, simultaneously using the EISCAT incoherent scatter radar in Tromsø, and GPS measurements using the Swedish GPS network SWEPOS. The combination of different instruments allows the determination and verification of various properties of the wave.

1. JOHDANTO

Marsin tutkimus on viime vuosina ollut maailman laajuisesti näkyvästi esillä (kuva 1). Mukana on myös pienin panoksin suomalainen tiedeyhteisö, jonka tärkein tutkimuskohde on Marsin kaasukehä. Marsin tutkimus auttaa meitä ymmärtämään paremmin myös Maan ilmakehän käyttäytymistä.

Nykyään Marsin hiilidioksidikaasukehän pintapaine on noin 7 hPa, pintalämpötila vaihtelee jäisten napojen -130 °C- ja päiväntasaajan jopa +20 °C-asteen välillä. Vuorokauden aikainen lämpötilavaihtelu on 60-90 °C, koska harva kaasukehä ei pysty tasaamaan lämpötilanvaihteluita. Kaasukehässä on kosteutta hyvin vähän, mutta marsperän pintakerroksessa on jäätä sitoutuneena parhaimmillaan korkeilla leveysasteilla jopa yli 50 % ja kylminä öinä muodostuu yleisesti ohut kerros huurretta.

2. MARSIN JA MAAN ILMAKEHÄT SAMANKALTAISIA

Marsin ja Maan ilmakehät ovat lähisukulaisia keskenään ja käyttäytyvät samalla tavalla. Tämä johtuu siitä, että näiden planeettojen pyörimisakselin kallistuskulmat ratatasoon nähden (Mars 25°, Maa 23,5°) sekä pyörähdysaika akselinsa ympäri eli siis vuorokauden pituus (Mars 24 h 37 min) ovat suurin piirtein samansuuruiset.

Kaasukehien sisäinen dynamiikka on niin samankaltaista, että Maan ilmakehämalleja voidaan siirtää yksinkertaistettuina Marsiin jättäen mallien dynamiikkaytimet lähes entiselleen. Näin



Kuvat 1 ja 2: MSL laskeutumassa Marsin pinnalle ja MSL toimessaan Marsin pinnalla (NASA, taiteilijan näkemys).

myöskin hienohilasäänennusmalli HIRLAM on muunnettu Mars-versioksi (MLAM) Ilmatieteen laitoksen ja Helsingin yliopiston yhteistyönä. Samalla periaatteella on Marsiin siirretty myös muutamia Maan ilmakehän globaalimalleja.

Marsissa ei ole pintavesistöjä, ei kasvillisuutta ja kaasukehä on hyvin kuiva. Tämän vuoksi Marsin sää on suhteellisen yksinkertainen Maahan verrattuna. Voidaan jopa sanoa, että Marsin kaasukehä on yksinkertaistettu laboratoriomalli Maan ilmakehästä. Tutkimalla Marsin tarjoamaa yksinkertaistettua dynamiikaltaan maankaltaista kaasukehää voimme oppia jotain sellaista, joka Maassa jää vesistöjen, kasvillisuuden ja suuren kosteuden aiheuttamien efektien vuoksi näkemättä.

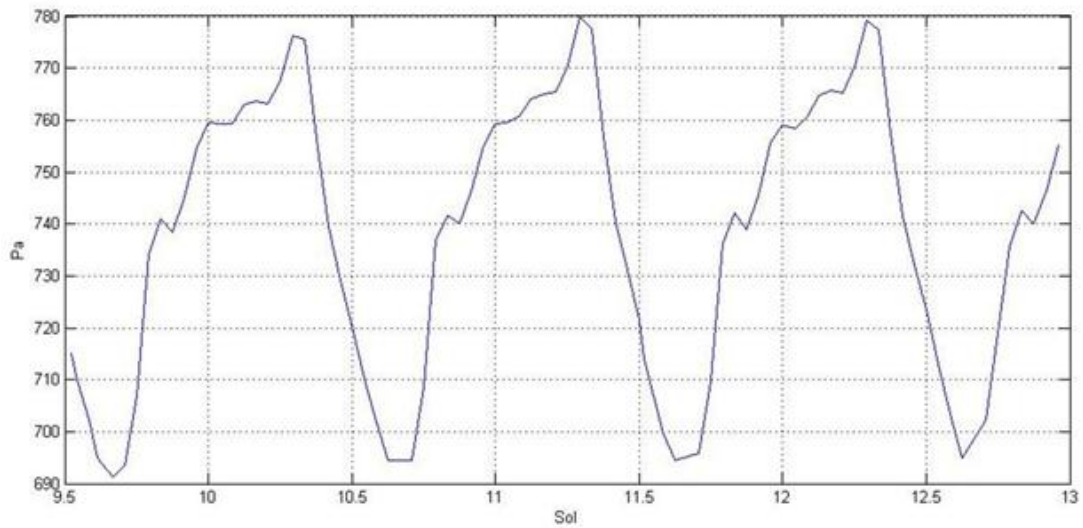
3. VIIMEAIKAISIA HAVAINTOJA

Viime kesänä elokuun 6. päivänä Marsin pinnalle laskeutui tavallisen henkilöauton kokoinen ja painoinen NASA:n MSL-kulkija, tuttavallisemmin Curiosity-mönkijä. Kyydissä oli myös Ilmatieteen laitoksen valmistamat Marsiin suunnitellut kaasukehän paine- ja kosteusmittauslaitteet Marsin kaasukehän ja rajakerroksen tutkimista varten. NASA:n ja Curiosity-mönkijän ensisijainen tavoite on etsiä merkkejä siitä, että Marsissa olisi joskus ollut elämälle suotuisat olosuhteet. Tämän selvittämiseksi Curiosity tutkii Marsin pintamateriaaleja ja kaasukehää sekä kaivaa ja poraa näytteitä marsperästä, joita se tutkii monipuolisen analyysilaboratorion avulla. Voidaan sanoa, että Curiosity kirjaimellisesti porautuu Marsin ja sen ilmaston historiaan. Ilmakehätieteilijöitä kiinnostaa luonnollisesti eniten Marsin kaasukehän tutkimus, ja mitä se voi mahdollisesti opettaa meille Maan ilmakehästä (Kuva 2).

Curiosity -mönkijän laskeutumispaikka oli Gale-kraatteri lähellä Marsin päiväntasaajaa. Tuo on alue, jossa on mahdollisesti Marsin historian hämärässä ollut juoksevaa vettä. Tuolloin Marsin ilmasto on saattanut olla lämmin ja kostea, siis täysin erilainen kuin tämän päivän harva, kylmä ja kuiva planeetta. Tähän viittaavat aikaisempien Mars-luotainten tulokset. Gale-kraatteri on lupaava alue Curiosityn päätehtävän suorittamiseksi, mutta myös hyvin kiinnostava Marsin kaasukehän ja sen rajakerroksen tutkimisen kannalta.

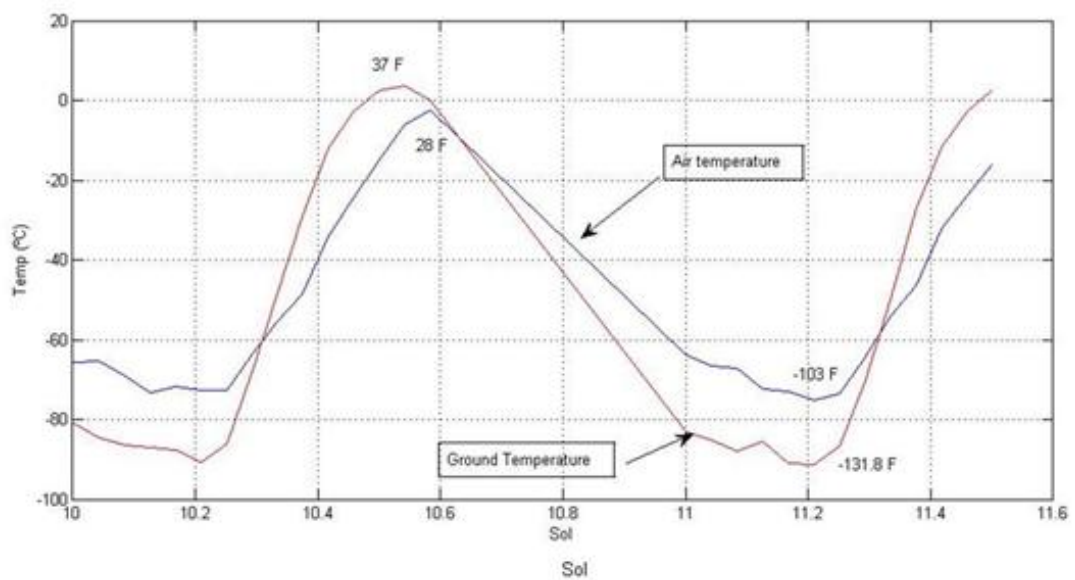
Elokuussa tapahtuneen laskeutumisen jälkeen Curiosity on tutkinut laajalti laskeutumisalueen-

PRESSURE SENSOR



Kuva 3: Ensimmäiset painehavainnot kolmen vuorokauden ajalta Marsin kaasukehässä.

GROUND AND AIR TEMPERATURE SENSOR



Kuva 4: Ensimmäiset lämpötilahavainnot kolmen vuorokauden ajalta Marsin kaasukehässä.

sa lähiympäristöä, ja dokumentoinut liikkumisensa valokuvien avulla, joita NASA jakaa tehokkaasti suurelle yleisölle. Ensimmäisten parin kuukauden havaintojen jälkeen MSL on pystynyt tarkentamaan aiempien Mars-laskeutujien havaintoja Marsin geologiasta sekä marsperän koostumuksesta. Tähän mennessä MSL ei ole vielä löytänyt kaasukehstä metaania, jota aiempien havaintojen mukaan olisi Marsissa äärimmäisen pieniä määriä. Metaani on kiinnostava kaasu, sillä sen löytyminen Marsista olisi merkki joko geologisesta aktiivisuudesta tai jonkinlaisesta alkeellisesta orgaanisesta aineksesta marsperässä (Kuva 3).

Mönkijän kyydissä olevat Ilmatieteen laitoksen kaasukehän painetta ja kosteutta havainnoivat instrumentit ovat tähän mennessä tuottaneet jo noin 120 päivän mittaisen havaintosarjan. Kaasukehän paine on nyt keskimäärin 8 hPa ja nousussa päivittäisen vaihtelun ollessa noin 10 prosenttia. Kosteushavainnot ovat vielä validoitavana. Marsin kaasukehän lämpötila on iltapäivisin nollan tuntumassa ja öisin noin -70°C . Tämä suhteellisen leuto ympäristö johtuu siitä, että Gale-kraatteri sijaitsee lähes päiväntasaajalla. Tulosten julkistamisen suhteen NASA on hyvin varovainen ja pitää laatukontrollin itsellään. Siksi havaintoja saadaan tuoda suuressa mitassa julkisuuteen vasta 6 kk havaintojen jälkeen (Kuva 4).

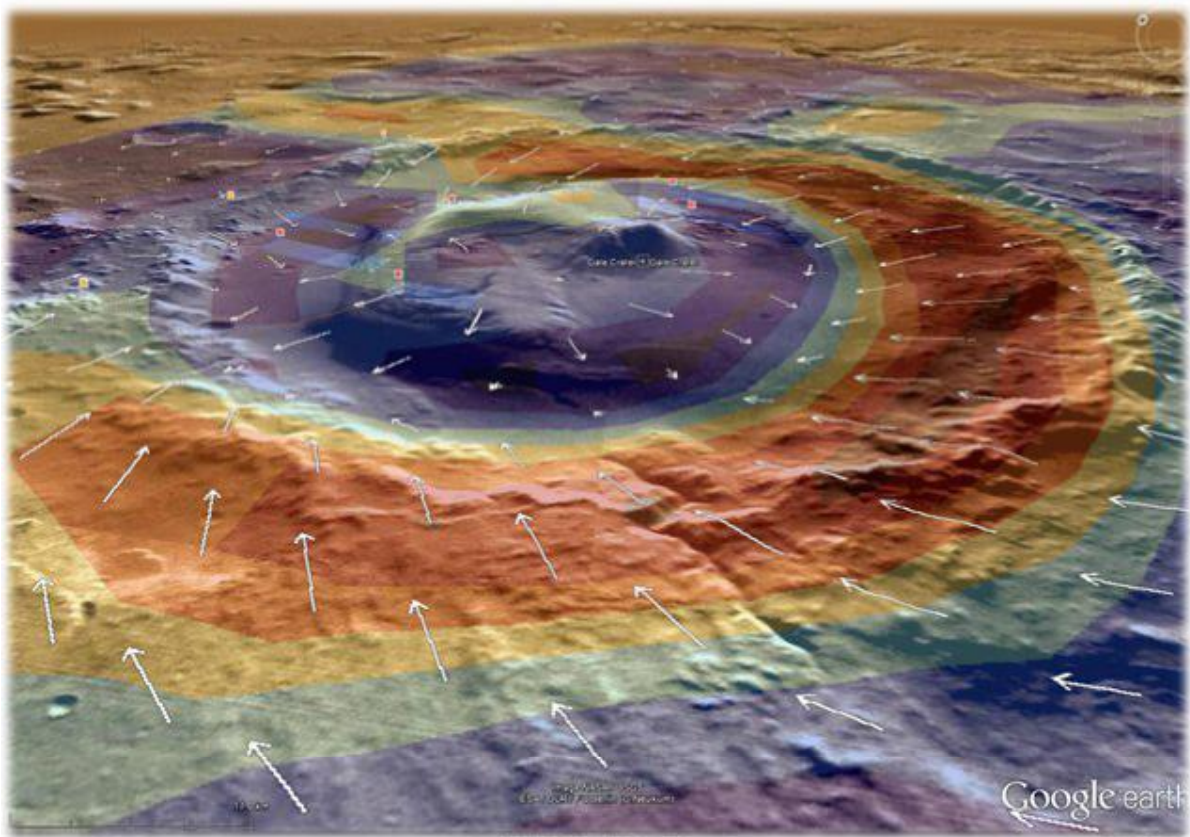
4. MAAN ILMAKEHÄN TUTKIMUS HYÖTYY MARSISTA

Marsin ilmakehää mallinnetaan aktiivisesti – jo vuonna 1975 NASA:n tutkijat ennustivat Viking-luotainten laskeutumisolosuhteita ilmastomallilla melko onnistuneesti. MLAM:in tulokset Gale-kraaterille ovat nyt mielenkiinnon kohteena. Paikallisololoja tutkimme Maasta Marsiin siirretyllä pylväsmallilla, jonka avulla voidaan yksityiskohtaisesti mallintaa mm. vesihöyryn siirtymisen fysiikkaa kaasukehän ja marsperässä oleilevan jään välillä ja verrata tuloksia Curiosityn ainutlaatuisiin pintakosteushavaintoihin. Aiemmin MLAM jo ennusti Phoenix-napaluotaimen laskeutumisääolot ja pylväsmalli sen lidar-laitteen näkemät Marsin vesijääpilvet. On myös mainitsemisen arvoista, että suomalainen Maan ilmakehää kuvaava pylväsmalli oli pohjana JPL:n eksoplaneettojen kaasukehien yleiselle tutkimusmallille (Kuva 5).

Nämä Marsin olosuhteissa tehdyt mallikokeet ovat tuottaneet menetelmäparannuksia, joita voidaan suoraan hyödyntää myös Maan säänennustus- ja ilmastomalleissa. Malleissa on esimerkiksi testattu ja paranneltu turbulenssi- ja jääpilvimenetelmiä, koettelemalla niiden rajoja ja toimivuutta Marsin ääriolosuhteissa.

Marsin kaasukehän suuri pölyisyys on johtanut merkittäviin mallinnustarkennuksiin pölyn siirron ja emission huomioimisessa yhteistyössä NASA:n Jet Propulsion Laboratoryn (JPL) tutkijoiden kanssa. Näitä tuloksia voidaan hyödyntää Maan ilmakehämalleissa. Marsin pinta-aineksen suuri satelliiteilla mitattu termisen hitauden paikallinen vaihtelu on puolestaan johtanut tarkempaan marsperän lämmöndiffuusion laskentatapaan. Kehitettyjä menetelmiä voidaan soveltaa Maassa esimerkiksi lumelle, jonka lämmönjohtavuus muuttuu nopeasti lumen ikään-tyessä.

Jopa turbulenssin yleinen teoria saattaa saada laajennuksia, sillä Marsin ohuen kaasukehän voimakkaat lämpösäteilyefektit on otettava huomioon aikaisemmasta poikkeavalla tavalla. Maasahan konvektion aiheuttama terminen turbulenssi lämmittää ilmaa lämpimän alustakerroksen yllä, mutta Marsissa päivittäinen voimakas turbulenssi joutuukin jäähdytystöihin.



Kuva 5: MLAM -mallin ennustama tuulikenttä MSL:n laskeutumispäivälle Galen kraatterin alueella

NASA:n Curiosity-mönkijän sekä muiden Marsia havainnoivien tutkimuslaitteiden myötä uusi ikkuna Marsin historiaan on vähitellen avautumassa. Ehkäpä pystymme tulevaisuudessa vastaamaan kysymykseen, miksi Maan kanssa hyvin samankaltainen planeetta Mars on ajautunut nykyiseen olotilaansa. Ehkäpä Marsin ja sen kaasukehän tutkimus pystyy antamaan meille uusia johtolankoja myös Maan ilmakehän pitkäaikaisen käyttäytymisen ymmärtämiseen.

FIRE 2A – linjan pohjoisosan rakenteen mallintaminen seismistä attribuuttianalyysiä apuna käyttäen

Niina Hellqvist¹, Annakaisa Korja¹ ja Taija Torvela²

¹ Seismologian instituutti, Helsingin yliopisto, niina.hellqvist@helsinki.fi

² University of Leeds

Abstract

Seismic reflection surveying is widely used to image crustal structures. To enhance the reflection data, seismic attribute analysis is applied to reveal detailed information on the geological and tectonic structures, and deformation fabrics of the upper crust.

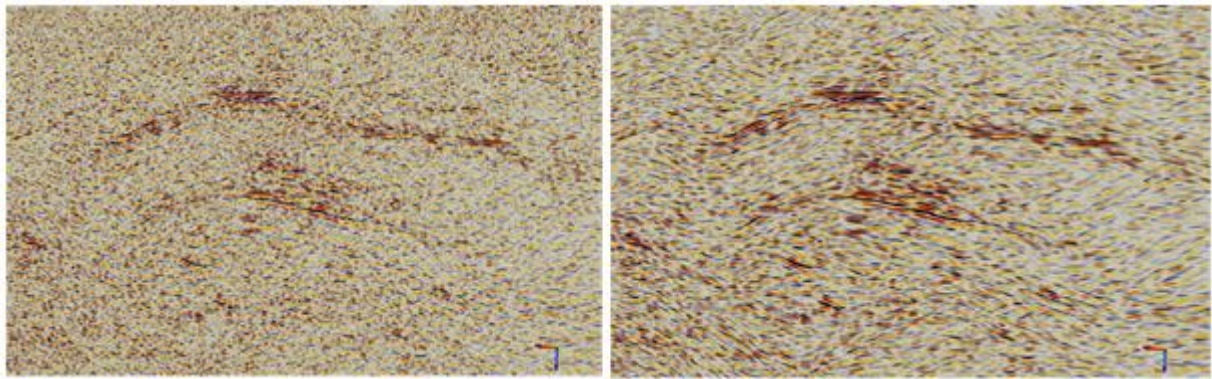
1. JOHDANTO

Seismisiä heijastusluotausaineistoja käytetään yleisesti kuoren rakenteiden tulkinassa. Voimakkaimpien heijastusamplitudivaihtelujen oletetaan liittyvän kuoren litologisiin muutoksiin sekä tektonisiin ja deformaatorakenteisiin. Tässä tutkimuksessa esitellään pro gradu – tutkielmaa (Hellqvist, 2013). Tutkimuksessa vahvistettiin seismisen aineiston epäjatkuvia taustarakenteita, jotka usein jäävät voimakkaampien heijastuksien peittämiksi, seismisen attribuuttianalyysin avulla. Kaadeohjatulla mediaanisuodattimella parannettiin huomattavasti heijastusluotausaineistossa olevien yksityiskohtaisien rakenteiden havaittavuutta.

2. AINEISTOT JA MENETELMÄT

Tutkimuksen aineistona käytettiin FIRE 2- ja 2A-heijastusluotausaineistoja, jotka sijaitsevat paleoproterotsooisella svekofennialaisella pääalueella. Alue on osa Etelä-Suomen kaarikompleksia, ja se antaa hyvän mahdollisuuden svekofennialaisen orogenian rakenteen tutkimiseen.

Tutkimuksessa käytettiin seismistä attribuuttianalyysiä tulkinan apuna. Seisminen aineisto suodatettiin kaadeohjatulla mediaanisuodattimella, joka parantaa huomattavasti aineiston taustalla olevien heijastajien jatkuvuutta vähentämällä satunnaista kohinaa. Suodattaminen tehtiin OpendTect-ohjelmalla. Suodatus aloitetaan määrittelemällä tutkimusikkuna, joka sisältää useita rekisteröintejä. Fourierin muunnoksella lasketaan rekisteröinneille paikalliset kaade- ja atsimuuttiarvot. Kaadeohjaus seuraa seismistä tapausta rekisteröinnistä toiseen käyttäen hyväksi näitä kaade- ja atsimuuttiarvoja. Kaadeohjattu mediaanisuodatin poimii ikkunan sisällä olevien rekisteröintien amplitudien mediaaniarvon ja korvaa kaikki ikkunan sisälle sattuvat rekisteröinnit tällä mediaaniarvolla. Tällöin aineistosta poistuvat yksittäiset korkean amplitudin heijastajat ja taustalla olevat rakenteet korostuvat.



Kuva 1: Kuva suodattamattoman seismisen sektion osasta (vasen) sekä kaadeohjatun mediaanisuodatetun sektion osasta (oikea) (seisminen aineisto Nironen et al. 2006) FIRE 2 - linjalta.

Aineiston taajuussisältö ennen ja jälkeen suodatuksen on tärkeää määrittää, jotta voidaan tutkia ovatko aineistossa nähtävät heijastajat todellisia vai suodatuksen tuottamia. Taajuussisällöt laskettiin Globe Claritas – ohjelmalla suodattamattomalle ja suodatetulle aineistolle. Tarkastelun jälkeen voidaan todeta, että aineistoon ei tule lisää korkeampia tai matalampia taajuuksia ja että alkuperäinen lähdesignaalin taajuuskaista säilyy aineistossa suodatuksen yhteydessä. Heijastajien voidaan siis todeta olevan todellisia heijastajia eikä suodatuksen tuottamia.

Attribuuttianalysoitujen tulosten tulkinnassa käytettiin seismistä fasies – menetelmää (Torvela et al. 2013). Seisminen fasies on kokoelma heijastuksia, joilla on tunnusomaiset seismiset ja geometriset konfiguraatiot. Seisminen fasies on seurausta geologisista prosesseista, jotka aiheuttavat kallioperään fysikaalisia muutoksia (anisotropia, litologiset vaihtelut jne.). Sektioista määriteltiin yhteensä yhdeksän erilaista fasiesta, joiden avulla tehtiin tulkinta yläkuoren rakenteesta.

3. JOHTOPÄÄTÖKSET

Suodatetuista sektioista on tulkittu läpikotaista S-C' – deformaatorakennetta, jota paikallisesti indikoivat suorat, loivasti kaatuvat hiertovyöhykkeet. Yläkuori (0-12 km) on voimakkaasti deformoitunutta. Vallitsevia piirteitä sektioissa ovat vanhimmiksi rakenteiksi tulkitut poimut (Torvela et al. 2013), joita edelleen deformatiiviset S-C'-rakenteet. Lisäksi sektioista on tunnistettu linssi- ja pärekorirakenteita. Kaikki nämä yhdessä viittaavat ekstensionaaliseen ympäristöön, jonka tulkitaan liittyvän Svekofennidien romahtamiseen.

KIITOKSET

Työn pohjana oleva pro gradu – tutkielma ja siihen liittyvät työt tehtiin K. H. Renlundin rahoituksella osana ”Kallioperän kolmiulotteinen deformaatiomalli” – projektia. Työssä käytetyt aineistot kuuluvat GTK:lle ja Seismologian instituutille.

LÄHTEET

- Hellqvist, N., 2013. FIRE 2A – linjan pohjoisosan rakenteen mallintaminen seismistä attribuut-tianalyysiä apuna käyttäen. Pro Gradu -tutkielma, Helsingin yliopisto, 68 s.
- Nironen, M., A. Korja, P. Heikkinen ja FIRE – työryhmä, 2006: A Geological Interpretation of the Upper Crust Along FIRE 2 and FIRE 2A. *Geol. Surv. Fin. Spec. Paper*, **43**, 77 – 103.
- Torvela, T., J. Moreau, R.W.H. Butler, A. Korja ja P. Heikkinen, 2013. The mode of deformation in the orogenic mid-crust revealed by seismic attribute analysis. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, accepted. doi:10.1029/2012GC004400

Sähkömagneettinen malminetsintämenetelmä GTK-FrEM

Jarkko Jokinen¹

¹ Geologian tutkimuskeskus, jarkko.jokinen@gtk.fi

Abstract

For the last few years Geological Survey of Finland (GTK) has been developing a new electromagnetic exploration method. A measuring test was arranged on lake ice with a large transmitter loop and a brand new surface receiver. Results are promising but data processing still needs further development.

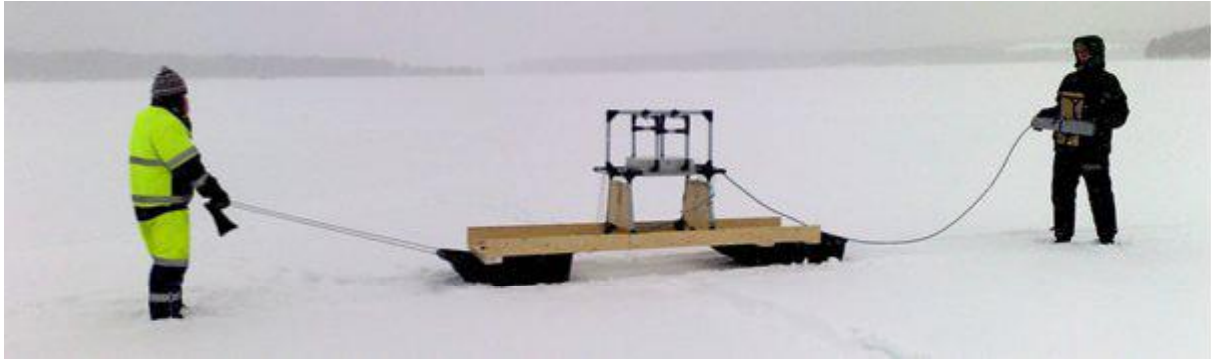
1. JOHDANTO

Geologian tutkimuskeskuksessa (GTK) on muutamien viime vuosien aikana kehitetty uutta geofysikaalista malminetsintämenetelmää. Menetelmällä tutkitaan maankamaran sähkönsiirtävyyden vaihtelua ja paikannetaan ympäristöään paremmin sähköä johtavia rakenteita. Ideana on tuottaa omalla maanpinnalle rakennettavalla lähettimellä keinotekoinen harmonisesti värähtelevä magneettikenttä, joka indusoi sähkövirtoja maankamaran sähkönsiirteisiin. Menetelmään kuuluu kaksi mittalaitetta, joilla liikutetaan tutkimusalueella joko kairanreiässä tai maanpinnalla. Mittausalueella tehdyt havainnot voidaan jakaa lähdekentän geometriasta aiheutuvaan vaihteluun sekä geologiasta aiheutuviin paikallisiin muutoksiin. Mittaustulosten silmämääräinen tarkastelu antaa jo jonkinlaisen käsityksen tutkimusalueen sähkönsiirtävyyden vaihtelusta, mutta tarkempaan tulkintaan käytetään tulkintaohjelmia.

2. MAANPINTAVASTAANOTIN

Maaliskuussa 2013 valmistui maanpintamittaukseen soveltuva vastaanotin. Laite koostuu kolmesta toisilleen kohtisuorasta mittauskelasta sekä tallennusyksiköstä. Mittalaitetta testattiin Kuuhon lähellä sijaitsevalla tutkimuskohteella. Kuvassa 1 mittalaitetta kuljetetaan kahden ahkion päälle rakennetulla puisella lavetilla. Ensimmäinen mittaja vetää ahkiota ja toinen mittaja kuljettaa tallennusyksikköä. Jatkossa vastaanotinkeloja tullaan liikuttamaan kantamalla niitä selässä kuten rinkkaa.

Testimittauksessa järven jäälle rakennettiin sähköjohdosta neliönmuotoinen lähetinsilmukka, jonka sivun pituus oli 700 m. Silmukkaan syötettiin harmonista vaihtovirtaa viidellä eri taajuudella yhteensä noin 50 W teholla. Matalin taajuus oli 116 Hz ja korkein taajuus oli 8929 Hz. Vastaanotinta liikutettiin lähettimen keskialueella linjoittain. Lisäksi mitattiin yksi pidempi mitauslinja, joka ulottui lähetinsilmukan yli molemmin puolin. Tällä pidemmällä testilinjalla laite pysäytettiin 20 m välein ja näissä pisteissä mitattiin useamman taajuuden sisältävä taajuuspyyhkäisy.



Kuva 1: GTK-FrEM-maapintavastaanotin testimittauksessa. Kuva: Matti Niskanen.

3. MITTAUSTULOKSET

Ensimmäinen järven jäällä tehty "maapintamittaus" onnistui hyvin, mutta tulosten käsittely ja tulkintamallin tekeminen ovat vielä kesken. Menetelmän toimintaperiaatteena on tuottaa lähettimellä puhtaasti siniaallon mukaisesti vaihtelevaa magneettikenttää, jolloin lähettimellä ei tuoteta minkäänlaista ylimääräistä häiriötä ja kaikki lähettimeen syötetty energia saadaan hyödynnettyä. Vastaanottimella kerätään laajasti kaikkea sähkömagneettista signaalia, mutta laitteen rakenne ja ominaisuudet tekevät siitä herkän juuri tutkittaville taajuuksille. Vastaanottimella tallennetaan käytännössä sähkömagneettisen kentän aikasarjaa, josta jälkikäsittelyssä puretaan mittaustulokset käyttäen kaikkien tutkittavien taajuuksien, tasavirran ja 50 Hz häiriökentän yhtäaikaista inversiosovitus. Tämä ratkaisumenetelmä vaatii paljon tietokoneaikaa, mutta antaa hyviä tuloksia, joita kokouksessa tullaan esittelemään.

LÄHTEET

Jokinen, J., A. Korpisalo ja H. Hongisto, 2011. New down-hole geophysical techniques in the exploration of deep ore deposits. *Geological Survey of Finland, Special Paper*, **49**, 59-70.

Convective vortices in Gale crater

**H. Kahanpää¹, M. de la Torre Juarez², J. Moores³, N. Rennó⁴, S. Navarro⁵, R. Haberle⁶,
M.-P. Zorzano⁵, J. Martín Torres⁵, J. Verdasca², A. Lepinette⁵, J.A. Rodriguez⁵, J.
Gomez-Elvira⁵, the REMS team and the MSL team**

¹ Finnish Meteorological Institute, Helsinki, Finland, henrik.kahanpaa@fmi.fi

² Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology, CA, USA

³ Earth and Space Science and Engineering, York University, Ontario, Canada

⁴ University of Michigan, MI, USA

⁵ Centro de Astrobiología (INTA-CSIC), Madrid, Spain

⁶ NASA / Ames Research Center, CA, USA

Abstract

Signatures of dust devils and dustless convective vortices were sought in the data measured by NASA's MSL Curiosity rover in Gale crater, Mars, during the first 100 sols (= Martian days) after landing. 43 sudden drops in atmospheric pressure were detected by the Rover Environmental Monitoring Station (REMS) (Gómez-Elvira et al. 2012). Coincident increases in air temperature and variations in wind direction and speed were associated with most of these events. A dip in UV radiation, probably caused by dust lifted by a vortex and obscuring sunlight, was detected coincidentally with one of the pressure events. One probable dust devil was detected by the Navigation Cameras. We conclude that small scale convective vortices do occur in Gale crater but only a small fraction of them lift dust.

1. BACKGROUND

Sudden pressure drops caused by convective vortices such as dust devils have been detected by the earlier Mars landers Pathfinder and Phoenix (Schofield et al. 1997, Renno et al. 2000, Ellehoj et al. 2010). Martian dust devils and their tracks have also been imaged by Mars Pathfinder, the Mars Exploration Rovers, the Phoenix lander and the HiRISE camera onboard MRO. Dust devils and their tracks had however not been detected in HiRISE images of Gale crater before the landing of MSL (Calef, 2012).

2. METHOD

Sudden pressure drops in the REMS pressure data were searched using an algorithm similar to that used previously to search for pressure drops on the Mars Pathfinder (Murphy and Nelli, 2002) and on the Phoenix data (Ellehoj et al. 2010). Non-significant and false events were removed by hand. Variations in temperature (air and ground), wind and UV radiation occurring concurrently with the pressure events were determined by checking the data collected by all REMS sensors around the time that each sudden pressure drop event was detected. Movies for

monitoring the motions of dust and ice in the atmosphere have been done using the Navigation Cameras (Francis et al. 2013). Dust devils were sought from these movies (Moore et al. 2013).

3. RESULTS

- 43 pressure events were identified.
- In 63 % of the events there is a maximum in air temperature simultaneously with the pressure minimum.
- In 92 % of the events the wind vector varies rapidly.
- In one event there is a coincident decrease in UV radiation.
- The Full-Width at Half Maximum duration of the pressure events is less than 30 s, typically ~ 7 s.
- The magnitude of the pressure drops varies from 0.3 to 2.5 Pa.
- All events occur daytime, between 9:30 and 15:16 Local Mean Solar Time (LMST).
- The event intensity peaks around 11 LMST. At this time the number of events with magnitude > 0.5 Pa is circa 0.4 events / Martian hour.
- One likely dust devil was detected in the atmospheric monitoring movies (Moore et al. 2013).

4. CONCLUSIONS

Several coincident pressure, temperature and wind variations indicating passing small scale convective vortices have been detected. Thus we conclude that at least dustless convective vortices do occur in Gale crater.

The observed pressure event intensity and magnitude distribution are similar to those detected by the Pathfinder and Phoenix landers (Ellehoj et al. 2010; Murphy and Nelli, 2002). This is surprising taking into account that models predict a suppression of the boundary layer depth on Gale during the day (Tyler and Barnes, 2005). This tends to inhibit vortex activity because it decreases their thermodynamic efficiency (Renno et al. 2000). However the maximum pressure drop detected by MSL is clearly smaller than those detected by the earlier missions. The number of vortices detected by MSL during the first 100 sols is so small that this could be a statistical coincidence but the lack of pressure events with magnitude higher than 2.5 Pa may also be a consequence of the suppressed daytime boundary layer depth at Gale.

While a surprisingly high number of pressure drops associated with vortices has been detected by REMS the atmospheric monitoring movies have observed only a single likely dust devil (Moore et al. 2013). This can be explained by the following:

- Most vortices are not strong enough to lift dust.
- The area where the pressure drop is observable is much larger in diameter than is the optical core where dust is lifted.

In both alternatives the amount of dust lifted to the atmosphere by dust devils is small compared to the number of vortices which must play a role in the overall dust budget of Gale Crater. The

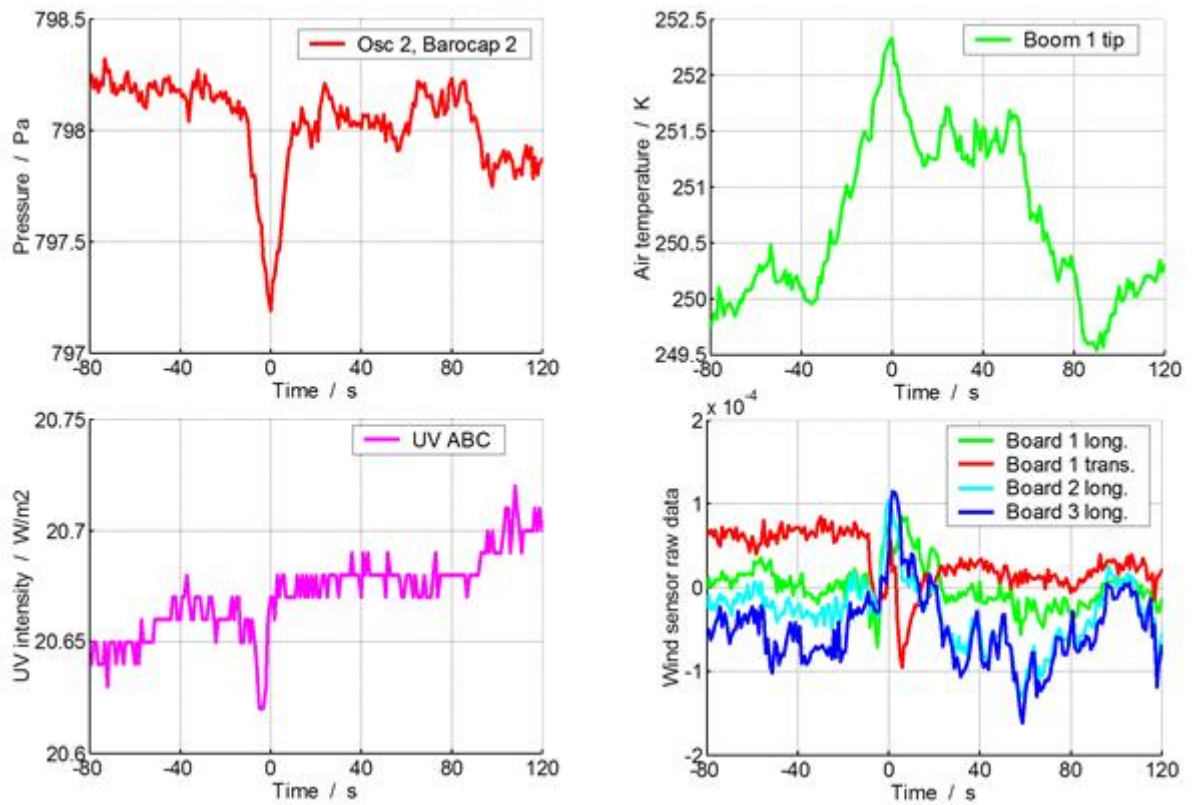


Figure 1: Pressure (up left), air temperature (up right), UV intensity (low left) and boom 2 wind sensor raw data (low right) measured by REMS during a vortex passing on MSL sol 86. The wind sensor data shows that the wind direction changes back and forth during the pressure event.

fact that a coincident UV obscuration was observed in only one of the pressure events supports this conclusion. This could also explain the missing observations of dust devils and their tracks by orbiters such as MRO.

REFERENCES

- Calef, F., 2012. presentation in MSL Aeolian Working Group meeting Sep. 17 2012.
- Ellehoj, M. et al., 2010. *J. Geophys. Res.*, **115**, E00E16.
- Francis, R. et al., 2013. LPSC XLIV, poster.
- Gómez-Elvira, J. et al., 2012. *Space Sci. Rev.*, **170(1-4)**, 583-640.
- Moore, J. et al., 2013. LPSC XLIV, poster.
- Murphy, J. R. and Nelli, S. 2002. *Geophys. Res. Lett.*, **29(23)**, 2103.
- Rennó, N. O., et al., 2000. *J. Geophys. Res.*, **105**, 1859-1865.
- Schofield, J. T., et al., 1997. *Science*, **278**, 1752-1758.
- Tyler, D. Jr. and Barnes, J.R. 2005. *Mars*, **1**, 1-13.

Nondestructive investigation of palsas using ground penetrating radar

T. Kohout¹, M. Bucko¹, K. Rasmus^{2,3}, I. Matero¹ and M. Leppäranta¹

¹ Department of Physics, University of Helsinki, tomas.kohout@helsinki.fi

² SYKE Finnish Environmental Institute, Jyväskylä, Finland

³ LUODE, Jyväskylä, Finland

Abstract

Palsas are hummocks of peat with permanently frozen cores in Arctic areas. A palsa in Peerajärvi, Finland was studied using a GPR (Ground Penetrating Radar), soil electric resistivity and a surface temperature measurements. It was found that during winter the radar signal easily penetrates the overlying snow cover and frozen peat and the reflector representing the frozen core to underlying soil boundary is clearly visible. During summer the signal is intensively reflected from the dry peat to frozen core boundary outlining the upper core boundary. Thus, a combination of both winter and summer measurements allows outlining the whole extent of the palsa ice core. From the GPR measurements the lateral extent of Peerajärvi palsa frozen core was found to be $\sim 15 \times 20$ m and thickness of the core ~ 4 m. Additionally, a local minima in soil resistivity and surface temperature were observed over the palsa core in summer which support presence of frozen peat.

Kymijoen jääolosuhteet

Tom Kokkonen¹

¹ Fysiikan laitos, Helsingin yliopisto, tom.kokkonen@helsinki.fi

Abstract

I shall present results from field measurements in the River Kymijoki gathered during winter 2012. This river is located in southeast Finland, it freezes annually, and the catchment area of the river is 37 107 km² which is about 11 % of the area of Finland. The lake percentage of the river catchment is 19 %.

The River Kymijoki discharge was very high in winter 2012 due to the warm fall and high precipitation. The discharge was in December 2011 approximately at the same level as it is normally in the spring after the snow melts. It means that there was a lot of interesting ice phenomena during the winter after the temperatures drop low enough. Especially frazil ice is a big problem in the river area when the temperatures suddenly drop below freezing.

I made monitoring field measurements throughout the River Kymijoki and intensive measurements at some selected rapids and at the locations of anchor ice dams. Field measurements include hydrographic soundings with CTD-90M (Sea & Sun Technology GmbH) for the fundamental physical and chemical properties of the water, and optical measurements with AC-9 (WET Labs Inc.), which will give information about optical quality of the river water and the mixing of the lake water to the river water. I took ice and water samples for chemical analyses and ice was also examined for stratigraphy and crystal structure. The results of these measurements will be presented focusing on the characteristics of ice formation and structure and the influence of the ice cover on the discharge, mixing and water quality in the River Kymijoki.

FIN-EPOS - A FINnish national initiative of the European Plate Observing System

A. Korja¹, P. Heikkinen¹, D. Whipp¹, I. Kukkonen², K. Muinonen², M. Poutanen³, E. Kozlovskaya⁴, T. Korja⁵, K. Pajunpää⁶, S. Mertanen⁷, D. Lecarpentier⁸ and M. Merimaa⁹

¹ Institute of Seismology, Department of Geosciences and Geography, University of Helsinki, annakaisa.korja@helsinki.fi

² Division of Geophysics and Astronomy, Department of Physics, University of Helsinki

³ Finnish Geodetic Institute

⁴ Sodankylä Geophysical Observatory, University of Oulu

⁵ Geophysics, University of Oulu

⁶ Finnish Meteorological Institute

⁷ Geological Survey of Finland

⁸ CSC - IT Center for Science

⁹ MIKES- Centre for metrology and accreditation

Abstract

The national implementation plan (FIN-EPOS) is launched to support the Finnish geoscientific research infrastructures and their participation to European Plate Observation System (EPOS) integration plan as well as to implement the coordination of the national facilities and the design of e-data portals. We advocate Finland to upgrade its status from associate member to full-member in EPOS at the beginning of ERIC construction phase in 2014.

1. INTRODUCTION

The European Plate Observing System (EPOS; <http://www.epos-eu.org/>; Figure 1) is the integrated solid Earth Sciences research infrastructure (RI) plan included in the ESFRI roadmap in 2008 (European Commission, 2010). EPOS coordinates the integrated use of data, models and facilities from spatially separated networks, observatories, temporary deployments and research facilities of Solid Earth science in Europe. It will provide an efficient and comprehensive multidisciplinary research platform and a data portal by integrating the existing national research facilities. EPOS will be a major step towards understanding the physical processes controlling natural hazards, such as earthquakes, volcanic eruptions, geomagnetic storms and tsunamis, as well as the modern and ancient plate tectonic and surface dynamic processes that affected the Eurasian plate and its metallogenic provinces (European Commission, 2011).

The EPOS data intergration plan (EPOS, 2012; Figure 1) is based on free data and information produced by the existing national RIs. National governments, funding agencies and institutes

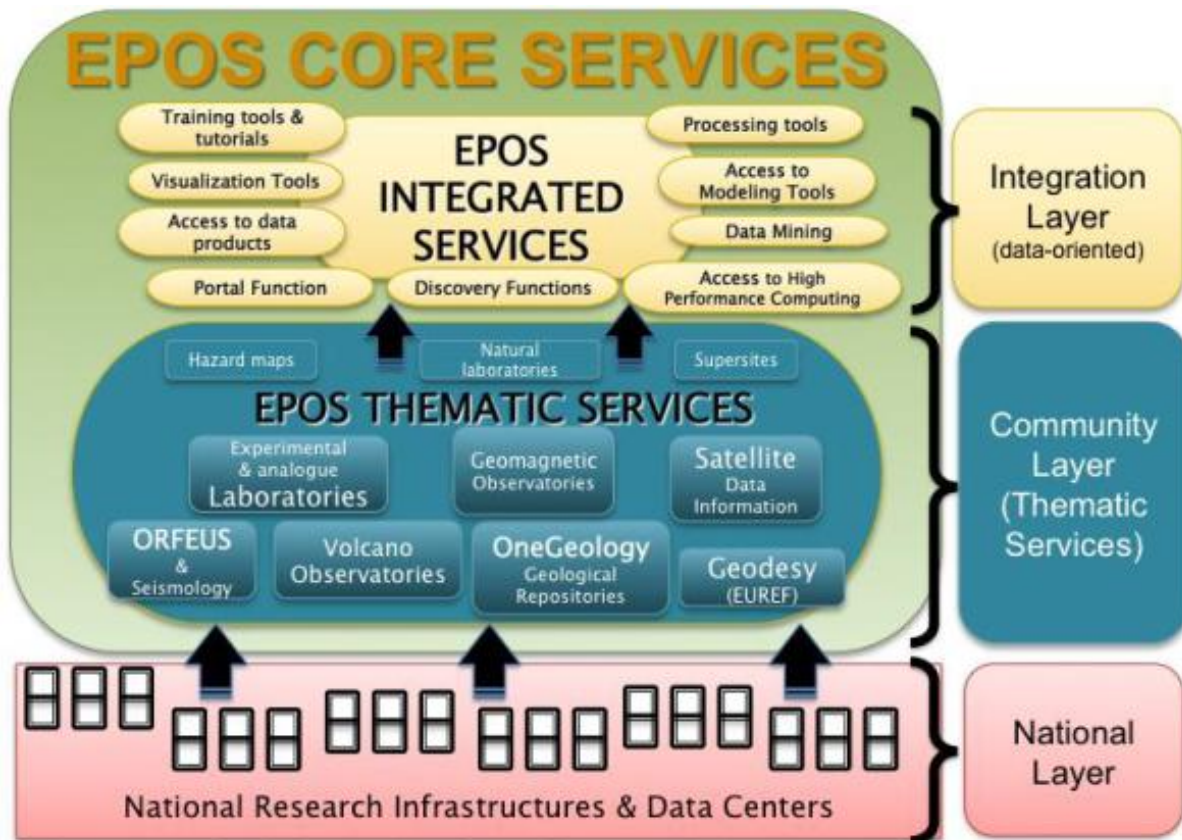


Figure 1: Data integration plan and EPOS core services (EPOS, 2012). Observatory data from Finnish RI (national layer) is sent to international data centers (EPOS thematic services) and is used by scientist using EPOS Intergrated services.

are responsible for the funding and operation of instrumentation and data management in each country. These RI and European datacenters form the basic layer of the EPOS integration plan. These RIs are integrated into the ***EPOS Thematic Services***, which represent dedicated services (data archiving and mining, access to data products, etc.) for each specialty. The Thematic Services are further joined up to create the ***EPOS Integrated Services***, consisting of a variety of multidisciplinary services that will allow the access to data, data products, processing and visualization tools and computational codes and resources for different stake-holders using national portal interfaces.

EPOS is now in the late stage of preparatory phase (PP) financed by EU framework 7. In the next construction phase EPOS is seeking an approval as a European Research Infrastructure Consortium (ERIC). It will be funded by EU research programs (Horizon 2020) and by member countries annual fees.

2. FINNISH INITIATIVE FIN-EPOS

A national implementation plan (FIN-EPOS) is launched to support the Finnish geoscientific research infrastructures and their participation in European Plate Observation System (EPOS)

integration plan as well as to implement the coordination of the national facilities and the design of e-data portals. FIN- EPOS a joint initiative of the Universities of Helsinki and Oulu, Finnish Geodetic Institute, Finnish Meteorological Institute, Geological Survey of Finland, Centre for Metrology and Accreditation and CSC- IT Center for Science. The research organizations operate permanent and portable seismic and geodetic networks, magnetic observatories, portable electromagnetic arrays, geophysical and geodynamic modeling laboratories that are scattered around the country (Figure 1). EPOS is implementing the long term strategic goals of the geoscientific communities, universities and government research organizations via increasing the role of Finnish geosciences in the Europe, via facilitating the studies of Earth processes, natural hazards and natural resources and enabling large scale cross-disciplinary studies.

The Finnish observatories are already sending real-time data to European data centers that are members of EPOS (e.g. ORFEUS, EMSC) , Finnish scientists and geoscientific organizations are taking part in geoscientific initiatives linked to EPOS (e.g., OneGeology and Euro-GeoSurveys, ERA-MIN, EUREF, GEO, TOPO-EUROPE, TOPMOD EPOS <http://www.epos-eu.org/community/international-initiatives.html>). The implementation of EPOS is through 10 thematic working groups and Finnish scientists are taking part in half of them (WG1: Seismological Observatories and RIs, WG3: Geological and Surface Dynamics Data; WG4: GNSS Data and other Geodetic Data; WG7: e-RI and virtual community (e-science and ICT); WG9: Magnetic Observatories) and WG10: infrastructures for georesources. We advocate Finland to upgrade its status from associate member to full-member in EPOS at the beginning of ERIC (European Research Infrastructure Consortium) construction phase in 2014.

Full membership in EPOS is critical to increasing the visibility of Finnish research in Earth sciences and developing new collaborations with research groups across Europe. EPOS membership will not only ensure our data is openly available for archiving and mining, it will provide a straightforward means to integrate, analyze, compare, interpret and present our data with data from other EU Earth science research groups. Early integration in EPOS will ensure that we are part of the long-term pan-European platform of existing and future national RIs.

Participation in EPOS will ensure that Finnish researchers will be at the front line of geosciences: a) Developing and strengthening collaborations between dispersed research groups in the same field; b) designing multidisciplinary measurements tailored to particular investigations; c) integrating research efforts using different methodologies to contribute to geo-hazard and natural resources assessment; d) providing open, community-based software and web applications that improvement the processing and interpretation of data and open of new perspectives for integrated Earth system models; and e) developing new technologies for specific infrastructures, such as experimental laboratories or in-situ observatories or co-ordinating thematic solid Earth e-infrastructures; f) closer links with other networks and infrastructures throughout the field of Earth Sciences, including Space and Marine geophysics and Geological data centers. Furthermore, it will contribute to long-term databases of seismicity, land-uplift, crustal deformation, seismic stress release, plate movements and the geomagnetic field. However, the greatest advances will take place in cross-disciplinary research conducted using easily available, large-scale geophysical and geological databases. A high quality, up-to-date research infrastructure and data structure management is a necessary prerequisite for Finland to be among the leading European countries in geosciences.

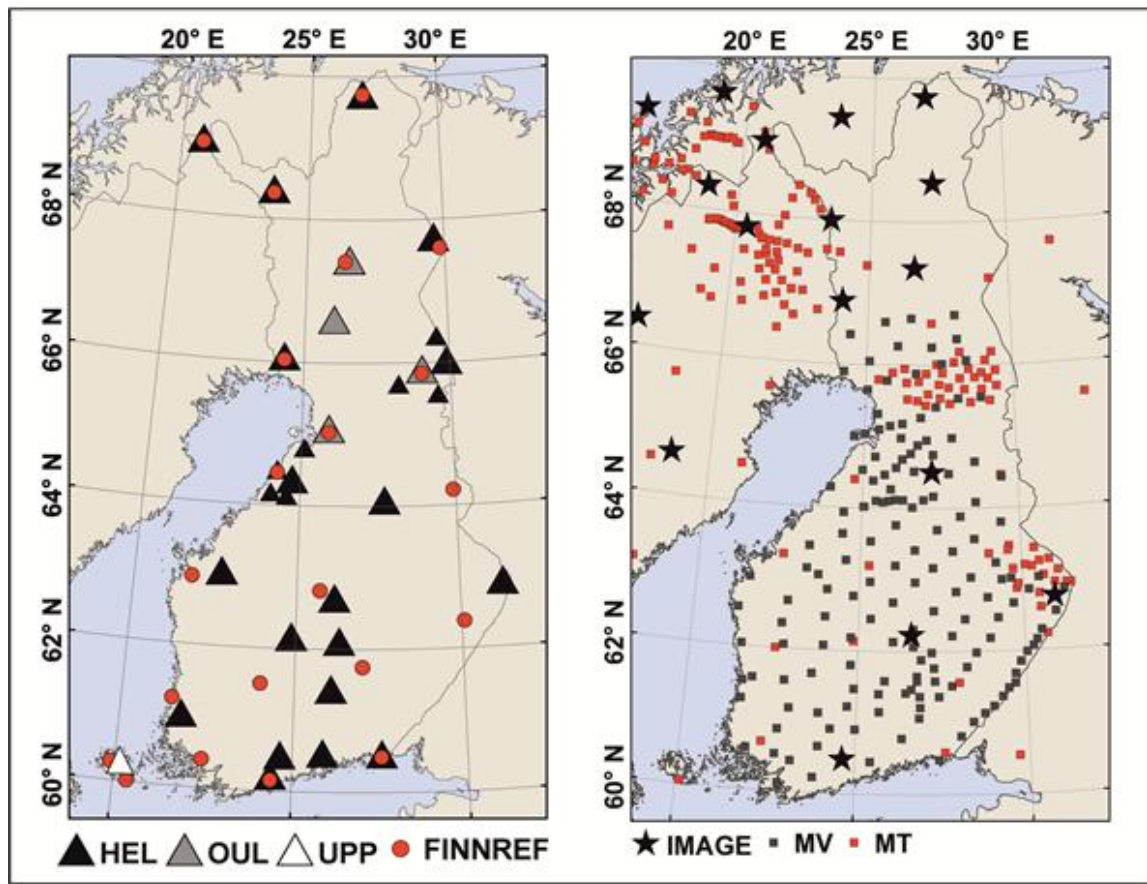


Figure 2: Seismic, geodetic, magnetic and electromagnetic networks (RI) in Finland.

REFERENCES

- European Commission, 2010. Strategy Report on Research Infrastructures, Roadmap 2010. European Strategy Forum on Research Infrastructures - ESFRI. 84 p. <http://ec.europa.eu/research/infrastructures/publications>.
- European Commission, 2011. Building a pan-European Observation System for Geosciences. EU Support for research infrastructures in environmental sciences. A working document. 32 p. <http://ec.europa.eu/research/infrastructures/publications>
- EPOS, 2012. The European Plate Observing System - EPOS: Research Infrastructures and e-science for Data and Observatories on Earthquakes, Volcanoes, Tsunamis, Surface Dynamics and Tectonics. EPOS Design Report. 10 p. http://www.epos_eu.org

Crustal conductivity in the Bothnian region (Oulu-Vaasa): implications for crustal structure and evolution

T. Korja¹, K. Vaittinen², M. Abdelzaher¹, M. Pirttijärvi¹, I. Lahti³, M. Smirnov¹ and P. Kaikkonen¹

¹ Department of Physics, University of Oulu, Finland, toivo.korja@oulu.fi

² Boliden Mineral Ab, Boliden, Sweden

³ Geological Survey of Finland, Rovaniemi, Finland

Abstract

We have compiled all the existing broad-band magnetotelluric data from the Bothnian region, from the Kiiminki Belt in the north to the Bothnian Belt and Vaasa Complex in the south. In the east, the study area extends to the Central Finland Granitoid Complex. Older data from 1980's were inverted in this study as only 2-D forward models were earlier available. The new inversion of the old data together with the inversions of newer data revealed a set of successive, eastward/southeastward dipping conductors to the east of the Vaasa Complex, whereas a conductor associated with the Kiiminki Belt dips south/southeastward under the Savo Belt. Comparison of the conductivity models with airborne electromagnetic data (Airo, 2005) and geological mappings suggests that deeper conductors are composed of graphite- and/or sulphide-bearing metasedimentary rocks. Likely candidates for the origin of conductors are ocean basins (e.g. foredeeps and/or back-arc basins) that were transported from surface to deeper crustal depths in the subsequent tectonic processes such as an accretion and continent-continent collision related to the Svecofennian Orogeny.

1. INTRODUCTION

The Paleoproterozoic evolution of Fennoscandia can be divided into periods of major rifting and orogeny (Lahtinen et al., 2008). Fennoscandia suffered from prolonged, multi-phase intraplate rifting of a presumed supercontinent (Kenorland?) between 2.5 and 2.1 Ga. The rift phase ended with the dispersal of Archaean craton, the formation of ocean basins and the deposition of shallow water sediments on passive margins at 2.1–2.04 Ga (e.g. Kiiminki Belt on the Karelian craton). The following orogenic evolution resulted in the composite Svecofennian orogen (1.92–1.79 Ga) composed of microcontinents with unknown previous histories, juvenile arcs and intervening basins. During the Svecofennian orogeny, both new and older materials were reworked and deformed by accretions and collisions leading to the formation of Columbia/Nuna supercontinent at 1.8 Ga. We will use crustal conductivity models to explore various geological markers of the tectonic evolution of the northeastern part of the Svecofennian orogen.

2. DATA, MODELS AND RESULTS

The studies of crustal conductivity by the Oulu magnetotelluric team started in the early 80's (e.g. Pajunpää, 1987). Several profiles were measured in the Paleoproterozoic Svecofennian

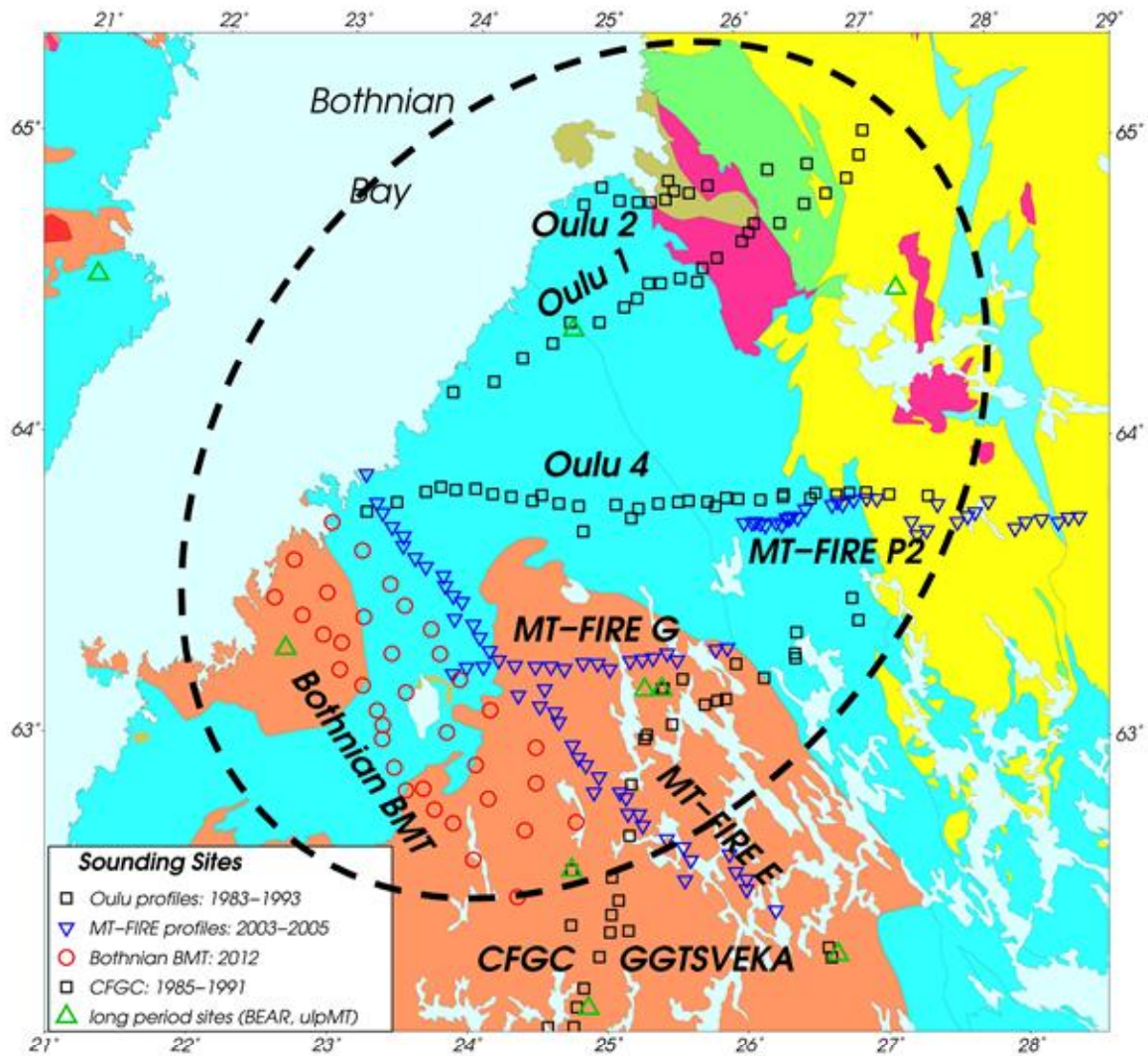


Figure 1: Location of the study region (dashed oval) and position of magnetotelluric sites: OULU 1 and 2 profiles (Korja et al., 1986), OULU 4 profile (Hjelt et al., 1992), GGTSVEKA (Korja and Koivukoski, 1994; Lahti et al., 2002), and MT-FIRE profiles (Vaitinen et al., 2012). Broad-band magnetotelluric measurements in Ostrobothnia in summer 2012 are shown as red circles. Geological map modified from Koistinen et al., 2001.

orogen with a main focus on the Bothnian Bay region (Oulu 1 and 2 profiles, Korja et al., 1986; Oulu 4, Hjelt et al., 1992; SVEKA, Korja and Koivukoski, 1994) (Fig. 1). The data were analysed at that time with a 2-D forward modelling technique. In the new millennium, we visited the region again with the MT-FIRE project, where new magnetotelluric data were acquired from several profiles using modern MT instruments (Smirnov et al., 2008). In the Bothnian region, the profile E coincides with the reflection seismic FIRE 3 profile (Kukkonen et al., 2006). The results from the new studies and an earlier experiment to invert GGTSVEKA data (Lahti et al., 2002), inspired us to return to the older Bothnian datasets: (a) to invert the old data with modern techniques, (b) to compare old models with new models (see Fig 3) and (c) to add electrical conductivity models to an on-going project (MIDCRUST; Fig. 1) investigating the

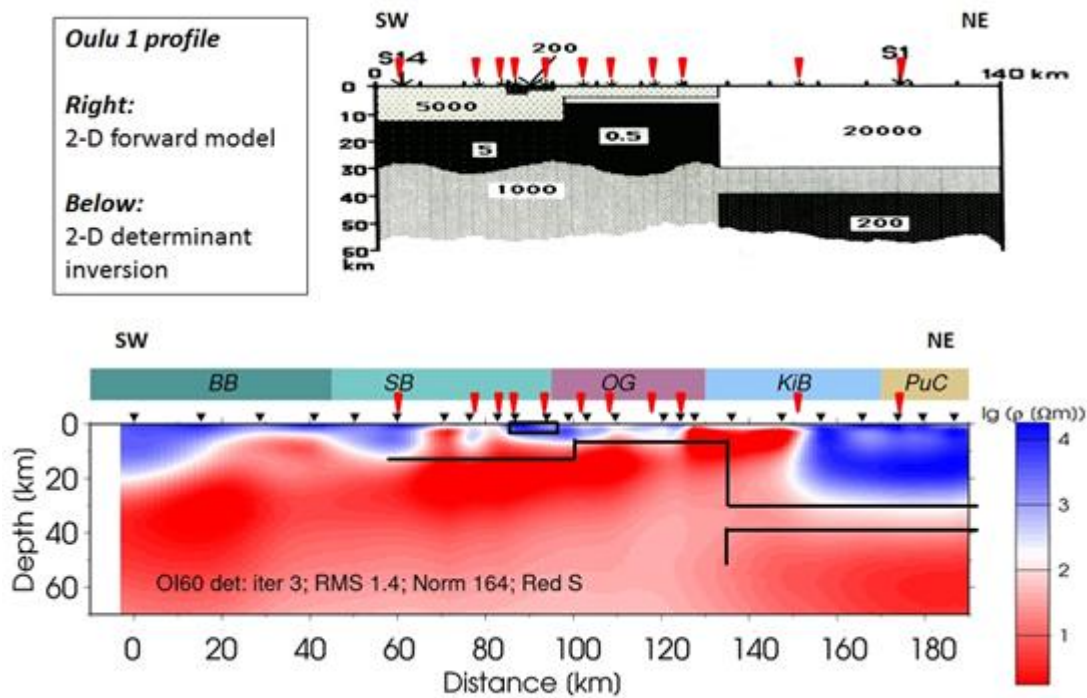


Figure 2: Two-dimensional conductivity models of the OULU 1 profile. Top: 2-D forward model (Korja et al., 1986), bottom: the new determinant inversion of the old data. Note that in new inversion, additional data have been added at both ends of the profile and between the sites. Note also that the location of sites (red and black inverted triangles) differs slightly in two profiles due to different projections of real sites onto the model profiles.

properties of the crust after the extensional processes. The 2-D models of the Oulu 1 (forward and inversion) are reproduced in Fig. 2.

The 2-D determinant inversion models show that a successive set of conductors dips to the east/southeast extending from the western coast of Finland to the Archaean-Proterozoic boundary zone ca. 250 km to the east. These conductors from Oulu 4 and MT-FIRE profiles represent conducting units of the Svecofennian orogen. On the other, a southwestward dipping conductor from Oulu 1 profile represents conductive sedimentary rocks deposited on a rifted Archaean crust (Karelian Craton). Comparison of the conductivity models with airborne electromagnetic data (Airo, 2005) suggests that deeper conductors are composed of graphite- and/or sulphide-bearing metasedimentary rocks. Collisions have squeezed the sediments of the ocean basins in foredeep and/or back-arc environment into narrow zones, where conducting material were transported to deeper crustal levels (50 km). Post-collisional processes, however, may have extended the structures and consequently the conductors become wider as now observed.

ACKNOWLEDGEMENTS

This is a contribution to the Academy of Finland grants 201548 (MT-FIRE) and 139516 (MID-CRUST).

REFERENCES

- Airo, M.-L. (Ed.), 2005. Aerogeophysics in Finland 1972-2004: Methods, System Characteristics and Applications. Geological Survey of Finland, Special Paper 39, 197 pages, 115 figures, 12 table and 8 appendices.
- Hjelt, S.-E., T. Korja and E. Vaaraniemi (Comp.), 1992. Magnetovariational and magnetotelluric results. Map 11, in Freeman, R. and Mueller, St. (Eds.): *A Continent Revealed: The European Geotraverse*. Cambridge University Press. Cambridge.
- 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. In Gee, D. G. and Stephenson, R. A. (Eds.) 2006. *European Lithosphere Dynamics*. Geological Society, London, *Memoirs* 32. The Geological Society of London, pp. 541-559.
- Koistinen, T., M.B. Stephens, V. Bogatchev, Ø. Nordgulen, M. Wennerström and J. Korhonen (Comps.), 2001. Geological map of the Fennoscandian Shield, scale 1:2 000 000. Espoo : Trondheim : Uppsala : Moscow: Geological Survey of Finland : Geological Survey of Norway : Geological Survey of Sweden : Ministry of Natural Resources of Russia.
- Korja, T. and K. Koivukoski, 1994. Magnetotelluric investigations along the SVEKA profile in central Fennoscandian Shield, Finland. *Geophys. J. Int.*, **116**, 173-197.
- 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.
- Kukkonen, I.T. and R. Lahtinen (Eds.), 2006. Finnish Reflection Experiment FIRE 2001-2005. Geological Survey of Finland, Special Paper 43, 247 pp.
- Lahti, I., T. Korja, L.B. Pedersen and the BEAR Working Group, 2002. Lithospheric conductivity along GGT/SVEKA Transect: implications from the 2-D inversion of magnetotelluric data. In: Lahtinen, R. et al (eds). *Lithosphere 2002, Second Symposium on the Structure, Composition and Evolution of the Lithosphere in Finland*. Institute of Seismology, University of Helsinki, Report S-42, 75-78.
- Lahtinen, R., A.A. Garde and V.A. Melezhnik, 2008. Paleoproterozoic evolution of Fennoscandia and Greenland. *Episodes*, **31**, 20-28.
- Pajunpää, K., 1987. Conductivity anomalies in the Baltic Shield in Finland. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **91**, 657-666.
- Smirnov, M., T. Korja, L. Dynesius, L.B. Pedersen and E. Laukkanen, 2008. Broadband magnetotelluric instruments for near-surface and lithospheric studies of electrical conductivity: A Fennoscandian pool of magnetotelluric instruments. *Geophysica*, **44(1-2)**, 31-44.
- Vaittinen, K., T. Korja, P. Kaikkonen, I. Lahti and M. Yu. Smirnov, 2012. High-resolution magnetotelluric studies of the Archaean-Proterozoic border zone in the Fennoscandian Shield, Finland. *Geophys. J. Int.*, **188**, 908-924. doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05300.x

The potential of fault activation in the present stress field in Finland

P. Koskinen¹ and A. Korja¹

¹ Institute of Seismology, Department of Geosciences and Geography, University of Helsinki,
paula.koskinen@helsinki.fi

Abstract

Finland is an intraplate area where the rate of seismicity is quite low, so earthquakes cannot easily be attributed to a single fault of known length. In this study we attempt to find fault segments that are oriented optimally for reactivation in the current crustal stress field using available stress and lineament data.

1. INTRODUCTION

Regional seismic hazard analyses require an assessment of future earthquake risk. Finland is situated in an intraplate area with a low rate of seismicity. The largest earthquake that has taken place during recorded history is estimated to be around magnitude 5 (Ahjos and Uski, 1992).

One of the methods used in predicting maximum magnitudes is relating them to the dimensions of active faults. It has been shown empirically that there is a log-linear relationship between magnitude and fault parameters (Wells and Coppersmith, 1994). Employing such relations to carefully mapped active faults is fairly straightforward. In intraplate areas, however, earthquakes usually occur by the reactivation of pre-existing zones of weakness in response to the ambient stress field (Talwani, 1989). Finnish crust is transected by many sets of old fault, fracture and shear zones. In order to evaluate their stability we should determine their orientation with respect to the maximum crustal stress.

This study focuses on finding those faults or fractures that are oriented optimally for activation in the current stress field. It is part of Koskinen's MSc thesis work in process and it is related to an ongoing study focusing on the current structural framework of Fennoscandia.

2. CRUSTAL STRESS FIELD

The direction of maximum horizontal crustal stress (σ_H) is determined from the stress data provided by the World Stress Map project (Heidbach et al., 2009). The principal compressive stress in Fennoscandia is considered to be caused by the spreading of the Mid-Atlantic ridge (Gölke and Coblentz, 1996), which is why plate motion of Eurasia relative to North America is also taken into account. The azimuth direction of σ_H is estimated to be between 115° and 132° in Finland. The potentially unstable faults are selected according to Anderson's (1951) theory

of faulting with some modifications concerning simple shear. The strike of the fault most likely to be active should be oriented 0° , 30° - 45° or 90° to σ_H .

3. LINEAMENT STUDIES

Lineaments are used as proxies for old faults, fractures and shear zones. The lineament data used in this study is provided by the Geological Survey of Finland in a scale of 1:200 000. The lineaments have been split into segments at their vertices, which are considered to represent bends that hinder slip along the fault. The azimuth angles (degrees from north) of the fault segments are then calculated.

For the maximum magnitude estimation, we use the relations proposed by Wells and Coppersmith (1994) between magnitude and fault dimensions. They are based on parameters from 244 historical earthquakes worldwide. The relations yield quite high magnitude values (6-7) for continuous active faults that are between 5 and 40 km in length. The problem lies in how to estimate the earthquake potential of sealed and non-active faults.

4. PRELIMINARY RESULTS

The direction of maximum horizontal stress cannot be precisely determined, which is why we use the interval between 115° and 132° . This means that the optimal directions for the fault activation also fall inside intervals. Because of this more than half of the over 32 000 line segments fall into one of the optimal orientation brackets. However, the faulting regime (normal, reverse or strike-slip) varies within the region and should also be taken into account when estimating the slip potential of a fault at a certain location. Most of the potentially activated segments would be activated as strike-slip faults. However, the longer segments (>5 km) are mostly in the direction of maximum horizontal stress (σ_H) and could be activated as normal faults if the largest principal stress is vertical instead of horizontal. Only 285 of the segments are longer than 5 km, with the longest being around 15 km. The true length of the fault segments should be checked from more detailed lineament maps.

REFERENCES

- Ahjos, T. and M. Uski, 1992. Earthquakes in northern Europe in 1375-198. *Tectonophysics*, **207**, 1-23.
- Anderson, E.M., 1951. The dynamics of faulting, Oliver & Boyd, Edinburgh.
- Gölke, M. and D. Coblenz, 1996. Origins of the European regional stress field, *Tectonophysics*, **266**, 11-24.
- Heidbach, O., M. Tingay, A. Barth, J. Reinecker, D. Kurfeß and B. Müller, 2009. The World Stress Map based on the database release 2008, equatorial scale 1:46,000,000, Commission for the Geological Map of the World, Paris, doi:10.1594/GFZ.WSM.Map2009. Database: <http://www.world-stress-map.org>
- Talwani, P., 1989. Characteristic features of intraplate earthquakes and the models proposed to explain them. In: Gregersen, S., Basham, P.W. (Eds.): *Earthquakes at North-Atlantic*

Passive Margins: Neotectonics and Postglacial Rebound, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 563-579.

Wells, D.L. and Coppersmith, K.J., 1994. New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84(4)**, 974-1002.

Kyllä se vähän sykkii, kun sykitetään. Jatkuva pakotettu rekonnektio hybridisimulaatiossa ajan suhteen vaihtelevin reunaehdoin

T.V. Laitinen¹, R. Järvinen¹, E. Kallio¹ ja P. Janhunen¹

¹ Ilmatieteen laitos, tiera.laitinen@fmi.fi

Abstract

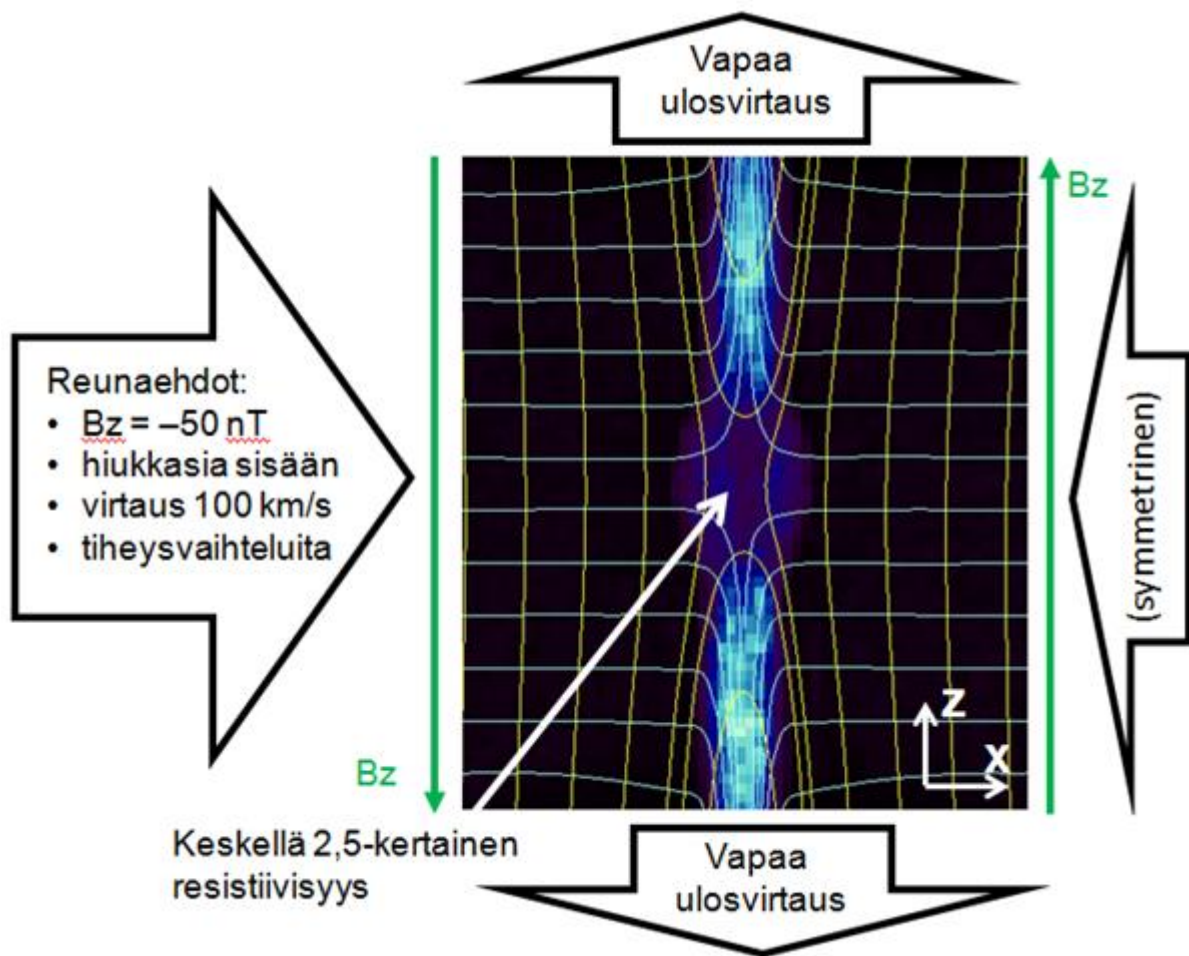
We present a reconnection simulation with the HYB hybrid simulation model developed at the Finnish Meteorological Institute. The simulation is set up in a box with controllable inflow and free outflow conditions. After initialization the inflow density is varied periodically to model plasma fluctuations that are present in inflow regions of solar-terrestrial reconnection sites, e.g. in the magnetosheath. The inflow variations are found to be transmitted through the reconnection process in the simulations: they cause variations of the same period in the outflow speed and other outflow parameters. However, at a variation period of $3 \Omega_{ci}$ they are strongly attenuated.

1. INSPIRAATIO SATELLIITTIHAVAINNOISTA

Euroopan avaruusjärjestön Cluster-satelliitit ovat vuodesta 2000 asti tutkineet Maan magneettikentän moninaisia ilmiöitä: hiukkasryöppyjä, sähkövirtoja, plasmassa eteneviä aaltoja ja myös magneettikenttäviivojen uudelleenkytkytymistä eli rekonnektiota. 27.3.2007 satelliitit kulkivat magneettikentän ulkorajapinnan eli magnetopausin läpi Maan päiväpuolella, missä aurinkotuuli jatkuvasti painaa magnetoitunutta plasmavirtaa Maan magneettikenttää vasten.

Kuten monesti muulloinkin, satelliitit havaitsivat merkkejä magnetopausilla tapahtuvasta rekonnektiosta, jossa aurinkotuulen ja Maan magneettikentät paikallisesti sulautuivat toisiinsa vapauttaen samalla magneettista energiaa nopeiden plasmavirtausten kiihdyttämiseen. Tällä kertaa tarkempi analyysi osoitti, että rekonnektion kiihdyttämät virtaukset olivat nopeudeltaan hyvin vaihtelevia, ehkä jopa katkonaisia (Laitinen et al. 2010). Edettyään ulos magneettikentästä satelliitit havaitsivat, että rekonnektioaluetta kohti virtaavassa plasmassa oli tiheyden ja magneettikentän voimakkuuden vaihteluita, joiden amplitudi oli jopa 80 % suureiden tausta-arvosta. (Vaihtelut olivat lämpötilaltaan epäisotrooppisessa plasmassa ilmenevän nk. peilimoodiepävakauden spontaanisti synnyttämiä.) Näiden pseudojaksollisten vaihteluiden aikaskaala oli sama kuin rekonnektion ulosvirtauksessa havaitun vaihtelun aikaskaala. Tämä herätti arvelun ilmiöiden syy-yhteydestä ja johti ajatukseen tutkia simulaation avulla, millaisia rekonnektioprosessin vaihteluita siihen virtaavassa plasmassa olevat epätasaisuudet synnyttäisivät.

Tutkimukseen käytimme Ilmatieteen laitoksella kehitettyä HYB-koodia. Se on hybridikoodi, eli mallintaa elektronit jatkuvana nesteinä mutta protonit ja muut ionit yksittäisinä hiukkasina. Sähkömagneettiset vuorovaikutukset lasketaan hilaan tallennettavan sähkömagneettisen kentän

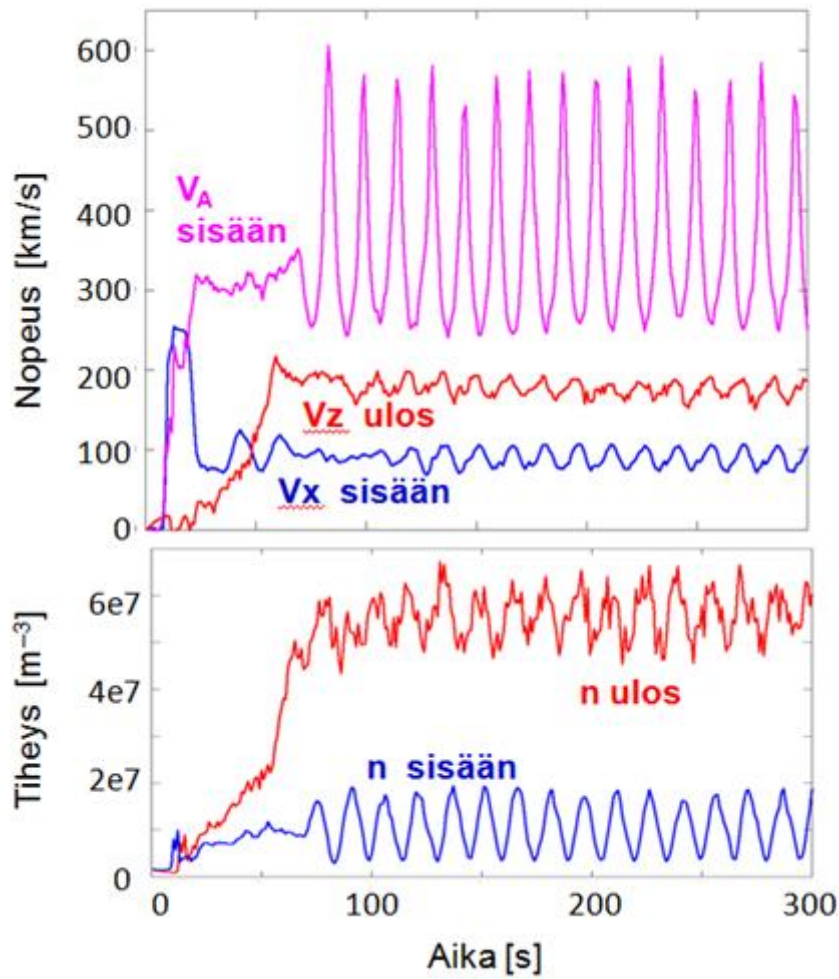


Kuva 1: Rekonnektiosimulaation reunaehdot sekä niiden keskellä simulaation tulos yhdellä ajanhetkellä. Magneettikenttäviivat muodostavat rekonnektiolle tyypillisen x-kuvion. Plasman virtausviivat etenevät sivuilta kohti laatikon keskiosaa, jossa ne kääntyvät ylös ja alas nopeisiin ulosvirtauksiin. Taustaväritys esittää plasman tiheyttä, kirkkaampi on tiheämpi.

avulla. HYB-koodia on aiemmin käytetty mm. Venuksen ja Titanin plasmaympäristöjen mallintamiseen sekä Kuun ja Marsin pinnalla esiintyvien paikallisten magneettisten anomalioiden vaikutuksen tutkimiseen (ks. esim. Kallio et al. 2010). Tätä tutkimusta varten siitä tehtiin erityinen rekonnektioversio, jossa kaksi vastakkaista plasmavirtausta voidaan törmäyttää yhteen tyhjässä simulaatiolaatikossa.

2. SIMULAATION TOTEUTUS

Simulaatioalueena oli laatikko, jonka hilaväli oli 100 km ja koko $60 \times 10 \times 70$ solua ($x \times y \times z$). Kuva 1 esittää laatikkoon syntynyttä rekonnektiota xz -tasossa; y -suunnassa tilanne oli likimain siirtosymmetrinen, eli simuloitu asetelma oli olennaisilta piirteiltään kaksiulotteinen. Sisään virtaavassa plasmassa ionien inertiaalipituus oli keskimäärin $c/\omega_{pi} \approx 70$ km, joten laatikon koko oli noin sata inertiaalipituutta. Simulaatiota ajettiin 300 sekuntia eli noin 60 protonien Larmorin aikaa (Larmorin ajaksi kutsun protonien Larmorin kiertoliikkeen kulmataajuuden käänteislukua $\Omega_{ci} \approx 5$ s). Laatikkoon syötetyn plasman ominaisuudet oli valittu edustamaan magnetopaussil-



Kuva 2: Alempana: rekonnektioaluetta kohti virtaavan plasman tiheys (n sisään) sekä rekonnektion tuottaman ulosvirtaussuihkun tiheys (n ulos) ajan funktiona. Ylempänä: rekonnektioalueeseen sisään menevän virtauksen nopeus (v_x sisään), ulosvirtaussuihkun nopeus simulaatiolaatikon reunalla (v_z ulos) sekä sisään virtaavan plasman Alfvénin nopeus (v_A sisään).

la tyypillisesti esiintyviä, joskin siinä suhteessa realismista tingittiin, että simuloitu tilanne on sisäänvirtausten suhteen symmetrinen toisin kuin magnetopaussi.

Simulaatio käynnistettiin törmäyttämällä vastakkain kaksi $\pm x$ -suuntaista plasmavirtausta, joissa oli vastakkaiset $\pm z$ -suuntaiset magneettikentät (ks. kuva 1). Rekonnektion käynnistyminen ja vakiintuminen kesti noin 70 s. Vertailuajossa, jossa sisäänvirtausparametrit pidettiin vakioina, rekonnektioprosessi asettui tämän jälkeen vakaaseen tilaan, eikä siinä havaittu aikavaihteluita.

3. REKONNEKTION AIKARIIPPUVUUS SIMULAATIOSSA

Tässä luvussa tarkastelemme lähemmin simulaatioajoja, jossa sisäänvirtaus oli ajallisesti epätaisaista. 1. luvussa mainittujen peilimoodiepätasaisuuksien mallintamiseksi tehtiin reunoilta laattikkoon syötettyyn plasmaan simulaation käynnistysjakson jälkeen voimakkaita tiheysvaihteluita. Nämä reunaehdoin pakotetut tiheysvaihtelut etenivät jokseenkin muuttumattomina rekon-

nektioalueen reunalle asti, ja ne nähdään kuvan 2 käyrässä "n sisään". Lisäksi sisäänvirtaukseen syntyi pieniä nopeusvaihteluita (v_x sisään), kun plasma simulaatiossa lähti hakeutumaan kohti painetasapainoa.

Tiheysvaihtelut välittyivät ulosvirtaukseen, kuten käyrä "n ulos" näyttää. Niiden suhteellinen amplitudi on kuitenkin selvästi pienentynyt. Tiheysvaihteluiden jaksonaika, 15 s eli 3 Larmorin aikaa, oli siis sen verran pieni, että vaihtelut suurelta osin tasoittuvat rekonnektioprosessissa.

Myös ulosvirtauksen nopeudessa näkyy jaksollista vaihtelua käyrässä " v_z ulos". Se on kuitenkin yllättäen suhteelliselta amplitudiltaan pienempää kuin sisäänvirtauksen nopeuden vaihtelu. Teoreettisesti rekonnektion ulosvirtausnopeuden odotetaan vastaavan ainakin suuruusluokaltaan sisään virtaavan plasman Alfvénin nopeutta, joka on esitetty käyrässä " v_A sisään". Se näyttää, miten suuria nopeusvaihteluita ulosvirtaukseen periaatteessa voisi syntyä. Tältä pohjalta voimme uudistaa tiheyksien tarkastelun kohdalla tekemämme päätelmän, että rekonnektioprosessi tasoittaa tehokkaasti kolmen Larmorin ajan mittaisia vaihteluita sisäänvirtauksen ominaisuuksissa.

4. LOPUKSI

Simulaatio vahvisti laadullisella tasolla satelliittihavaintojen synnyttämän oletuksen, että rekonnektion sisäänvirtauksessa esiintyvät ajalliset vaihtelut voisivat synnyttää nopeus- ja muita vaihteluita ulosvirtaukseen. Simulaation tuottamat vaihtelut olivat kuitenkin selvästi odotettua heikompia. Tutkimuksen seuraava askel on selvittää, kuinka sisäänvirtauksen vaihteluiden jaksonajan muuttaminen vaikuttaa tulokseen.

KIITOKSET

Suomen Akatemia on rahoittanut tätä tutkimusta.

LÄHTEET

Kallio, E., K. Liu, R. Järvinen, V. Pohjola ja P. Janhunen, 2010: Oxygen ion escape at Mars in a hybrid model: high energy and low energy ions. *Icarus*, **206**(1), 152–163,

Laitinen, T.V., Y.V. Khotyaintsev, M. André, A. Vaivads ja H. Rème, 2010: Local influence of magnetosheath plasma beta fluctuations on magnetopause reconnection. *Ann. Geophys.*, **28**, 1053–1063.

<http://hwa.fmi.fi/hyb/refs.php>

1980 –luvulla tehtyjen merenpinnan noususkenaarioiden osuvuus

K.Leinonen¹ ja K. Kahma¹

¹ Ilmatieteen laitos, katri.leinonen@fmi.fi

Abstract

A number of predictions for future global sea level rise have been made during the last decades. Most of the predictions estimate the sea level change until 2100. Although predictions have been improved the same or similar methods of estimation are still in use. Relevancy of the methods is estimated by comparing older predictions and actual sea-level rise.

1. JOHDANTO

1900–luvun aikana merenpinta on mareografimittausten perusteella noussut keskimäärin 1.7 ± 0.7 mm vuodessa (Bindoff et al. 2007). Vuodesta 1993 lähtien merenpinnan korkeutta on mitattu mareografien lisäksi myös satelliitteilla. Mareografihavainnoilla kalibroittujen satelliitimittausten perusteella vuosien 1993–2003 välillä globaalin merenpinta nousi keskimäärin 3.1 ± 0.7 mm vuodessa (Bindoff et al. 2007) ja vuosien 1993–2012 välillä 3.2 ± 0.4 mm vuodessa (Nerem et al. 2010).

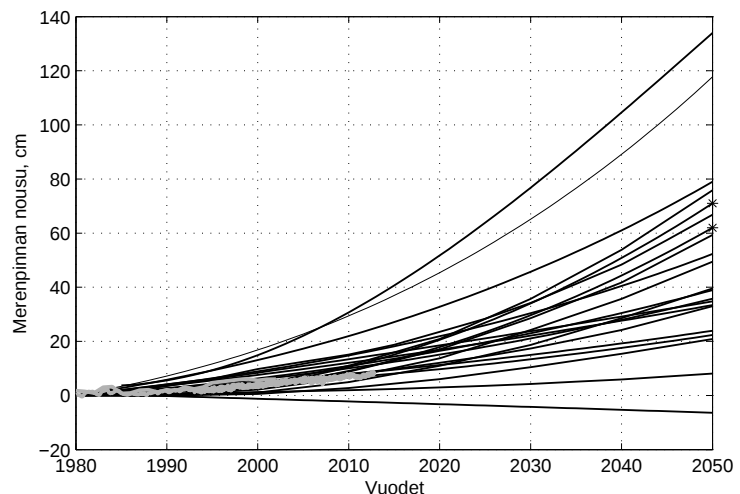
Suurimmat tekijät merenpinnan nousuun ovat meriveden lämpölaajeneminen ja jäätiköiden masahäviö. Ilmaston lämpenemisen vaikutus meriveden lämpölaajenemiseen on tunnettu paremmin, kuin sen vaikutus jäätiköihin. Ilmastoskenaariosta johdetut merenpinnan noususkenaariot perustuvat joko arvioihin ilman lämpötilannousun vaikutuksista näihin erillisiin komponentteihin, tai suoraan historialliseen ilmaston lämpötilan nousu/merenpinnan nousu suhteeseen. Historialliseen suhteeseen perustuvia skenaarioita kutsutaan semi–empiirisiksi skenaarioiksi.

2. MERENPINNAN NOUSUSKENAARIOT JA TOTEUTUNUT MERENPINNAN NOUSU

Globaalista valtameren pinnankorkeuden noususta on viimeisen 30 vuoden aikana julkaistu suuri määrä skenaarioita. Raportissa ”1980–luvulla tehtyjen merenpinnan noususkenaarioiden osuvuus” koottiin yhteen yhdeksässä artikkelissa julkaistut merenpinnan noususkenaariot, sekä kolmessa lähteessä julkaistut toteutuneen merenpinnan nousuaikasarjat (Leinonen et al. 2013). Kootut merenpinnan noususkenaariot sisältävät sekä komponentteittain arvioituja skenaarioita, että semi–empiirisiä skenaarioita. Lisäksi skenaariot voidaan erottaa kirjoittajan todennäköisenä pitämiin skenaarioihin ja ääriskenaarioihin.

Vuodesta 1980 alkavia merenpinnan noususkenaarioita voidaan verrata jo 32 vuoden aikaina tapahtuneeseen todelliseen merenpinnan nousuun. Merenpinnan noususkenaarioita verrataan

Kuva 1: Merenpinnan noususkenaariot (musta) ja toteuma-aikasarjat (harmaa) vuoteen 2050 asti



neljään toteutuneen merenpinnan nousuaikasarjaan, näistä kaksi alkaa vuodesta 1993 ja perustuu satelliittimittauksiin. Loput kaksi nousuaikasarjaa perustuvat mareografimittauksiin ja ovat huomattavasti pidempiä, toinen alkaa vuodesta 1700 ja toinen vuodesta 1880.

3. TULOKSIA

Skenaarioiden välinen vaihtelu vuodelle 2050 on 140 cm, alin skenaario arvioi merenpinnan laskevan noin 6 cm vuoden 1980 tasosta, kun taas ylin ennustaa 134 cm nousua vuoden 1980 tasoon verrattuna. Vuonna 2012 ero toteutuneen vedenkorkeuden ja suurimman ääriskenaarion välillä on jo 30 cm. Kuvasta 1 nähdään että toteutunut vedenkorkeuden nousu on selvästi skenaarioiden mediaanin alapuolella.

REFERENCES

- Bindoff, N.L., J. Willebrand, V. Artale, A. Cazenave, J. Gregory, S. Gulev, K. Hanawa, C. Le Quéré, S. Levitus, Y. Nojiri, C.K. Shum, L.D. Talley and A. Unnikrishnan, 2007. Observations: Oceanic Climate Change and Sea Level. In: Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (Eds), *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA.
- Leinonen, K. ja K. Kahma, 2013. 1980-luvulla tehtyjen merenpinnan noususkenaarioiden osuus. SAFIR2014/EXWE -osaraportti. Ilmatieteen laitos.
- Nerem, R.S., D. Chambers, C. Choe ja G.T. Mitchum, 2010. Estimating Mean Sea Level Change from the TOPEX and Jason Altimeter Missions. *Marine Geodesy*, **33**, supp 1: 435.

Geomagneettisen häiriöisyyden vaihtelu kolmella eri leveyspiirialueella auringonpilkkujakson 23 aikana

Minna Myllys¹, Noora Partamies¹ ja Liisa Juusola¹

¹ Ilmatieteen laitos, minna.myllys@fmi.fi

Abstract

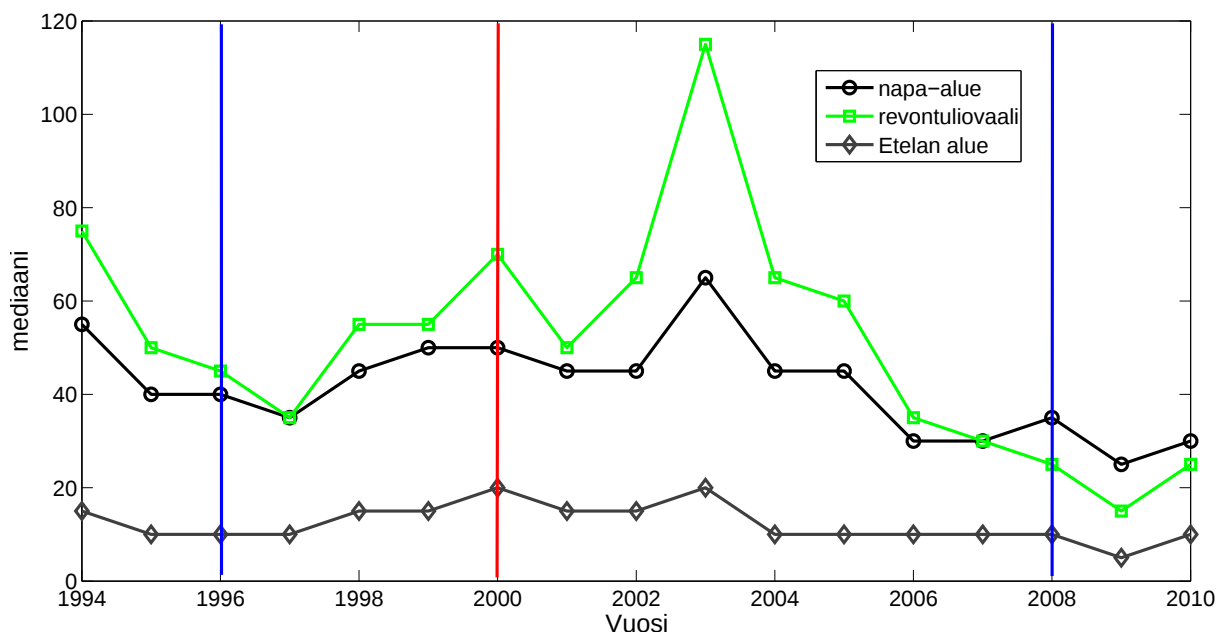
We have studied geomagnetic variations in three different high-latitude regions from 1994 to 2010. The period covers the whole sunspot cycle 23. The purpose of this study was to find explanation for the disturbance level of Earth's magnetic field from solar wind properties and to study the exceptionally long and deep decrease of geomagnetic activity near the minimum of cycle 23. The study is based on ground based magnetic field measurements in Fennoscandia and Svalbard and satellite observations of the solar wind.

1. JOHDANTO

Auringon aktiivisuus säätelee monimutkaisella tavalla Maassa ja sen lähiavaruudessa havaittavaa geomagneettista aktiivisuustilaa. Auringon aktiivisuuden mittana käytetään usein auringonpilkkujen lukumäärää, koska niiden määrä vaihtelee jaksoissa aktiivisuuden mukana ja niistä on saatavilla pitkiä ja jatkuvia aikasarjoja. Geomagneettisella häiriöisyydellä taas tarkoitetaan Maan magneettikentän nopeita ajallisia vaihteluita.

Tässä työssä tutkittiin Maan magneettikentän häiriöisyystason muutoksia Fennoskandian ja Huippuvuorten alueella vuosina 1994–2010. Tämä ajanjakso kattaa koko pilkkujakson 23 (1996–2008) sekä jakson 22 lopun ja 24 alun. Työn ydinaineisto koostuu IMAGE magnetometriverkon maanpintahavainnoista. Lisäksi työssä käytettiin aurinkotuulen nopeuden, magneettikentän ja sähkökentän satelliittihavainnoja samalta aikaväliltä. Tutkimuksen tarkoituksena oli etsiä selitystä aurinkotuulen ominaisuuksista Maan magneettikentän häiriöisyystasolle ja erityisesti poikkeukselliselle geomagneettisen aktiivisuuden vähenemiselle pilkkuminimin 23 ympärillä. Geomagneettisen häiriöisyyden mittana käytettiin keskihajontaa, joka laskettiin jokaiselle tutkimusasemalle ja päivälle erikseen. Työssä tutkittiin magneettikentän keskihajontojen vuosijakautumia sekä niitä kuvaavia tunnuslukuja, kuten esimerkiksi niiden mediaanien arvoja. Aurinkotuulihavainnoista tutkittiin edellä mainittujen parametrien vuosikeskiarvoja.

Magneettikentän häiriöisyyttä tutkittiin kolmella eri leveyspiirialueella, joiden perusteella IMA-GEN magnetometriasemat jaettiin kolmeen eri ryhmään: napa-alueen asemat (leveyspiirit > 75°), revontuliovaalin asemat (leveyspiirit 65° < leveyspiirit < 75°) ja etelän asemat (leveyspiirit 65°-60°). Asemat jaettiin ryhmiin, koska haluttiin vertailla geomagneettisten häiriöiden eroja eri leveyspiirialueiden välillä. Häiriöt ovat kaikkien voimakkaimpia revontuliovaalin asemien kohdalla ja heikoimpia etelän asemaryhmillä.

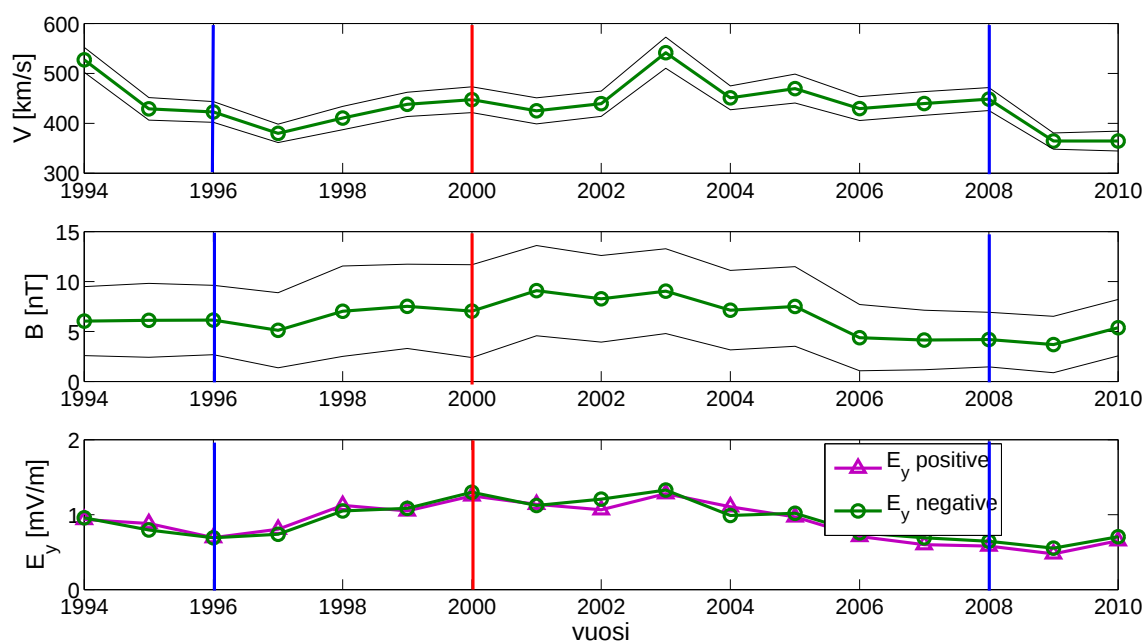


Kuva 1: Päivittäisten keskihajontojen (STD) mediaanit vuosina 1994–2010. Ylin käyrä on revontulialueen, keskimmäinen pohjoisten asemien ja alimmainen etelän asemien käyrä. Kuvaan on merkitty punaisella pystyviivalla auringon aktiivisuuden maksimivuosi 2000 ja sinisillä viivoilla aktiivisuuden minimivuodet 1996 ja 2008.

3. TULOKSIA

Asemaryhmien päivittäisistä keskihajonnoista tehtiin jakaumat jokaiselle vuodelle erikseen. Näistä jakaumista määritettiin mediaanit, jotka on esitetty kuvassa 1. Kuvaan on merkitty punaisella pystyviivalla auringon aktiivisuuden maksimivuosi 2000 ja sinisillä viivoilla aktiivisuuden minimivuodet 1996 ja 2008. Kuvaajasta näkee hyvin häiriöisyyden vuosittaisen vaihtelun lisäksi häiriöisyyden suuruuserot eri leveyspiirialueiden välillä. Magneettikentän havaintoja vertailtiin aurinkotuulen parametrien voimakkuuksien vaihteluihin. Kuvassa 2 on esitetty aurinkotuulen nopeuden, sähkökentän ja magneettikentän vuosikeskiarvot. Käyrissä on havaittavissa yhtäläisyyksiä mediaanien käyriin.

Keskihajontojen vuosittaisten jakautumien havaittiin olevan kaksihuippuisia: niistä on nähtävissä ionosfäärin vuorokausivaihtelusta aiheutuva heikkojen häiriöiden huippu sekä alimyrskyjen aiheuttama voimakkaiden häiriöiden huippu. Tuloksista selviää myös planeettainvälisen magneettikentän heikkenemisen olleen poikkeuksellisen rauhallisen geomagneettisen jakson pääasiallinen aiheuttaja. Vuoden 2003 geomagneettisen aktiivisuushuipun ensisijaiseksi aiheuttajaksi paljastui aurinkotuulen nopeat virtaukset. Aurinkotuulen sähkökentän y-komponentin havaittiin kuvaavaan kokonaisuudessaan parhaiten geomagneettisen häiriöisyyden vaihteluita.



Kuva 2: Aurinkotuulen nopeuden (ylin kuva), magneettikentän (keskimmäinen kuva) ja sähkökentän y-komponentin keskiarvot (alin kuva) vuosina 1994–2010. Aurinkotuulen nopeuden ja magneettikentän kuvaajiin on lisäksi merkitty mustilla käyrillä suureen keskihajonta.

Geomagnetically induced currents in the Norwegian power grid

Minna Myllys¹ and Ari Viljanen¹

¹ Finnish Meteorological Institute, Helsinki, Finland, minna.myllys@fmi.fi

Abstract

We have derived comprehensive statistics of geomagnetic activity for assessing the occurrence of geomagnetically induced currents (GIC) in the Norwegian high-voltage power grid. We have considered two scenarios: the present grid in 2012 and extended grid expected in 2030. The statistical study is based on a long-term time series of geomagnetic recordings from which the geoelectric field can be modelled and applied to a DC description of the Norwegian high-voltage power grid to estimate GIC. The purpose of this study is to offer information about the risks of GIC to Statnett company. We present here preliminary results of the study.

1. INTRODUCTION

Geomagnetically induced currents (GIC) belong to space weather phenomena affecting ground infrastructure. These currents flow in electric power transmission systems, oil and gas pipelines, telecommunication cables and railway equipment (Pirjola, 2005). In power systems GIC can cause saturation of transformers which may possibly result in an increase of exciting current, harmonics in the electricity, unwanted relay trippings, excessive reactive power demands, a blackout of the whole system and permanent damage of transformers.

2. CALCULATION OF GIC

The calculation of GIC in a conductor system is divided into two steps:

1. The first step is determination of the geoelectric field. This can be done if ionospheric equivalent currents are known. In this study, we used the SECS (Spherical elementary current systems) method (Amm et al. 1999) to compute the currents from the measured geomagnetic field. Using the equivalent currents it is possible to interpolate the geomagnetic variation field in the area of the power grid. The horizontal electric field $\mathbf{E}$ is related to the magnetic field by (Viljanen et al. 2012)

$$E_x(\omega) = \frac{Z(\omega)}{\mu_0} B_y(\omega), E_y(\omega) = \frac{-Z(\omega)}{\mu_0} B_x(\omega) \quad (1)$$

Z is the plane wave surface impedance, μ_0 is the vacuum permeability and ω is the angular frequency. Using a local 1-D ground model the surface impedance can be analytically determined. By the Fourier transform, the electric field can be expressed as a time series. We use a geographic coordinate system with x to the north and y to the east.

2. Calculation of GIC is based on the modelled geoelectric field. To compute GIC we need information of the geometry of the power grid, earthing resistances and transmission line resistances.

3. DESCRIPTION OF THE PROJECT

In this study we derived the statistics of the time derivative of the geomagnetic field (dB/dt). Statistics are first based on the continental Norwegian part of the IMAGE magnetometer network and cover years 1994-2011 with a 10-s time resolution. Statistics include histograms of the derivative, diurnal and seasonal variations of dB/dt , list of days when the largest 10-s values have occurred and a catalogue of the largest storms ranked by the daily maximum of dH/dt .

Statistics of the geoelectric field were also derived. Modelling of the horizontal geoelectric field is based on the measured geomagnetic field and on the ground conductivity models of different parts of Norway. The conductivity model which is used in this study is the large-scale block structure used in the FP7/EURISGIC project (Adam et al. 2012). Statistics of the geoelectric field include histograms of E , diurnal and seasonal variation, statistics of the directional orientation of the largest E and a catalogue of the largest storms ranked by the magnitude of E .

For computing GIC we used both 2012 and 2030 grid models. We have derived the following results: histograms of GIC, diurnal and seasonal variations of GIC, stations with the largest GIC and most active GIC days according to the sum of GIC at all nodes.

4: RESULTS

GIC depends on the variations of the geomagnetic field in different latitudes, conductivity of the earth and geometry of the power grid. Even if the largest geomagnetic variations on average occurs at high latitudes (Fig. 1), the maximum variations are located in the middle of Norway (Fig. 2). In southern Norway the conductivity of the earth is smaller than in the north which means a possibility of larger electric fields in South Norway. The geometry of the Norwegian power grid favors large GIC in south because the northern part of the grid essentially consist of one transmission line. When these facts are taken into account, it is justified to expect large electric field values and GIC in southern Norway.

Figure 3 shows location of the stations with the largest GIC based on this study. When the 2030 grid model is used there are also very large GIC values at Varangerbotn in northern Norway.

ACKNOWLEDGEMENTS

We acknowledge Statnett company for supporting the study and the University of Tromsø for providing magnetometer data for this study.

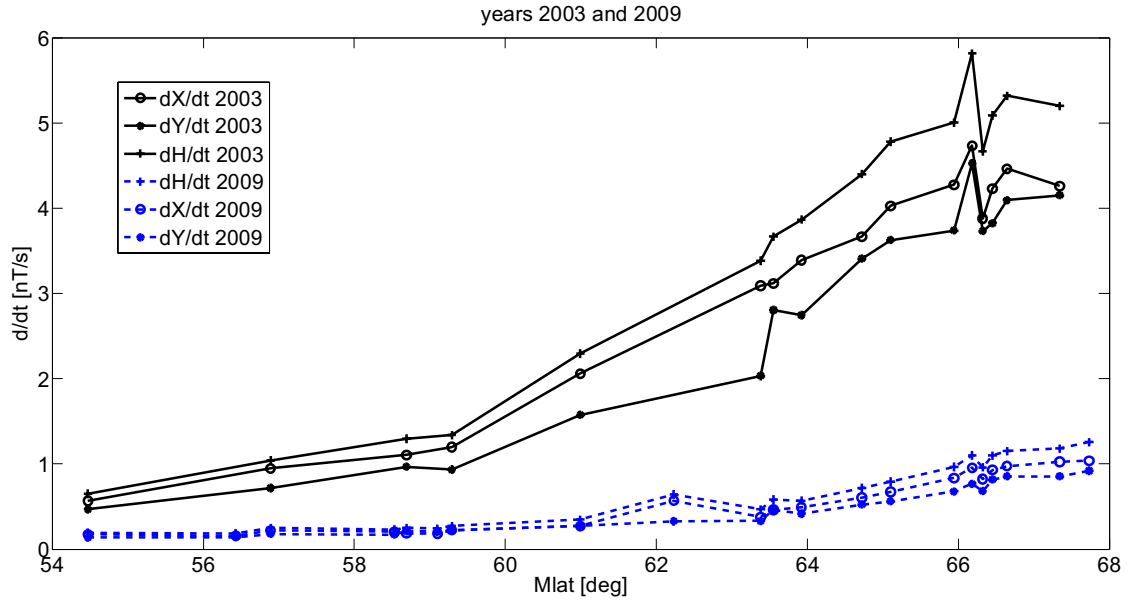


Figure 1: Average daily maximum of the time derivative of the magnetic field as a function of the geomagnetic latitude in 2003 and 2009. Year 2003 represents a very active time, and 2009 is geomagnetically very quiet. x refers to the north component and y to the east component.

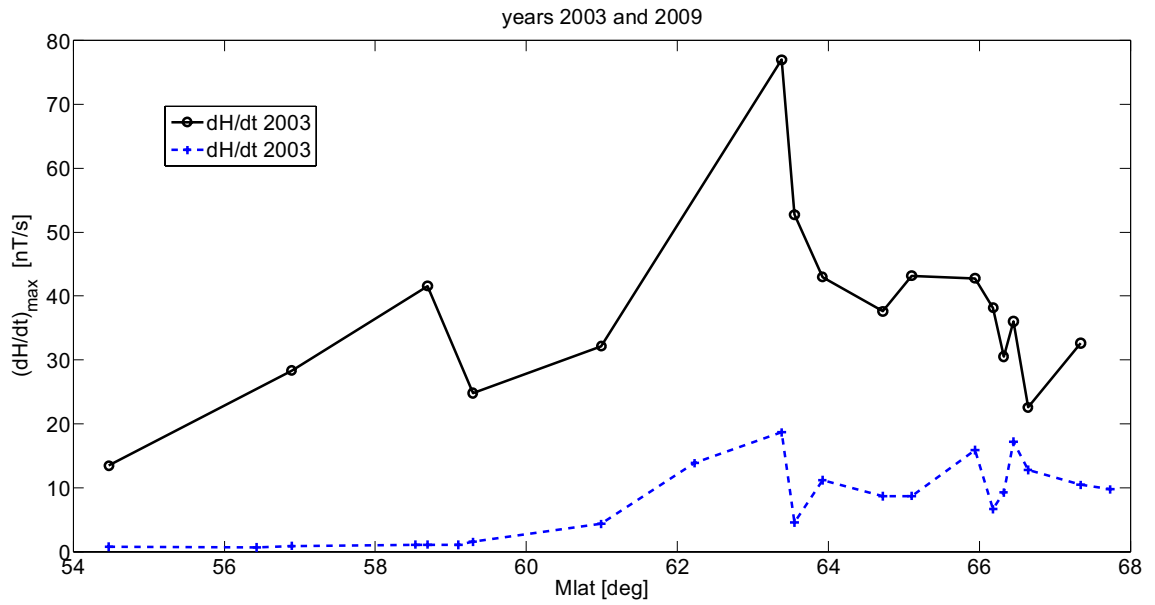


Figure 2: Maximum of the time derivative of the horizontal magnetic field as a function of geomagnetic latitude in 2003 and 2009.

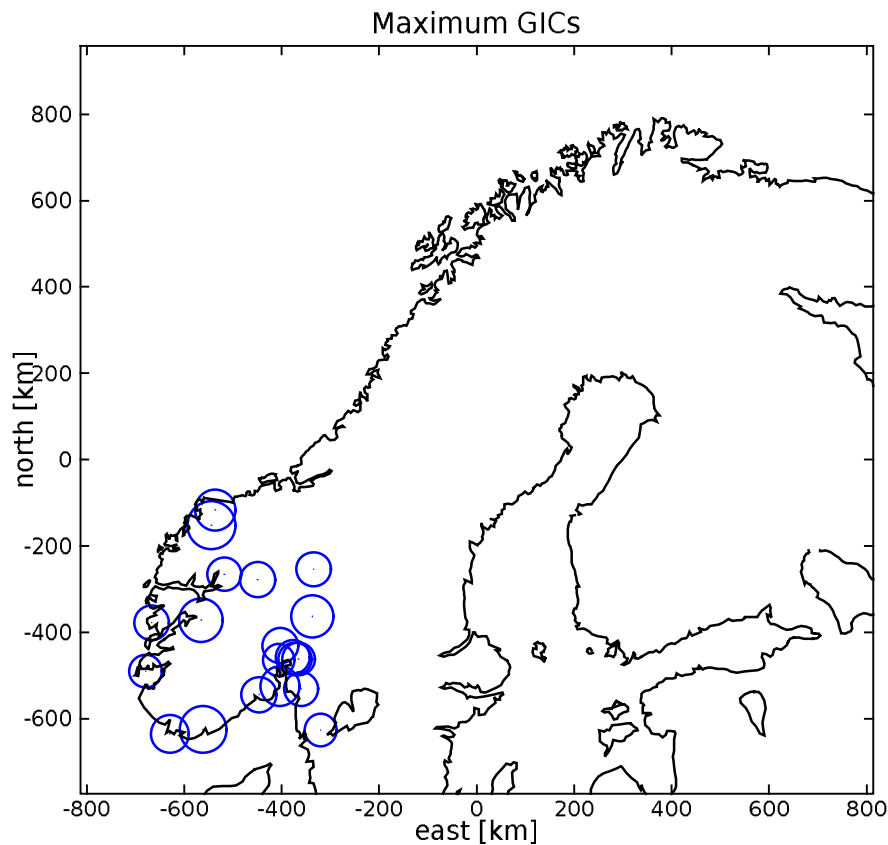


Figure 3: Stations with the largest GIC in 1994-2011 using the 2012 grid model. The size of the circle is proportional to the amplitude of GIC.

REFERENCES

- Adam, A., E. Pracser and V. Wessztergom: Estimation of the electric resistivity distribution (EURHOM) in the European lithosphere in the frame of the EURISGIC WP2 project. *Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica*, **47**, 377-387, 2012.
- Amm, O. and A. Viljanen: Ionospheric disturbance magnetic field continuation from the ground to the ionosphere using spherical elementary current systems *Earth Planets Space*, **51**, 431-440, 1999.
- Pirjola, R: Effects of space weather on high-latitude ground systems *Advances in Space Research*, **36**, 2231-2240, 2003.
- Viljanen, A., R. Pirjola, M. Wik, A. Adam, E. Pracser, Ya. Sakharov and J. Katkalov: Continental scale modelling of geomagnetically induced currents *Journal of Space Weather and Space Climate*, **2**, A17, 2012.

Geomagnetismia, meteorologiaa ja revontulitutkimusta Suomessa 1700-luvulta 1900-luvun alkuun

H. Nevanlinna¹ ja P. Holmberg²

¹ Ilmatieteen laitos, heikki.nevanlinna@gmail.com

² Helsingin yliopisto

Abstract

This study is a review of geomagnetic, meteorological and auroral research carried out in Finland from the 18th century to the beginning of the 20th century. First systematic observations of meteorological parameters (temperature, air pressure, etc.) started in the Turku Academy in 1748. The initiative for such measurements came from Anders Celsius (1701–1744) in Uppsala, Sweden. Measurements were made several times daily until the beginning of the 19th century when the Academy was moved to Helsinki. Observations continued in Helsinki since 1828 until present days. In the Finnish climate database the temperature observations of the Helsinki observatory represent the longest continuous observation series covering more than 170 years. The same is true for the magnetic results, which provide scientifically important material for studies of geomagnetic variations and space weather variations. Within a few years in the 1830s and 1840s, British, French, German and Russian scientists set up some 30 observatories worldwide for collecting geomagnetic and meteorological data. A Magnetic observatory was founded in the University of Helsinki in 1838 by the suggestion of the Academician Adolf Kupffer (1799–1865) who was in charge of the Russian magnetic observatory network. The first director of the observatory was Physics Professor Johan Jakob Nervander (1805–1848). The culmination of Finnish geophysical achievements in the 19th century was the participation to the international Polar Year programme in 1882–1883 by setting up a full scale meteorological and magnetical observatory in Sodankylä, Lapland. The head of the Sodankylä observatory was Selim Lemström (1838–1904) who was the professor of Physics at the University of Helsinki. His special interest in geophysics was auroral research and observations. The Helsinki Magnetic-meteorological observatory was moved under the Finnish Society of Sciences and Letters in 1881 and was renamed Central Meteorological Institute. Throughout the late 19th century the Society was responsible of nationwide meteorological, hydrological and marine observations and research. The focus of the work carried out in the Institute was changed from magnetism towards meteorology. Magnetic measurements were continued but in a lower level of importance. When Finland became a sovereign state in 1917, the Central Meteorological Institute (now the Finnish Meteorological Institute, FMI) was reorganized as an independent governmental agency.

1. JOHDANTO

Vuonna 2013 kolme suomalaista tieteellistä organisaatiota täyttää tasavuosia: Ilmatieteen laitos ja Suomen Tiedeseura saavuttavat 175 vuoden iän, Oulun yliopiston Sodankylän geofysiikan observatorio 100 vuotta. Ilmatieteen laitos perustettiin magneettiseksi observatorioksi Helsingin yliopistoon (Keisarillinen Aleksanterin yliopisto) keisari Nikolai I:n antamalla asetuksella

28.3.1838. Suomen Tiedeseuran keisarillinen perustamisdokumentti on päivätty vain muutamaa viikkoa myöhemmin 14.4.1838.

Yliopiston magneettis-meteorologinen observatorio siirrettiin Suomen Tiedeseuran alaisuuteen vuonna 1881. Samaan aikaan virisi alan kansainvälisessä tiedeyhteisössä hanke napa-alueiden laajamittaisesta geofysikaalisesta tutkimusohjelmasta, Kansainvälinen Polaarivuosi, 1882–1883. Suomikin osallistui hankkeeseen perustamalla täysimittaisen magneettisen ja meteorologisen observatorion Sodankylään. Suomen osuutta Polaarivuoden ohjelmassa koordinoi Suomen Tiedeseura.

Ilmatieteen laitos irrottautui Tiedeseuran alaisuudesta vuonna 1918, kun siitä tehtiin valtion tutkimuslaitos maatalousministeriön hallinnonalaan. Hieman aikaisemmin (1913) oli perustettu Sodankylän observatorio Suomalaisen Tiedeakatemian alaisuuteen. Toiminta jatkui vuoteen 1997 saakka, jolloin observatorio siirtyi osaksi Oulun yliopistoa. Samalla observatorioalueella toimii nykyään myös Ilmatieteen laitoksen Lapin ilmatieteellinen tutkimuskeskus (2001-).

Tämä artikkeli on tiivistelmä laajemmasta tutkimuksesta (Nevanlinna ja Holmberg, 2013), jossa käsitellään geomagnetismin, meteorologian ja revontulitutkimuksen kehityslinjoja Suomessa 1700-luvulta aina 1900-luvun alkuun saakka.

2. GEOFYSIKKAA SUOMESSA 1700–1900

Ilmatieteelliset ja geomagneettiset havainnot käynnistyivät Suomessa 1700-luvun puolivälissä lähinnä Turun Akatemian professoreiden ja muiden oppineiden tutkimuksina. Niiden esikuvia olivat aikakauden tieteellisissä keskuksissa virinnyt kiinnostus ilmatieteellisiin kohteisiin osana yleistä luonnontieteiden nousukautta. Uppsalan yliopiston tähtitieteen professorin Anders Celsiusin (1701–1744) vaikutus Suomessa tehtyyn luonnontieteelliseen tutkimukseen oli merkittävä.

Tutkijoiden kiinnostus meteorologisiin ilmiöihin kasvoi, kun Eurooppaa koettelivat 1600-luvun lopussa ja 1700-luvun alussa poikkeuksellisen kylmät vuodet ja niistä johtuvat vaikeat kadot nählähätineen. Jos säiden ja ilmaston vaihtelut noudattaisivat samanlaisia jaksollisuuksia kuin mitä tunnettiin tähtitieteestä ja planeettojen liikkeistä, voitaisiin maanviljelyn kannalta epäsuotuisiin säihin varautua ennakkoon. Ilmakehäfysiikka nykyaikaisessa mielessä oli vielä lähes tuntematon, mutta meteorologisten ennusteiden merkitys ymmärrettiin niiden kautta tulevan hyödyn kannalta.

Ensimmäinen lähes yhtenäinen meteorologinen havaintosarja alkoi Turussa vuonna 1748 ja se jatkui Helsingissä 1828, kun Turun Akademia siirrettiin maan uuteen pääkaupunkiin. Meteorologisten havaintojen yhteydessä kerättiin myös tietoja taivaalla näkyvistä revontulista, joiden alkuperäksi arveltiin ilmakehän sähköpurkauksia ja geomagneettisia vaihteluita. Lämpötilan vuorokautinen ja vuotuinen vaihtelu noudattivat samaa rytmiikkaa vastaavien magneettisten muutosten kanssa, joten näytti ilmeiseltä, että nämä kaksi ilmiötä ovat toisistaan riippuvaisia. Siksi niitä havainnoitiin saman havainto-ohjelman puitteissa magneettis-meteorologisissa observatorioissa eri puolilla maailmaa. Meteorologinen havaintotoiminta oli systematisoitu Euroopassa jo 1700-luvun lopulla Mannheimin meteorologisen seuran toiminnan kautta. Sen luomat ilma-

tieteellisten havaintojen perusteet otettiin laajasti käyttöön 1800-luvulla, myös Suomessa.

Merkittävin varhainen meteorologian, klimatologian ja hydrologian tutkija Suomessa oli Gustaf Gabriel Hällström (1775–1844), jota tutkimusalan laajuuden perusteella voidaan pitää Suomen ilmatieteen "isänä". Hällström nimitettiin fysiikan professoriksi jo Turun Akatemiassa vuonna 1801, missä virassa hän oli kuolemaansa saakka.

Meteorologiset ja magneettiset havainnot saivat pysyvän organisoidun muodon, kun Helsingin yliopistoon saatiin keisarillisella käskyllä vuonna 1838 Magneettinen observatorio (myöhemmin Magneettis-meteorologinen observatorio) (Seppinen, 1988; Nevanlinna, 2013). Aloitteen observatorion perustamisesta teki Pietarin Tiedeakatemian Adolf Kuppfer (1799–1865), jonka alaisuudessa Venäjällä oli jo kymmenkunta magneettis-meteorologista observatoriota (Nevanlinna ja Häkkinen, 2010). Vastaavia havaintoasemia perustettiin lyhyessä ajassa useita kymmeniä eri puolille maapalloa. Keskeisiä vaikuttajamaita olivat Venäjän lisäksi Iso-Britannia, Ranska ja Saksa. Observatorioiden tieteellisenä tavoitteena oli saada selville miten magneettiset ja meteorologiset vaihtelut muuttuvat eri leveysasteilla.

Helsingin Magneettis-meteorologisen observatorion ensimmäinen johtaja oli Suomen autonomian alkuaikojen keskeinen kulttuuri- ja tiedevaikuttaja fysiikan professori Johan Jakob Nervander (1805–1848). Observatorio saatiin maahamme Pietarin tiedeakatemian aloitteesta, mutta Nervanderin ansiosta siitä kehittyi aikansa mittausstandardien mukaan erittäin korkeatasoinen havaintoasema. Nervanderin varhainen kuolema keskeytti observatorion kehityksen (Seppinen, 1988; Steinby, 1991; Holmberg ja Nevanlinna, 2005).

Magneettisen observatorion kanssa samana vuonna aloitti toimintansa maamme ensimmäinen yleistieteellinen seura, Societas Scientiarum Fennica eli Suomen Tiedeseura, joka sittemmin merkittävällä tavalla edisti ja tuki Suomen tieteellisiä pyrkimyksiä luonnontieteellisillä, matemaattisilla ja humanistisilla aloilla. Sen ensimmäisiä valtakunnallisia tehtäviä oli organisoida koko Suomen kattavat ilmastolliset ja fenologiset havainnot. Työ alkoi 1840-luvun lopulla.

Meteorologisilla mittauksilla oli 1800-luvun alussa jo pitkät perinteet, mutta geomagnetismin tutkimus sai merkittävää uutta vauhtia 1820-luvun alussa keksityistä sähkömagnetismin peruslaeista, joista saatiin uusia selitysmalleja ilmiöille. Samalla kehitettiin myös aivan uusia sähkömagneettisia laitteita. Ensimmäisten joukossa oli sähkölennätin, josta tuli 1850-luvulta lähtien myös meteorologisten tietojen välityskanava alan kansainvälisessä yhteistyössä.

Nervanderin seuraaja observatorion johtajana oli yliopiston fysiikan vt. professori Henrik Borenus (1802–1894). Hänen johdolla Magneettis-meteorologinen observatorio ei kuitenkaan kehittynyt ajan nopeasti kasvavien vaatimusten perässä, vaikka havaintoja jatkettiin Nervanderin kehittämien mallien mukaisesti. Laitoksen johtajan passiivisuus oli johtamassa siihen, että kaikki havainnot liitettäisiin osaksi Pietarin keskusobservatoriota ja niitä hallinnoisivat venäläiset virkamiehet. Tiedeseura tahtoi kuitenkin pitää observatorion osana suomalaista havaintojärjestelmää. Seuran meteorologinen valiokunta teki monia uudistuksia havainto-ohjelmaan, jota siirrettiin magnetismista enemmän ilmatieteiden suuntaan kuten oli tapahtunut Euroopan muisakin observatorioissa. Uudistunut observatorio, Suomen Tiedeseuran Meteorologinen päälaitos, aloitti toimintansa vuonna 1881 (Seppinen, 1988).

Ensimmäinen kansainvälinen Polaarivuosi 1882–1883 merkitsi suomalaisen geofysiikan uutta nousukautta. Suomi esiintyi myös itsenäisenä kansallisena vaikuttajana Polaarivuoden ohjelmassa alan kansainvälisessä tiedeyhteisössä. Polaarivuoden ajaksi Sodankylään perustettiin täysimittainen magneettinen ja meteorologinen observatorio. Sen johtaja, Helsingin yliopiston fysiikan professori Selim Lemström (1838–1904), oli erityisen kiinnostunut revontulista ja siksi observatoriossa ja muualla Lapissa tehtiin lukuisia mittauksia revontulien sähköisistä vaikutuksista. Lemströmin teoria, jonka mukaan revontulien syntymekanismi liittyy ilmakehän globaaleihin sähkövirtoihin ja magneettisiin vaikutuksiin, sai aikakauden tutkijoilta hyväksyvän vastaanoton. Hänen revontuliteoriasensa osoittautui kuitenkin 1800-luvun lopulla virheelliseksi ja se joutui unohduksiin. Modernin revontulitutkimuksen perusteet kehittivät norjalaiset tutkijat aivan 1900-luvun alussa, mistä kehityksestä alan suomalainen tiede jäi syrjään (Seppinen, 2006; Nevanlinna ja Holmberg, 2013).

Meteorologisen päälaitoksen tehtäväkenttä laajentui ja monipuolistui merkittävästi 1800-luvun lopulla. Suomen itsenäistyessä vuonna 1917 tuli ajankohtaiseksi irrottaa Päälaitos Suomen Tiedeseuran alaisuudesta itsenäiseksi valtion virastoksi. Näin tapahtui vuonna 1919, kun Ilmatieteellinen keskuslaitos perustettiin. Eroa Tiedeseurasta ajoi erityisesti Päälaitoksen johtaja Gustaf Melander (1861–1938). Samaan aikaan valtionhallintoon perustettiin muun muassa Merentutkimuslaitos ja Hydrografinen toimisto. Molempien laitoksien toimialat olivat aikaisemmin kuuluneet Suomen Tiedeseuran tehtäväpiiriin.

Helsingin yliopiston Magneettis-meteorologisesta observatoriosta kasvoi monien organisaatiomuutosten kautta nykyinen Ilmatieteen laitos. Se on Helsingin yliopiston ja Suomen Tiedeseuran (perustettu vuonna 1838) ohella maamme vanhin tieteellinen instituutio. Laitos täyttää yhdessä Suomen Tiedeseuran kanssa 175 vuotta vuonna 2013. Samana vuonna Suomalaisen Tiedeakatemian alullepanema, nykyisin Oulun yliopiston Sodankylän geofysiikan observatorio, saavuttaa 100 vuoden iän.

LÄHTEET

- Holmberg, P. ja H. Nevanlinna, 2005. Geomagnetism in Finland: the lasting legacy of Johan Jakob Nervander. *Europhysics News*, **3**, 82-85.
- Nevanlinna, H. 2013. Ilmatieteen laitos 175 vuotta. *Tieteessä tapahtuu*, **3**, 3–7.
- Nevanlinna, H. ja P. Holmberg, 2013. Geomagnetismia, meteorologiaa ja revontulitutkimusta Suomessa 1700-luvulta 1900-luvun alkuun. *Bidrag till kännedom av Finlands natur och folk*, **191**, 1-121.
- Nevanlinna, H ja L. Häkkinen, 2010. Results of Russian geomagnetic observatories in the 19th century: Magnetic activity 1841–1862. *Annales Geophysicae*, **28**, 917–926.
- Seppinen, I., 1988. Ilmatieteen laitos 1838–1988. *Ilmatieteen laitos*, 290 s.
- Seppinen, I., 2006. Selim Lemström. *Yliopistopaino. Helsinki*, 145 s.
- Steinby, T, 1991. J.J. Nervander (1805–1848). *Föreningen konstsamfundets publikationsserie XI*, 386 s.

Itämeren aiheuttama maan kuormitus geodeettisissa aikasarjoissa

M. Nordman¹, H. Virtanen¹, S. Nyberg¹, J. Mäkinen¹, J. Virtanen¹ ja H. Ruotsalainen¹

¹ Geodeettinen laitos, maaria.nordman@fgi.fi

Abstract

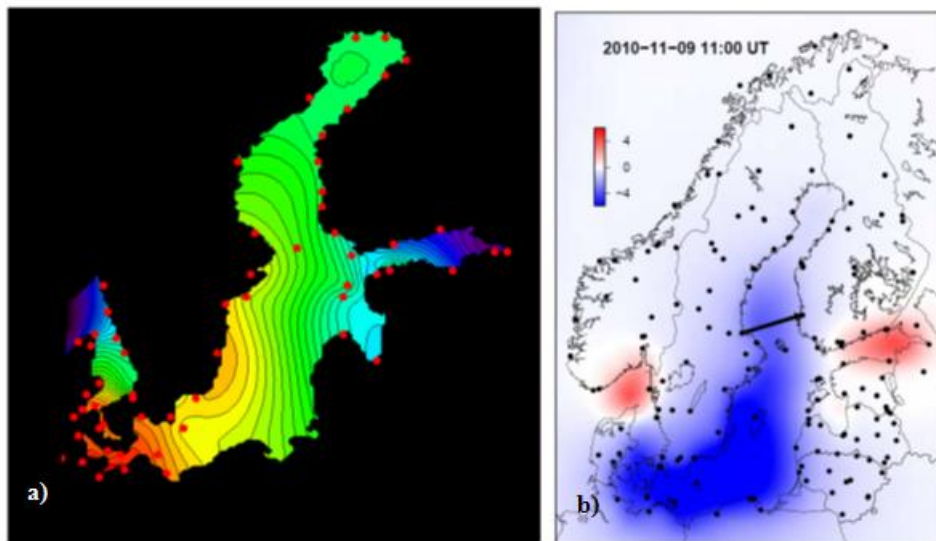
We have computed time series of non-tidal loading due to Baltic Sea for 193 stations in northern Europe. These stations are used for GNSS, absolute and relative gravity measurements and other geodetic observations. The computed parameters are gravity and potential variation, deformation in three dimensions, tilt in two and strain in three dimensions. Currently the time series cover almost five years, February 2008 to December 2012. The time series can be used for several purposes, e.g. for the studies of other error sources, to create stable time series and also to correct campaign measurements, which take place in varying conditions. We show an example how the 3D deformation is visible in GPS time series.

1. JOHDANTO

Kiinteä maa muuttaa jatkuvasti muotoaan ilmakehän ja vesimassojen vaihtelevien kuormien alla. Lyhyillä aikajaksoilla (sekunneista vuosiin) maa reagoi kuormiin elastisesti. Pidemmillä aikajaksoilla (vuosisadoista tuhansiin ja miljooniin vuosiin) maa reagoi kuin hyvin sitkeä neste. Lyhyen aikavälin muutoksia aiheuttavat veden liikkeet merissä (esim. merivirrät), sekä ilmanpaineen ja maaperän vesivarastojen vaihtelu. Meille ehkä tutuin pitkäaikainen muutos on jääkauden jälkeinen maannousu Fennoskandiassa.

Maannousu näkyy kaikissa geodeettisissa mittauksissa, joita tehdään useamman vuoden ajan, mutta myös lyhyen aikavälin liikkeitä voidaan havaita useilla mittalaitteilla. Pysty- ja vaakaliikkeet näkyvät geodeettisissa GPS-mittauksissa (Nordman et al. 2009), Metsähovin suprajohtava gravimetri mittaa painovoiman muutosta ja ajallista vaihtelua (Virtanen et al. 2006) ja Lohjalla Tytyrin kaivoksessa sijaitseva interferometrinen pitkä vesivaaka mittaa luotiviivan suunnan ja maankuoren kallistuksen ajallista vaihtelua (Ruotsalainen 2008). Mittauksilla saadaan tietoa maan rakenteesta, maankuoren liikkeistä ja niiden takana olevista ilmiöistä. Toisaalta on mittaustarkkuuden parantamiseksi tarpeen mallintaa ja korjata liikkeiden vaikutus havaintoihin.

Olemme laskeneet Itämeren massavaihteluiden aiheuttaman maankuoren liikkeiden vaihtelua. Itämeren kuormitusvaikutus on laskettu 193 geodeettiselle havaintopisteelle ja kymmenelle eri muuttujalle: painovoiman ja potentiaalinvaihtelu, deformaatio kolmessa suunnassa, luotiviivan suunnan muutoksen ja maankuoren kallistuman vaihtelu (kahdessa suunnassa), sekä maankuoren venymän vaihtelu (kolmessa suunnassa). Kuormituslaskentaan tarvitaan kolme asiaa: tieto kuorman suuruudesta ja sijainnista, tieto maan rakenteesta ja sen ominaisuuksista sekä malli maan rakenteen käyttäytymisestä kuorman alla. Esittelemme tässä kuormituslaskennan perusteet ja näytämme muutamia tuloksia.



Kuva 1: a) Itämeren pintamalli sekä b) siitä laskettu pinnan pystydeformaatio millimetreinä 9.11.2010 klo 11:00 UT verrattuna keskimääräiseen tilanteeseen. Geodeettisten havaintopisteiden sijainnit on merkitty mustilla pisteillä, ja musta vektori osoittaa kuvassa 2 käytetyn vektorin sijainnin.

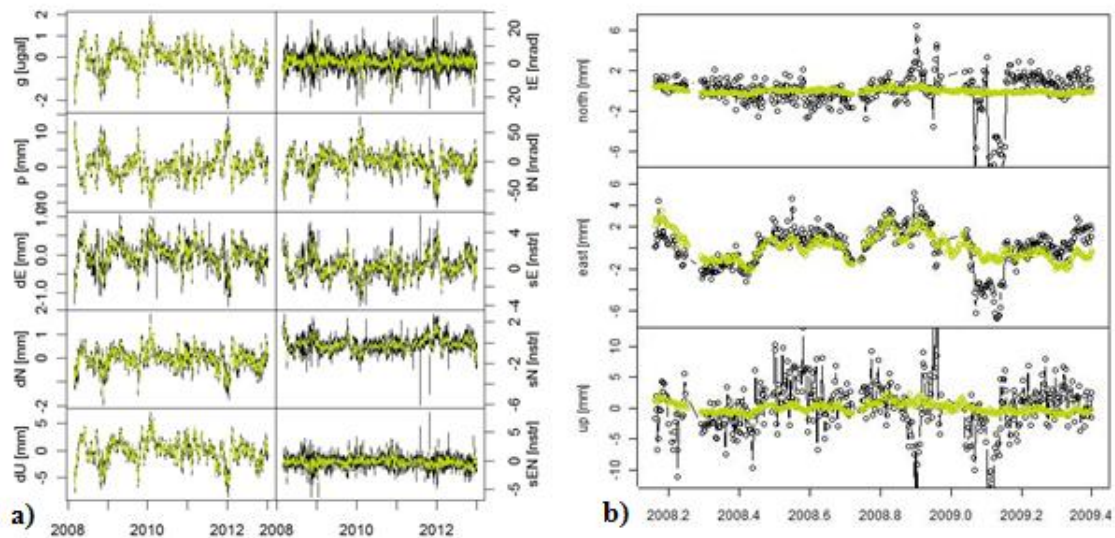
2. ITÄMEREN PINTAMALLI

Olemme käyttäneet massavaihteluna mareografihavaintoihin sovitettua merenkorkeuden pintamallia. Merenkorkeustiedot on saatu Ilmatieteen laitokselta (Suomen mareografit) ja BOOS:sta (Baltic Operational Oceanographic Service, <http://www.boos.org>, muiden maiden mareografit). Mareografien korkeustietoihin on sovitettu splini-pinta ("minimum curvature (thin)"). Sovituksessa käytettyjen mareografien lukumäärä vaihtelee BOOS-palvelun katkojen takia. Kuvassa 1a näkyy esimerkki pintamallista 9.11.2010. Punaiset pisteet näyttävät kyseisellä ajanhetkellä laskennassa käytettyjen mareografien paikat.

3. KUORMITUSLASKENTA

Maankuoren liikkeiden mallintamiseen tarvitaan malli maapallon rakenteen eri kerrosten kimmoisuus- ja virtausominaisuuksille. Olemme käyttäneet laskennassa Gutenberg-Bullenin maan mallista johdettuja Greenin funktioita (Farrell 1972).

Kuormitus on laskettu 193 geodeettiselle mittauspisteelle Pohjois-Euroopan alueella käyttäen ohjelmaa SPOTL (Agnew, 2012). Kuvassa 1b näkyy hetkellinen maan pinnan pystyliike eli deformaatio millimetreinä suhteessa keskimääräiseen tilanteeseen. Mustat pisteet kartassa näyttävät niiden mittauspisteiden paikat, joille kuormitusta on laskettu. Kuvassa 2a ovat kuormitusai-
kasarjat Metsähovin tutkimusasemalla viiden vuoden ajalta (2008 - 2012) kaikille muuttujille. Kuvassa 2b ovat Bernese-laskentaohjelmalla lasketun GPS-aikasarjan kolme komponenttia sekä kuormitusdeformaation kolme komponenttia noin 1,5 vuoden ajalta Mårtsbon ja Olkiluodon välillä (merkitty vektorilla kuvassa 1b).



Kuva 2: a) Metsähovin aikasarjat kaikille muuttujille. Mustalla tunti-arvot ja vihreällä (harmaalla) päivä-arvot. Vasen sarake ylhäältä: painovoima (μGal), potentiaalipinnan korkeuden muutos (mm), deformaatio itään, pohjoiseen ja ylös (mm), oikea sarake ylhäältä: kallistuma itään ja pohjoiseen (nanorad) sekä venymä itään, pohjoiseen ja liukuma (nanostrein). b) 3D GPS- ja kuormitusaikasarjojen vertailu vektorilla Mårtsbo – Olkiluoto, mustalla GPS ja vihreällä (harmaalla) kuormitus.

Vektori	N					E					U				
	sd	bs	sd (-bs)	%		sd	bs	sd (-bs)	%		sd	bs	sd (-bs)	%	
MAR6 - OLKI	1.89	0.18	1.92	1.80		1.85	1.03	1.47	-20.08		4.32	0.76	4.37	1.20	

Kuva 3: *

Taulukko 1: Mårtsbo (MAR6) – Olkiluoto (OLKI) vektorin GPS-aikasarjan (sd) ja Itämeren kuormitusaikasarjan (bs) keskihajonnat, GPS-aikasarjan keskihajonta Itämerikorjauksen jälkeen (sd (-bs)) sekä keskihajonnan muutos prosenteissa kolmelle komponentille (NEU).

Kun GPS-havaintojen aikasarjaa korjataan Itämeren kuormitusdeformaation aikasarjalla, saadaan taulukossa 1 näkyvät tulokset. Taulukossa on jokaiselle komponentille ensin aikasarjan keskihajonta, sitten kuormituksen keskihajonta, kolmantena aikasarjan keskihajonta kuormituskorjauksen jälkeen sekä keskihajonnan muutos prosentteina. Tässä vektorissa näkyy parhaiten itä-länsisuuntainen liike (E), korjauksen jälkeen keskihajonta pienenee 20 %. Pohjois- (N) ja ylös- (U) komponenteissa aikasarjan keskihajonta sen sijaan suurenee hieman korjauksen jälkeen.

4. JOHTOPÄÄTÖKSET

Itämeren massavaihteluista johtuvat maankuoren liikkeet näkyvät geodeettisissa mittauksissa. Olemme laskeneet kuormituksen aiheuttamat muutokset 193 geodeettisella mittapisteellä noin viiden vuoden ajalle. Kuormitusaikasarjoja käyttämällä voidaan parantaa geodeettisten aikasarjojen stabiilisuutta, tutkia muita virhelähteitä sekä korjata vaihtelevissa olosuhteissa tapahtuvien kampanjamittausten virheitä. Kuormitusaikasarjoja käytetään GPS-, painovoima- ja vesivaaka-havaintojen korjaamiseen ja tutkimiseen.

KIITOKSET

Haluamme kiittää Ilmatieteen laitosta Suomen mareografiaineiston saamisesta käyttöömme. Myös BOOS:n organisaatiolle kiitokset muiden mareografien aikasarjoista.

LÄHTEET

- Agnew, D.C., 2012. SPOTL: Some Programs for the Ocean-Tide Loading, Scripps Institution of Oceanography Technical Report, saatavilla: <http://escholarship.org/uc/item/954322pg>
- Farrell, W.E., 1972. Deformation of the Earth by surface loads. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, **10**, 761-797.
- Nordman, M., J. Mäkinen, H. Virtanen, J. Johansson, M. Bilker-Koivula ja J. Virtanen, 2009. Crustal loading in vertical GPS time series in Fennoscandia. *Journal of Geodynamics*, **48**, 144-150.
- Ruotsalainen, H. 2008. Recording deformations of the Earth by using interferometric water tube tilt meter. In: Korja, T., Arhe, K., Kaikkonen P., Korja, A.-K., Lahtinen, R. and Lunkka, J.P. (Eds), *Lithosphere 2008, Fifth symposium on the structure, composition and evolution of the lithosphere in Finland*, Institute of Seismology, University of Helsinki, Report S-53, p. 103-106. <http://www.seismo.helsinki.fi/pdf/LITO2008.pdf>.
- Virtanen, H. 2006. *Studies of Earth Dynamics with the Superconducting Gravimeter*. Väitöskirja, Helsingin yliopisto, 130 s, saatavilla: <http://ethesis.helsinki.fi>.

Research in East Antarctica by Finnish Geodetic Institute

J. Näränen¹, J. Mäkinen¹, H. Koivula¹, H. Virtanen¹, and M. Poutanen¹

¹ Finnish Geodetic Institute, jyri.naranen@fgi.fi

Abstract

Finnish Geodetic Institute (FGI) has carried out geodetic and geophysical research in Dronning Maud Land, Antarctica, since 1989. In this presentation we review some of the work and present select results. In particular we concentrate on the absolute gravity measurements and their role in advancing the understanding of the postglacial rebound in Antarctica.

1. INTRODUCTION

FGI has participated in seven Finnish Antarctic Program (FINNARP) expeditions since 1989. The main research theme has been the study of the Antarctic glacial isostatic adjustment (GIA, also known as postglacial rebound) utilizing absolute gravity and constant GPS measurements. Absolute gravity measurements have been carried out at five research stations located in Dronning Maud Land, East Antarctica. These stations are Aboa (Fin), Novolazarevskaya (Rus), Maitri (Ind), SANAE IV (RSA), and Troll (Nor). Numerous supporting measurements have been made by FGI at the absolute gravity sites: microgravity networks, levelling and GNSS ties to excentres etc., for controlling the stability of the stations. At some sites, nearby glacier elevations have been surveyed to monitor the attraction of the variable close-field snow and ice masses. Continuous Global Navigation Satellite System (GNSS) measurements are conducted at all of the research stations.

FGI has conducted extensive geodetic work in the area surrounding the Finnish research station Aboa. This work consists of a regional gravity survey covering 10000 km² with 493 points at the spacing of 5 km (Jokela *et al.* 1993). A set of benchmarks has been built around Aboa and measured with static GPS to create a local coordinate system (Ollikainen & Rouhiainen 1990). Permanent GPS station was established at Aboa in 2003. FGI is responsible for creating and maintaining the local map of the Nordenskiöld Base camp area that consists of Aboa and the Swedish station Wasa.

Snow accumulation and ice motion in the area adjacent to Aboa has been studied jointly with several institutes and FINNARP by surveying stake lines to a distance of 5 km from Aboa. Detailed RTK-GPS surveys of snow surface heights to a distance of 2 km from the gravity laboratory at Aboa have been performed during every absolute-gravity occupation since FINNARP 2003.

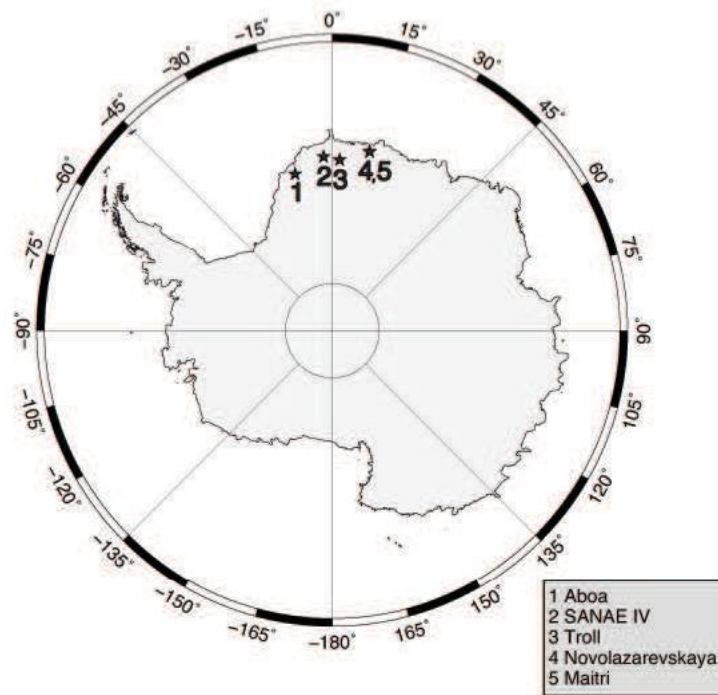


Figure 1: The Antarctic research stations where FGI has conducted measurements.

2. GLACIAL ISOSTATIC ADJUSTMENT IN ANTARCTICA

The solid Earth is deformed by present and past changes of the ice mass. The deformation can be measured by use of GNSS measurements. The vertical component of the deformation can also be measured by repeated absolute gravity measurements. GNSS provides information on vertical and horizontal motion, while gravity is sensitive to both vertical motion and to the associated variation in density of the solid Earth. While GNSS is indifferent to the underlying causes to the deformation, the gravity change depends on the mechanism: the response of the Earth to present deglaciation is elastic and for a typical regional load the ratio of gravity change to vertical motion is $-0.27 \mu\text{gal/mm}$ (James & Ivins 1998). The response to the past deglaciations is viscous mantle flow to restore the isostatic balance and the corresponding ratio is about $-0.16 \mu\text{gal/mm}$ (Wahr *et al.* 1995). By combining GNSS and repeated absolute gravity one thus could, in principle, not only determine total vertical motion, but also separate it into the postglacial rebound signal, and a signal showing present-day variation in ice mass. GIA modelling plays an important part in the assessment of the current mass balance of Antarctic ice sheets and glaciers by remote sensing (Barletta *et al.* 2008). However, reconstructions of the last glacial cycle in the Antarctic are not well constrained by observational evidence, and differ appreciably both in ice volumes and in the timing of the deglaciation. Neither is the present-day mass balance well known. Thus there is considerable interest in collecting new observations related to past or present changes of the Antarctic ice mass.

3. GPS MEASUREMENTS AT ABOA

A continuous GPS (CGPS) station was established at Aboa by the FGI in FINNARP 2002; it



Figure 2: Gravimetric local tie measurements at Novolazarevskaya during FINNARP 2011.

started operations in February 2003 (Koivula & Ahola 2006). Aboa is a summer station and the receiver works unattended during the austral winter. The data is collected by the summer expeditions. The CGPS station is part of the Polar Earth Observing Network (POLENET). The station is mainly used for long coordinate time series to support deformation studies, but data are also available for other geodetic purposes in the area. When the Aboa station is occupied, the GPS station offers also RTK correction signal. The RTK correction is available for any researcher working in the area, allowing to obtain accurate coordinates within 20-30 km from the station.

4. ABSOLUTE GRAVITY MEASUREMENTS

The first absolute-gravity measurement at Aboa was performed by FGI with the JILAg-5 gravimeter in the FINNARP 1993 expedition. The station has now one of the longest absolute-gravity time series in the Antarctic: repeat measurements were performed with the JILAg-5 in FINNARP 2000 and with the FG5-221 in FINNARP 2003, 2005, and 2011 (Mäkinen *et al.* 2007). In addition to the measurements at Aboa, FGI has conducted absolute gravity measurements as follows: Novolazarevskaya three epochs, SANAE IV two epochs, Maitri one epoch, and Troll one epoch. Along with the above mentioned geodynamics studies, absolute-gravity stations are an important part of the geodetic infrastructure of the Antarctic. They provide accurate starting values for gravity surveys performed, e.g., for the determination of the geoid, for geological studies and for geophysical investigations. Given sufficient joint coverage with International Terrestrial Reference Frame (ITRF) sites, gravity rates in high latitudes could in principle provide an independent check of the geocentricity of the $\dot{z}$ (velocities in the direction of the rotation axis of the Earth) of the ITRF.

5. INFLUENCE OF CLOSE-FIELD SNOW AND ICE ON GRAVITY

A prominent challenge in constructing absolute gravity time series in Antarctica is that there are almost always snow and ice fields near the gravity measurement locations, whose annual mass change can cause gravity signals comparable to or even larger than the GIA signal. In order to assess and to correct for the local gravity change, we have measured the snow and ice field around the Aboa gravity observatory during several absolute gravity measurement campaigns. First measurements of the snow field surface profiles in the nearest vicinity of the gravity observatory were performed in 2001. In 2003-2004 the measurements were expanded by using

RTK-GPS to measure a grid of height values in the nearest 0.2 X 0.1 km around the gravity observatory and by measuring height profiles down to the nearby glacier. These profiles were measured to approximately the distance of 2 km by RTK-GPS mounted on a sledge towed by a snowmobile. In total 18 profiles were measured resulting in 35 km of height profiles. The RTK-GPS measurements were repeated in seasons 2005/2006 and 2011/2012. In addition to the surface profile measurements, we have measured the density of the upper layers of snow at several locations on the study area. Profiles of the nearby glaciers have been measured at Novolazarevskaya and Maitri. First analysis of effect that the change in snow volume within the closest hectare from the gravity observatory at Aboa between three different measurement campaigns has on gravity reveals that the effect can be several μGal . Further analysis is currently ongoing.

5. SUMMARY

We review the FGI research in Antarctica and present select results. In particular we discuss the absolute gravity measurements and their contribution to GIA research. Discussion is given on how to best assess the gravitational attractions of the local-field snow and ice and their contribution to the absolute-gravity time series.

ACKNOWLEDGEMENTS

This work has been made possible by the logistics support of the Finnish Antarctic Research Program.

REFERENCES

- Barletta, V. R., R. Sabadini, and A. Bordon, 2008. Isolating the PGR signal in the GRACE data: impact on mass balance estimates in Antarctica and Greenland *Geophys. J. Int.*, **172**, 18-30.
- James, T. S., Ivins, E. R., 1998. Predictions of Antarctic crustal motions driven by present-day ice sheet evolution and by isostatic memory of the Last Glacial Maximum *JGR: Solid Earth*, **103** (B3), 4993-5017.
- Jokela, J., M. Ollikainen, P. Rouhiainen, H. Virtanen, 1993. The gravity and GPS survey in Western Queen Maud Land, Antarctica, 1989–1992. *Rep. Finn. Geod. Inst.*, **93:6**
- Koivula, H. and J. Ahola, 2004. Geodeettisen laitoksen GPS-mittauksia Etelämantereella vuosina 2003-2004. *Maanmittaus*, **79:1-2**, 54-70.
- Mäkinen, J., M. Amalvict, K. Shibuya, and Y. Fukuda, 2007. Absolute Gravimetry in Antarctica: Status and Prospects *J. Geod.*, **43**, 339-357.
- Ollikainen, M., and P. Rouhiainen, 1990. Experiences on gravity measurements and GPS positioning in the Antarctic. *Proc. 11th general Meeting Nordic Geodetic Commission*, Copenhagen 7–11 May 1990, 435-441 .
- Wahr, J., D. Han and A. Trupin, 1995. Predictions of vertical uplift caused by changing polar ice volumes on a viscoelastic Earth. *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 977–980.

From global to regional sea level rise projections - the case of Finland

H. Pellikka¹, M.M. Johansson¹, K.K. Kahma¹ and K. Ruosteenoja¹

¹ Finnish Meteorological Institute, Helsinki, Finland, hilkka.pellikka@fmi.fi

Abstract

Sea level rise is a topic of intense research. The uncertainty in global sea level rise scenarios remains large, mainly due to complex problems of ice sheet dynamics. Thermal expansion of sea water is better understood, and regional sea level rise predictions are becoming available as the global climate models develop. In this presentation, the most recent global sea level rise scenarios are discussed as well as the recently updated predictions of sea level change on the Finnish coast.

From the Finnish point of view, the most significant regional adjustment to global sea level scenarios comes from the spatially uneven distribution of glacier and ice sheet contributions. As the ice masses gradually melt, the crustal uplift as well as the glacier's diminishing gravitational pull on the oceans counteract sea level rise near the melting ice mass. On the Finnish coast, especially the effect of the Greenland ice sheet is expected to be considerably weaker than globally, resulting in reduced sea level rise scenarios.

In addition to the regionally adjusted global sea level scenarios, local effects must be taken into account. In Finland such effects are the ongoing postglacial land uplift as well as wind conditions, which regulate the amount and distribution of water in the semi-enclosed Baltic Sea. Taken together, total scenarios for long-term mean sea level change on the Finnish coast can be compiled. In the Gulf of Finland, the historical declining sea level trend is already reversing, whereas in the Gulf of Bothnia, land uplift will probably remain stronger than sea level rise in the coming decades. Highest sea level scenarios would however result in rising sea levels everywhere on the Finnish coast: in 2000–2100 about 90 cm in the Gulf of Finland, 65 cm in the Bothnian Sea, and 30 cm in the Bothnian Bay.

Meteotsunamis and their occurrence in the Baltic Sea

H. Pellikka¹, J. Rauhala¹, H. Gregow¹, K.K. Kahma¹ and H. Boman¹

¹ Finnish Meteorological Institute, Helsinki, Finland, hilkka.pellikka@fmi.fi

Abstract

Meteotsunamis are long waves generated by thunderstorms, squall lines or other atmospheric pressure disturbances moving above a water body. If the propagation speed of the disturbance matches the long wave speed in the sea, resonance occurs and the initially small wave grows through continuous energy input. Shoaling and harbour resonance can further amplify the wave, resulting in destructive tsunamis in extreme cases.

In this presentation, the meteotsunami phenomenon is discussed: its formation mechanism, occurrence in the world ocean as well as references of their occurrence in the Baltic Sea. The phenomenon is known both in Sweden and in Finland as “sjösprång”, and there are historical descriptions of destructive waves of unknown origin on the present-day Polish coast. In recent summers, eyewitnesses have reported small meteotsunamis on the Finnish coast, after decades of no such reported events.

Paleomagnetism of some Proterozoic sediments and diabases, South Sweden

L.J. Pesonen¹ and R. Klein¹

¹ Department of Physics, University of Helsinki, lauri.pesonen@helsinki.fi

Abstract

We present preliminary paleomagnetic data for the post-Svecofennian Dals and Almesåkra group sediments and for the Sveconorwegian Sjunnarud diabase sill, South Sweden, in order to shed light on the apparent polar wander path (APWP) of Baltica during 1.1-0.9 Ga.

1. INTRODUCTION

Construction of supercontinents during Proterozoic using paleomagnetism is often hampered by a lack of proof of the primary nature and age of the remanent magnetization. Three paleomagnetically relevant post-Svecofennian unmetamorphosed sedimentary units exist in Sweden: the Dala sandstone in central Sweden and the Dals and Almesåkra units further south (Figure 1a). Although they are generally quoted to be of Subjotnian (Dala: 1.6-1.5 Ga) or Jotnian to post-Jotnian (Dals, Almesåkra) in age, the two latter units lie close to the Sveconorwegian Protogine Zone and may have suffered by Sveconorwegian orogenic events or tectonic displacements. Another problem with these sediments is their proximity to the Protogine Zone and Blekinge-Dalarna (BDD) dyke swarms (0.97-0.93 Ga). To shed further light on these problems we sampled the Dals Group red sediment at Dals Ed-Teåker locality, west of lake Vänern, being remote of any diabase exposure (Bylund, 1998, pers. comm.). We also sampled one of the BDD sills at the southern tip of Lake Sjunnarud where it caps the unmetamorphosed Almesåkra gray sediment unit. This diabase and baked Almesåkra exposure is probably the same, or close to the Nilstorp sill exposure previously sampled by Patchett and Bylund (1977). The Almesåkra sediment was also sampled as “unbaked” at the Nässjö location some 5 km from the baked site. Here we present results of a preliminary paleomagnetic survey of the sandstones and sill. The data help us in validating the apparent polar wander path during the Proterozoic.

2. SAMPLING AND MEASUREMENTS

Twenty-five oriented sandstone and diabase samples were collected during a field campaign. Paleomagnetic measurements were carried out at the Solid Earth Geophysics Laboratory of the University of Helsinki using standard rock and paleomagnetic techniques. NRM components were identified using stereographic and orthogonal projections and the mean remanence directions for the characteristic components were calculated according to Fisher (1953).

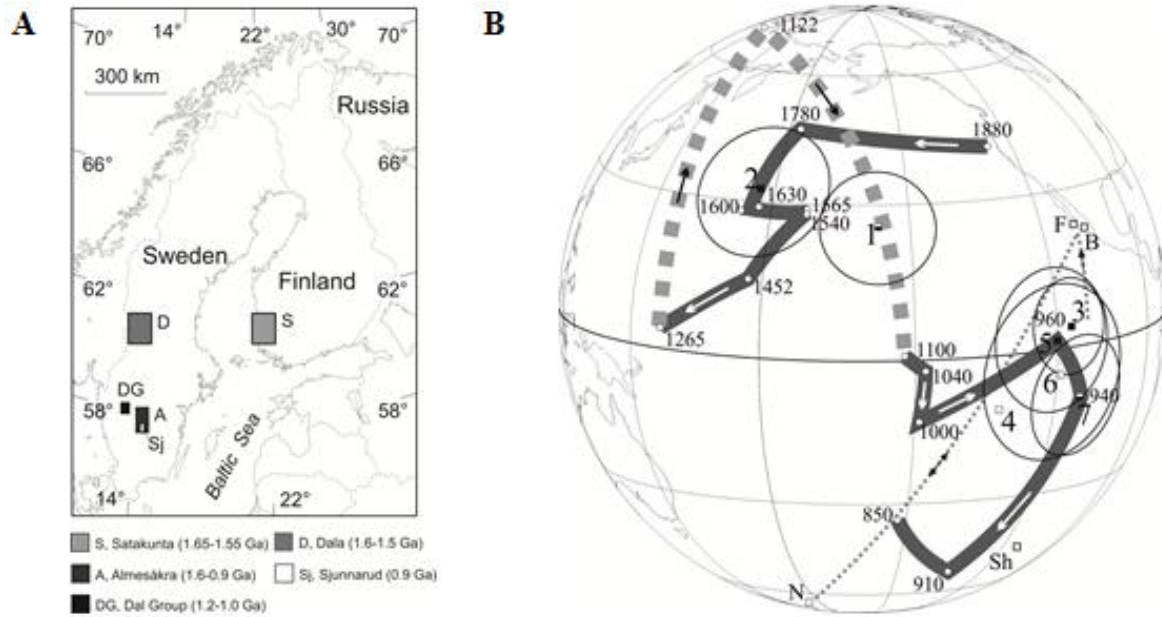


Figure 1: A) Sedimentary sampling sites in Sweden. D Dala (Piper and Smith, 1980), Da Dals group A Almesåkra and S Sjunnarud diabase. B) Apparent Polar Wander Path for Baltica during 1.88-0.85 Ga with key poles (white dots, Klein et al. 2012) showing also results from Table 1. Lettered dyke poles are: F Fäjä, Bh Bräkne-Hoby, Sh SW Swedish hyperites, N Nornäs (plots on the other side of globe). See text.

3. RESULTS

Petrophysical properties for the diabase and sandstone samples will be summarized elsewhere. A notable feature is the enhanced Q-value in the baked Almesåkra sandstones compared to the unbaked values emphasizing the presumably thermal effect of the diabase sill on the sediment and generation of a TRM in the baked zone.

The mean direction of the samples from the Dals red sediment (single polarity) is $D = 351.0^\circ$; $I = -5.6^\circ$; $\alpha_{95} = 11.1^\circ$; $k = 25.8$; 1 site, 8 samples) being distinct from that reported by Piper and Smith (1980) for the Mesoproterozoic (1.6 Ga) Dala sandstone in Central Sweden. The pole on the APWP (Figure 1b) suggests an early Subjotnian (ca. 1.54 Ga, unlikely) or early Sveconorwegian age (ca. 1.11 Ga) for the Dals sandstone consistent that it overlies the 1.25 Ga granite (Bylund, 1998, pers. comm.).

The Sjunnaryd sill yields a paleomagnetic direction of $D = 317.1^\circ$; $I = -28.9^\circ$; $\alpha_{95} = 15.1^\circ$ and the baked Almesåkra sandstone ($D = 298.8^\circ$; $I = -32.8^\circ$; $\alpha_{95} = 8.9^\circ$), whereas the unbaked sandstone gave a direction $D = 138.9^\circ$, $I = 56.1^\circ$. Thus the baked contact test is positive. The combined mean is $D = 308.1^\circ$; $I = -31.2^\circ$; $\alpha_{95} = 9.2^\circ$ yielding a pole of $Plat = 4.0^\circ$ N, $Plon = 243.6^\circ$ E, $A_{95} = 7.7^\circ$. This direction compares well with the mean direction for the N-polarity BDD-dykes ($D = 311.3^\circ$; $I = -36.8^\circ$; $\alpha_{95} = 13.9^\circ$), including the Nilstorp sill ($D = 315^\circ$, $I = -27^\circ$ with an age of 966 ± 5 Ma. The Almesåkra sandstone pole (4), although only based on two samples, suggests a Sveconorwegian age of ca. 980 Ma for its ChRM.

<i>Site and rock type</i>	<i>B/N/n</i>	<i>p</i>	<i>D</i> (°)	<i>I</i> (°)	<i>k</i>	α_{95} (°)	<i>Plat</i>	<i>Plon</i>	<i>A95</i>	<i>Age</i> (Ma)	<i>Ref.</i>
Dals group sediments (ca. 1.6 Ga), Lat. = 58.8° N, Lon. = 12.3° E											
1. Teåker, red sed. (i)	1/8*/18	N	351.0	-5.6	25.8	11.1	25.7	203.2	7.9	ca. 1100	this work
2. Dala ss (C. Sweden)	6*/27	M	14.1	10.0	26.0	13.4	32.6	176.5	9.7	ca. 1600	1
BDD-dykes and Almesåkra group sediments, Lat = 57.7° N, Lon. = 14.8° E											
Sjunnaryd dolerite	4*/8	N	317.1	-28.9	37.8	15.1	8.8	236.4	12.4	ca. 960	this work
Sjunnaryd baked ss	4*/8	N	298.8	-32.8	108.5	8.9	-0.9	251.6	7.6	ca. 960	this work
3. Mean Sjunnaryd dol. + baked ss	8*/16	N	308.1	-31.2	37.6	9.2	4.0	243.6	7.7	ca. 960	this work
4. Almesåkra unbaked ss	1/2*	R	138.9	56.1			-10.5	227.2		ca. 960	this work
5. Mean BDD E of PZ (N)	3*/20	N	311.3	-36.8	79.3	13.9	1.7	239.9	12.5	966 ± 5	2,4
6. Mean BDD E of PZ (R)	5/28	R	127.4	44.5	20.6	17.3	-4.9	241.0	16.4	945.7 ± 1.2	2
7. Mean Gothenburg-Slussen dolerites	4*/44	M	301.5	-44.3	59.6	12.0	-10.0	246.7	16.4	ca. 935	3

Table 1: *B/N/n*: number of sites/samples/specimens; *p* magnetic polarity; *D*, *I* declination, inclination of the ChRM after AF/thermal demagnetization; (i) after structural correction, *k*, α_{95} (°) precision parameter, confidence circle of the mean direction, *Plat*, *Plon*, latitude and longitude of the paleomagnetic or virtual geomagnetic pole; *A95* confidence circle of the pole, *AGE* APWP-age unless a U-Pb age with error bars is provided. References: 1. Piper and Smith (1980), 2. Bylund (1992), 3. Pisarevsky and Bylund (2006), 4. Patchett and Bylund (1977). Note: : in the case of this work, the poles are considered as Virtual Geomagnetic Poles only (secular variation may not be averaged out).

The results suggest that the APWP of Baltica during 1.1.-0.85 Ga is more complex than hitherto understood. Positive contact tests for the Laanila dyke in Finland (L, ~1.04 Ga) and for the Sjunaryd, Nilstorp, Tärnö and Falun diabase sheets (946-967 Ma, Figure 1b) suggest that their magnetizations are primary, intrusion-related and not due to remagnetization. This is supported also by dual polarity for the latter group. These poles define the early part of the Sveconorwegian loop from 1.08 to 0.96 Ga. However, at the end of this period, at 960-945 Ga, the Sveconorwegian APWP reveals a curious, rapid back-and-forth movement of the pole from nearly equatorial value (Sjunaryd and Nilstorp sills, 966 Ma, No 3) and the Bräkne-Hoby dyke (B), 948 Ma: Plat 22°, Plon 252°) to steep polar position (Nornäs dyke, N, 947 Ma; Plat = 71°; Plon = 102°), then back again to equatorial position (Fajö dyke, F, 946 Ma; Plat = 23°, Plon = 249°), after which the APW shifts to the steep southern apex of the Sveconorwegian loop represented by numerous steep inclination poles from SW Sweden and Norway (e.g. Sh, Figure 1b). We propose that this back-and-forth movement of the pole is either due to selective remagnetization, true polar wander (TPW) or non-dipole field.

ACKNOWLEDGEMENTS

Sincere thanks to Göran Bylund for the help in providing knowledge of the sandstone and diabase exposures in South Sweden and Alex Deutsch for assisting in the field.

REFERENCES

- Bylund, G., 1992. Palaeomagnetism, mafic dykes and the Proterogine Zone, southern Sweden. *Tectonophysics*, **201**, 49-63.
- Fisher, R., 1953. Dispersion of sphere. *Proceedings of the Royal Society, A* **217**, 293-305.
- Klein, R, L.J. Pesonen and S. Mertanen, 2012. Paleomagnetic study of the Satakunta Sandstone, SW-Finland: implications for Baltica during the Proterozoic. In: Mertanen, S., Pesonen, L.J., and Sangchan, P. (Eds), *Supercontinent Symposium 2012 - Programme and Abstracts. Geological Survey of Finland, Espoo, Finland*, pp. 68-69.
- Patchett, P.J. and G. Bylund, 1977. Age of Grenville belt magnetization: Rb-Sr and paleomagnetic evidence from Swedish Dolerites. *Earth and Planetary Science Letters*, **35**, 92-104.
- Pesonen, L.J., S. Mertanen S. and T. Veikkolainen, 2012. Paleo-Mesoproterozoic Supercontinents - A Paleomagnetic View. *Geophysica*, **48**, 5-48.
- Piper, J.D.A. and R.L. Smith, 1980. Palaeomagnetism of the Jotnian lavas and sediments and post-Jotnian dolerites of central Scandinavia. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, **102**, 67-81.
- Pisarevsky, S.A. and G. Bylund, 2006. Paleomagnetism of 935 Ma mafic dykes in southern Sweden and implications for the Sveconorwegian Loop. *Geophysical Journal International*, **166**(3), 1095-1104.

Fast joint inversion of AEM and static magnetic field data

M. Pirttijärvi¹, M. Abdelzaher¹ and T. Korja¹

¹ University of Oulu, markku.pirttijarvi@oulu.fi

Abstract

We present a practical inversion method for the geophysical electromagnetic (EM) profile data and especially for the airborne EM (AEM) data of the Geological Survey of Finland (GTK). The inversion is based on two-layer model and lateral constraining where the parameter variations between neighbouring points are minimized together with data misfit. The inversion aims to handle the two main problems related to the traditional apparent resistivity transform: 1) to separate conductive overburden from the underlying bedrock and 2) to account for sign-reversals in the in-phase component of EM data due to high magnetic susceptibility. We show that it is possible to resolve the four unknown model parameters even from single frequency AEM data. Moreover, we show that the joint inversion of EM and static magnetic field data improves the inversion particularly in areas where magnetic anomalies exist but the in-phase component does not show sign reversal because of high enough conductivity.

1. INTRODUCTION

Apparent resistivity has traditionally been used to represent the AEM data in a form that is geologically more meaningful than the original measured data i.e., the in-phase (real) and quadrature (imaginary) component. Apparent resistivity is also useful because it compensates for the variations in the flight altitude and makes the measurements comparable for the changes in loop configuration (coaxial vs. coplanar systems) and loop spacing and, at least to some degree, changes in frequency. To compute the apparent resistivity, a half-space model is assumed and such values of resistivity and depth to the half-space are sought for that the model response fits the measured in-phase and quadrature data. Traditionally, the apparent resistivity has been computed using a 2D interpolation of transform tables (Pirttijärvi, 1997; Hautaniemi et al. 2005). The two main problems with the transformation methods are that the conductivity of the overburden sediments adds up to the apparent resistivity and that the high magnetic susceptibility affects the in-phase component. Although Beard (2000) has showed that magnetic susceptibility can be incorporated into lookup table methods we believe that inversion of a layered earth model parameters can handle these problems better, despite the fact that the inversion results tend to be affected by the choice of starting model (Beard, 2000; Huang and Fraser, 2003). Because of the limited number of frequencies we do not aim for resistivity-depth inversion. Instead, our aim is a semi-automatic inversion method that can be used to process large datasets with a minimal amount of user intervention. The resulting maps of the basement resistivity and susceptibility can then be used to analyse and cross-correlate conductive and magnetic sources better than the original data or apparent resistivity maps can.

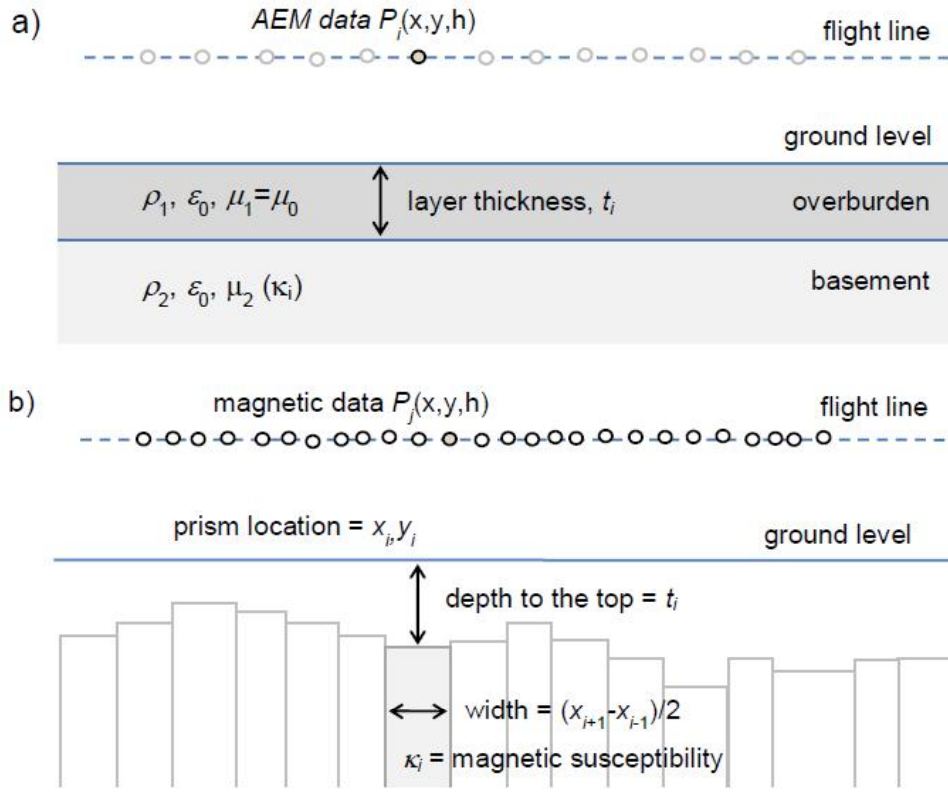


Figure 1: Schematic view of a) the two-layer resistivity model and b) the magnetic model used in joint interpretation of AEM and magnetic data. In AEM modelling each data point P_i is handled by assuming a two-layer earth model. The magnetic field is computed as a superposition of vertical prisms the width of which is based on the AEM data sampling and the depth the top is equal to the layer thickness in AEM model.

2. METHOD

To separate the overburden from the basement we consider a two-layer earth model and use linearized inversion to solve the resistivity and thickness of the overburden and the resistivity of the basement (Figure 1a). To improve the solution of the under-determined problem (three unknowns vs. two data values) lateral constraining is used where the parameter variations between neighbouring points are minimized together with data misfit. To account for the high magnetic susceptibility, which often in practice reverses the sign of the in-phase component, we also invert the magnetic susceptibility (permeability) assigned to the basement layer as the fourth unknown parameter. We have found that the joint inversion of AEM and static magnetic field data is possible and improves the susceptibility estimates particularly in areas where magnetic anomalies exist but the in-phase component does not change its sign because of sufficiently high conductivity. The magnetic field is computed as the superposition of stacked vertical magnetized prisms (Fig. 1b). The parameters of the external magnetic field are derived from the IGRF model. Automatically computed regional trend is fitted at the bottom of the magnetic data to separate the regional field.

3. RESULTS

Unlike transformation methods that yield almost unique solution for the apparent resistivity (and depth), the solution obtained from two-layer AEM inversion is affected by several factors; initial model parameters (overburden thickness), computational parameters (Lagrange scaler), as well as data and parameter weighting. The two-layer model has limitations; the depth of penetration may not be sufficient in case of conductive sediments and the contrast between overburden and basement may not be sufficiently high to yield reliable estimates for overburden thickness. Thus, the inversion results require further analysis; the overburden thickness can be considered reliable only if the layer thickness is less than the skin depth and the resistivity contrast between the top and bottom layers is sufficiently high. All in all, we believe that the two-layer AEM inversion can yield more reliable apparent resistivity maps of the Finnish bedrock. More importantly, the joint inversion of AEM and static magnetic field data enables cross-correlation of the conductive and magnetic anomaly sources.

ACKNOWLEDGEMENTS

This study is a part of the MIDCRUST project of the Academy of Finland.

REFERENCES

- Beard, L.P., 2000. Comparison of methods for estimating earth resistivity from airborne electromagnetic measurements. *Journal of Applied Geophysics*, **45**, 239-259.
- Hautaniemi, H., M. Kurimo, J. Multala, H. Leväniemi and J. Vironmäki, 2005. The "three-in-one" aerogeophysical concept of GTK in 2004. In: Airo, M.-L. (Ed.) *Aerogeophysics in Finland 1972-2004, methods, system characteristics and applications*. Geological Survey of Finland, Special Paper 39, 197 pp.
- Huang, H. and D.C. Fraser, 2003. Inversion of helicopter electromagnetic data to a magnetic conductive layered earth. *Geophysics*, **68**, 1211-1223.
- Pirttijärvi, M., 1995. TRANSAEM. Fortran-77 program to transform AEM data of GTK into apparent conductivity and depth. *Geological Survey of Finland, report Q17.9/95/1* (in Finnish).

Geofysiikan termit Tieteen termipankkiin

K. Pitkänen-Heikkilä¹ ja T.V. Laitinen²

¹ Suomen kielen, suomalais-ugrilaisten ja pohjoismaisten kielten ja kirjallisuuksien laitos,
Helsingin yliopisto, kaarina.pitkanen@helsinki.fi

² Ilmatieteen laitos

Abstract

The Bank of Finnish Terminology in Arts and Sciences (BFT) is a multidisciplinary project which aims to gather a permanent terminological database for all fields of research in Finland. It is based on a MediaWiki platform, which offers a collaborative environment. A term record in BFT can include several synonymous terms, a concise definition, longer explanations including figures, and corresponding terms in other languages. BFT is thus useful not only to scientists, but also to teachers, journalists and translators. The field of geophysics was added to BFT at the end of 2012.

1. JOHDANTO

Mitä tarkkaan ottaen tarkoittaa *magma*, *merivirta*, *mineraali* tai *magneettikehä*? Miten eroavat toisistaan *termosfääri* ja *ionosfääri*? Miten morfologia määritellään biologiassa, entäpä kielitieteessä? Mikä on nykytermi kompassisuunnan poikkeamalle karttapohjoisesta tai Maan säteilytaseen muutokselle? Muiden muassa tällaisiin kysymyksiin voi etsiä vastausta Tieteen kansallisesta termipankista.

Tieteen kansallinen termipankki on monitieteinen hanke, joka rakentaa kaikkien Suomessa harjoitettavien tieteenalojen yhteisen, avoimen termitietokannan tiedeyhteisön ja kaikkien kansalaisten käyttöön. Termipankin aineistot koostetaan talkooperiaatteella, joten eri alojen asiantuntijat voivat jatkuvasti päivittää alansa ajantasaista termistöä, mikä on elävän ja kehittyvän tieteen kielen perusedellytys.

Tieteen termipankki on MediaWiki-alusta internetissä. Tieteenalojen asiantuntijat tuottavat sille erikoisalansa terminologista tietoa, jota voidaan muokata edelleen alustalla käydyn keskustelun pohjalta. Tieto on avoimesti kaikkien saatavilla, ja myös käyttäjillä on mahdollisuus osallistua keskusteluun. Näin toteutuu talkoistamisen periaate. Kun eri alojen termit kootaan yhteen termipankkiin, myös eri tieteenaloilla käytettyjen läheisten käsitteiden välinen vertailu tulee mahdolliseksi. Samalla alusta tarjoaa mahdollisuuden laajalle tieteidenväliselle keskustelulle. Käännösvastineiden esittäminen houkuttelee käsitteistä keskusteluun myös kielirajojen yli.

Termipankkihanke käynnistyi vuonna 2011 kasvitieteen, kielitieteen ja oikeustieteen pilottihankkeilla. Keskittymällä aluksi kolmeen erilaiseen tieteenalaan on luotu puitteita eri alojen

itsenäiselle työskentelylle ja saatu samalla kokemusta eri alojen terminologisista tarpeista. Piloteilla on omat asiantuntijaryhmänsä, jotka on koottu muun muassa tieteellisten seurojen piiristä. Tällä hetkellä piloteilla on jo runsas 10 000 käsitesivua termipankissa. Kun kokemusta on kertynyt, mukaan on alettu ottaa myös uusia aloja, joista viimeisimmät ovat eläinlääketiede ja arkeologia. Geofysiikan aihealue perustettiin joulun alla 2012 Tiera Laitisen ja Geofysiikan seuran aloitteesta.

Vierailujen määrä Tieteen termipankin sivustolla on kasvanut tasaisesti. Esimerkiksi marraskuussa 2012 sivustolla oli runsas 4 200 yksilöityä vierailijaa, joista noin 1 300 oli säännöllisiä käyttäjiä. Maaliskuussa 2013 vierailijoita oli jo lähes 7 900 ja säännöllisten käyttäjien määrä oli noussut kahteenkymmeneen. Viime viikkoina yksilöityjä käyttäjiä on ollut arkipäivisin noin 350, viikottain 1700–2100.

Hanketta koordinoidaan Helsingin yliopiston Suomen kielen, suomalais-ugrilaisten ja pohjoismaisten kielten ja kirjallisuuksien laitoksessa, ja sitä johtaa professori Tiina Onikki-Rantajääskö. Kokopäiväisessä työssä hankkeessa ovat tutkijatohtori Kaarina Pitkänen-Heikkilä ja koordinaattori Antti Kanner. Lisäksi hankkeessa työskentelee tutkimusavustajia. Hankkeen käynnistäjä, emeritaprofessori Lea Laitinen koordinoi kielitieteen pilottia. Hanketta rahoittavat Suomen akatemiat ja Helsingin yliopisto.

2. TERMINOLOGINEN TIETO KAIKKIEN SAATAVILLE

Tieteen termipankki palvelee tutkimuksen ohella opettamista ja tieteen yleistajuistamista. Termityön tuloksista hyötyvät tutkijoiden lisäksi opettajat, toimittajat ja kääntäjät sekä kaikki tieteestä kiinnostuneet.

Termipankin käsitesivuilla voidaan esittää yhdestä käsitteestä monenlaista tietoa (ks. kuvat 1–2). Sivulla on tilaa esittää suomenkielisiä synonyymisiä nimityksiä ja vieraskielisiä vastineita rajattomasti. Mahdollista on myös osoittaa jotkin nimitykset suositeltaviksi, vältettäväiksi tai vanhentuneiksi. Määritelmistä pyritään tekemään lyhyet ja ytimekkäät; selitekentässä taas on mahdollista avata käsitteen sisältöä laajemmin vaikkapa esimerkein. Sivuille voi lisätä linkkejä sekä termipankin muihin sivuihin että muille Internet-sivustoille. Lähikäsitteille varatussa kentässä voi antaa tietoa myös käsitteiden välisistä suhteista. Sivulla on tilaa myös havainnollistaville kuville ja kaavioille.

3. TIETEELLINEN TERMINMUODOSTUS

Monilla tieteenaloilla uutta käsitteistöä tulee runsaasti englanninkielisen tutkimuksen kautta, jolloin suomenkieliset termit puuttuvat aluksi. Termipankki kannustaa rinnakkaiskielisyyteen - on mahdollista perustaa käsitesivuja pelkästään englanninkielisin nimityksin. Suomenkielisistä termeistä voi tehdä ehdotuksia ja niistä voi aloittaa keskustelun. Uusia termejä voidaan joutua tekemään myös silloin, kun uudet tutkimustulokset osoittavat vanhan termin harhaanjohtavaksi (esim. biologiassa *sinilevä* → *syanobakteeri*). Termipankki auttaa myös uusien termien vakiinnuttamisessa ja tunnetuksi tekemisessä.

Tiedesanan kehittelyyn on monenlaisia keinoja. Monille aloille, myös geofysiikkaan, on va-

hede | hedelehti

hede

hedelehti

Määritelmä [kukan](#) koiraspuolinen lisääntymislehti

Selite Heteen osat ovat [palho](#) ja [ponsi](#), jonka sisään [siitepöly](#) syntyy. Vrt. [hetiö](#).

Vieraskieliset vastineet

stamen	englanti (pl. stamina, stamens)
sáðberi	faäri
frævill	islanti
stamen	latina
pollenbærer	norja
ståndare	ruotsi
støvdrager	tanska
støvbærer	tanska
støvblad	tanska

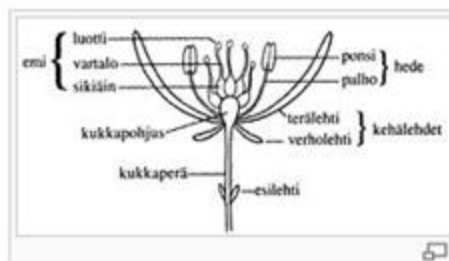
Lähikäsitteet

- [emi](#) (vieruskäsite)
- [kukkalehti](#) (yläkäsite)
- [palho](#) (osakäsite)
- [ponsi](#) (osakäsite)

Käytetyt lähteet

FN2004, RK1998, SLT2006

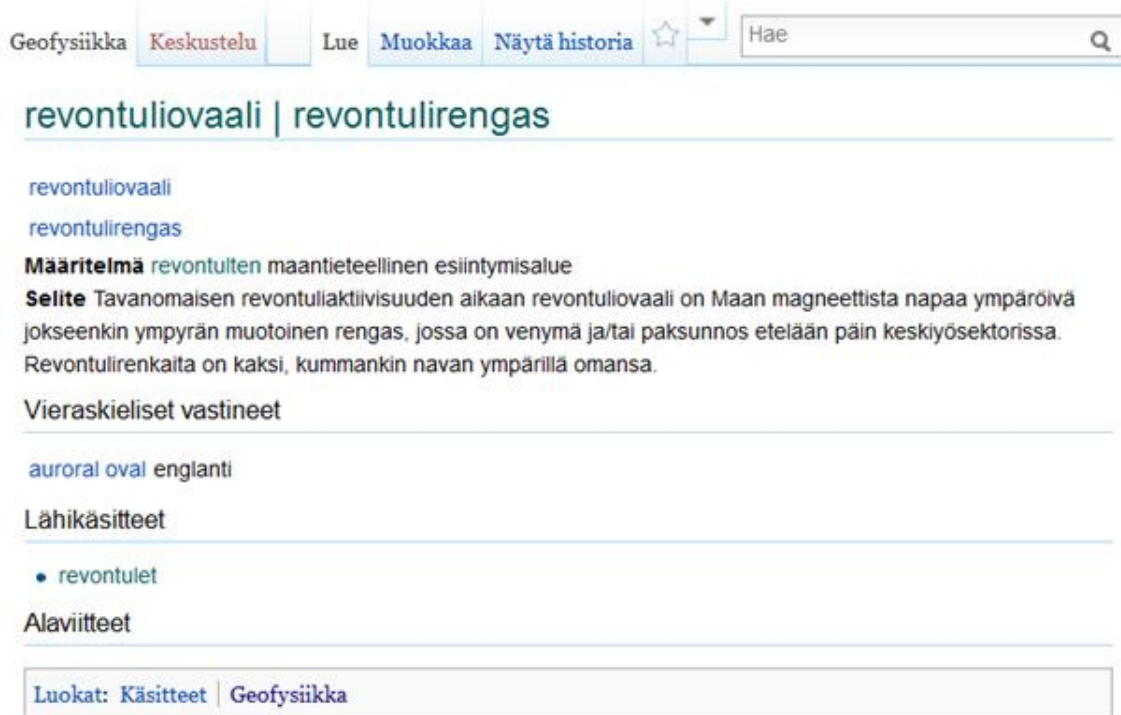
Alaviitteet



Luokat: [Käsitteet](#) | [Kasvitiede](#) | [Kasvimorfologia](#) | [Kukkaan liittyvät käsitteet](#)

Kuva 1: Kasvimorfologian termi *hede* Tieteen termipankissa.

kiintunut termeiksi runsaasti vierassanoja (*plasma*, *troposfääri*). Myös omakielisen termin rinnalla esiintyy usein synonyyminen vierassana (*eranto*, *deklinaatio*). On tietysti ilahduttavaa, jos asiantuntijat keksivät uusille käsitteille aidosti suomalaisia nimityksiä, mutta aina se ei onnistu eikä se ole edes työn ensisijainen päämäärä. Vieraat termit voi monesti kääntää osa osalta suomeksi (*solar wind* → *aurinkotuuli*); viimeinen keino on mukauttaa lainasanat suomeen tai omaksua ne sellaisenaan.



Kuva 2: Geofysiikan termi *revontuliovaali* Tieteen termipankissa.

4. KESKUSTELU TERMEISTÄ JA KÄSITTEISTÄ

Termipankki tarjoaa välineen asiantuntijoiden keskustelulle. Wikin keskusteluvälilehdellä voidaan vaikkapa neuvotella suositeltavista nimityksistä, käsitteen sisällöstä ja määritelmän muotoilusta. Viimeistään siinä vaiheessa, kun asiantuntijaryhmät ovat laajoja, keskustelu varmasti nostaa esiin myös kiistanalaisia käsitteitä. Tieteen termipankki tarjoaa eri suunnille ja koulukunnille mahdollisuuden tuoda näkemyksensä esiin esimerkiksi vaihtoehtoisten määritelmien muodossa. Keskustelu- ja käsitesivujen muokkaushistoria tallentuu wikiin, mikä tekee asiantuntijatyötä näkyväksi. Näin tallentuu myös oppihistoriaa.

Sekä asiantuntijat että muut käyttäjät toimivat termipankissa omalla nimellään. Myös työryhmätunnuksia voi tarvittaessa ottaa käyttöön. Kuka hyvänsä voi rekisteröityä Tieteen termipankin internetsivuilla (www.tieteentermipankki.fi) käyttäjäksi ja osallistua keskusteluun termeistä ja käsitteistä. Keskustelusivujen kautta voi antaa myös palautetta tietokannan toimivuudesta ja tehdä mahdollisia parannusehdotuksia.

Tervetuloa mukaan termitalkoisiin, sekä asiantuntijaksi että keskustelijaksi!

LÄHTEET

Tieteen termipankki sijaitsee osoitteessa: www.tieteentermipankki.fi. Ks. myös Tieteen termipankin blogi: <http://blogs.helsinki.fi/tieteentermipankki/>.

Paikallisen hydrologian vaikutus painovoimahavaintoihin Metsähovissa

A. Raja-Halli¹, H. Virtanen¹, T. Hokkanen², J. Mäkinen¹ ja R. Mäkinen²

¹ Finnish Geodetic Institute, arttu.raja-halli@fgi.fi

² School of Engineering, Aalto University

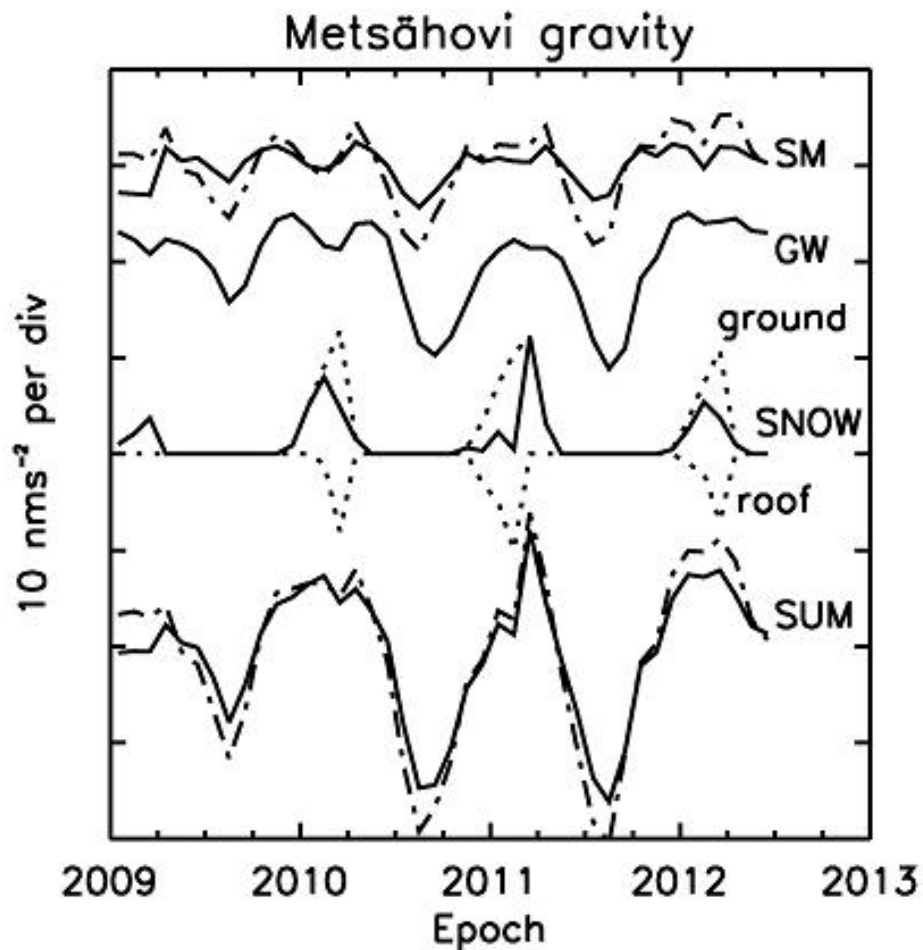
Abstract

Variations on the hydrology have a strong gravity effect on high sensitivity gravimeters. On a global scale the effect on gravity because of variations on the hydrology is due to deformation of the Earth and locally it is mainly due to direct attraction by the water. After correcting the superconducting gravimeter time-series for known time-varying effects such as tides and atmospheric mass redistributions the local hydrology contributes approximately half of the remaining variance on the gravity signal. We have constructed a preliminary 3D-model for calculating the gravity influence of the local water storage on the observations of the superconducting gravimeter (SG) T020 in Metsähovi, Finland. The following hydrological components are accounted for: (1) soil moisture and groundwater in sediments, (2) groundwater in the fractures of the crystalline bedrock, (3) snow on the ground, and (4) snow on the laboratory roof. We compare the SG residuals with the variation in gravity predicted from the local model and two models of continental water storage. The general patterns are similar but there are differences in amplitude and phase.

1. JOHDANTO

Suprajohtava gravimetri (SG) mittaa painovoiman ajallisia muutoksia äärimmäisen suurella tarkkuudella. Aika-alueella erotuskyky on 50-100 nGal ja taajuusalueella voidaan havaita signaaleja joiden voimakkuus on vain 1 nGal ($1 \text{ nGal} = 10^{-11} \text{ ms}^{-2}$). Geodeettisen laitoksen SG T020 on havainnut painovoiman muutoksia Metsähovissa lähes keskeytyksettä elokuusta 1994 lähtien. Kun aikasarjasta on korjattu tunnetut painovoimavaihtelut: kiinteän maan ja merten vuoksi, navan liike, ilmamassojen liikkeiden vaikutus, Itämeren epäsäännölliset muutokset sekä laitteen käynti, jää jäljelle n. 8 μGal :n vuotuista vaihtelua. Tämän vaihtelun aiheuttaa pääosin maassa olevan veden massan muutokset ja liikkeet. Globaalisti nämä muutokset vaikuttavat painovoimaan maan deformaation kautta, maan painuessa massan vaikutuksesta. Paikallinen hydrologia vaikuttaa Newtonin vetovoimalakien mukaisesti omalla vetovoimallaan. Metsähovin paikallista hydrologiaa ja sen painovoimavaikutusta ovat tutkineet mm. Virtanen et al. (2006) ja Hokkanen et al. (2006, 2007).

Hydrologian vaikutus on tärkeä tuntea globaaleja maavesimalleja vertailtaessa ja painovoimasaateliittien havaintoja tutkittaessa. Myös mm. vuoksien tarkemmassa tutkimuksessa sekä maanjäristysten aiheuttamia Maan vapaita värähtelyitä tutkittaessa on tärkeää puhdistaa painovoimahavainnoista muiden tekijöiden aiheuttamat efektit (mm. Crossley, 2012; Abe et al. 2012).



Kuva 1: Eri komponenttien painovoimavaikutus mallilla laskettuna. Ylimpänä: SM = maan-kosteus, katkoviivalla yksinkertaisempi malli jossa ainoastaan osaa kosteusantureista käytetty. Toisena ylhäältä: GW = pohjavesi. Keskellä: Lumen vaikutus sekä maassa, että katolla ja näiden yhteisvaikutus. Alhaalla: Kaikkien tekijöiden summa.

2. MITTAUKSET JA MALLINNUS

Metsähovissa paikallista hydrologiaa on tutkittu useiden ympäristösensorien avulla. Peruskalliossa olevan pohjaveden, sekä sen päällä olevassa saturoituneessa savi- ja moreenikerroksessa olevan veden korkeutta mitataan 12:sta painesensorilla, jotka rekisteröivät painemuutoksia, jotka vastaavat n. 0.3mm vedenpinnan muutosta. Pintamaan kosteutta mitataan yhteensä 50 sensorilla (kapasitiivisia ja ”Time Domain Reflectometry” –antureita). Metsähovissa myös lumi aiheuttaa talvisin jopa 2 μGal :n painovoimaefektin (Virtanen, 2000). Lumen vesi-arvoa mitataan talven aikana maastosta ja laboratorion katolta lumivaa’an avulla.

Hydrologisten havaintojen ja maaperänäytteiden perusteella olemme rakentaneet mallin paikallisen hydrologian painovoimavaikutuksen laskemiseksi. Vertaamme laskettua painovoimavaikutusta SG:n havaintoihin sekä globaaliin maavesimalliin, ks. kuva 2.

Mallissa on laskettu painovoimaefekti 200 m $\times$ 200m alueella SG:n sensorin ympärillä. Lumen ja kallion päällä olevissa maakerroksissa veden aiheuttama painovoimaefekti on laskettu 1m $\times$ 1m $\times$ 0.1m:n särmiöissä SG:n sensorin suhteen (Nagy, 1966). Kalliossa olevan pohjaveden vaikutus on laskettu Bouguer-laattana, jolloin 1 m pohjavettä vastaa n. 0.84 μGal :n painovoimaefektiä. Kuvassa 1 on esitettyä mallilla lasketut painovoimaefektit eri maavesikomponenteille.

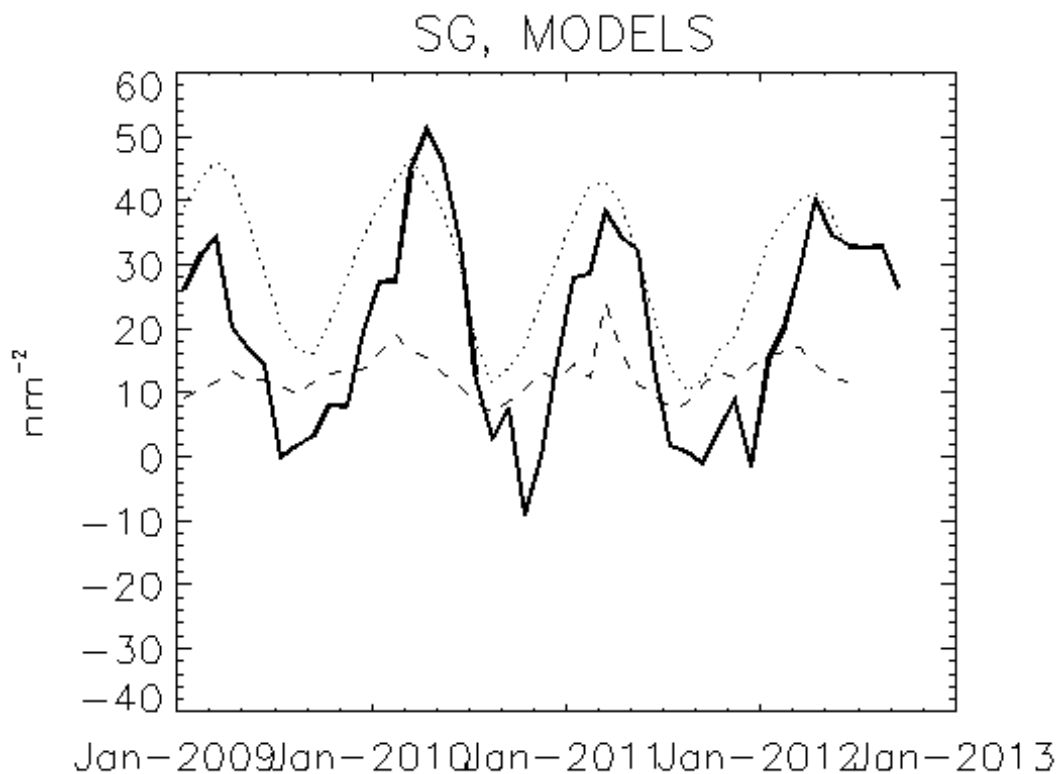
Paikallisen hydrologian lisäksi käytimme globaalia maavesimallia GLDAS (Global Land Data Assimilation System, Rodell et al. 2004) laskettaessa hydrologian vaikutusta 1km:n etäisyydeltä etäämmäs.

3. JOHTOPÄÄTÖKSET

Laskettu malli seuraa hyvin SG:n havaitsemaa vuodenaikaisvaihtelua, ks. kuva 2. Korjattaessa SG:n havainnot paikallisella mallilla paranee residuaali 1.5 μGal :sta 1.2 μGal :iin (RMS). Käytettäessä lisäksi globaalia mallia joka ottaa huomioon myös maan deformaation vaikutuksen, paranee residuaali n. 1.0 μGal :iin (RMS). Vaikka mallit antavat visuaalisesti hyvän tuloksen, mallit ja SG:n signaali ovat hieman eri vaiheessa ja täten näiden välille jää suhteellisen suuri ero. Parantaaksemme mallia on otettava huomioon ilmakehän sekä Itämeren vaikutukset entistä paremmin. Nyt niiden vaikutus on korjattu vain yksinkertaisella vakiolla. Malli on myös laajennettava alueelle 200m-1km joka jää nyt paikallisen ja globaalin mallin väliin.

LÄHTEET

- Abe, M. et al., 2012. A comparison of GRACE-derived temporal gravity variations with observations of six European superconducting gravimeters. *Geophys. J. Int.*, **191**, 545-556.
- Crossley, D. et al., 2012. A comparison of the gravity field over Central Europe from superconducting gravimeters, GRACE and global hydrological models, using EOF analysis. *Geophys. J. Int.*, **189**, 877-897.
- Hokkanen, T. et al., 2006. Hydrogeological effects on superconducting gravimeter measurements at Metsähovi, Finland. *J. Env. Eng. Geophys.*, **11**, 261-267.



Kuva 2: Metsähovin SG:n painovoimarekisteröinti paksulla yhtenäisellä viivalla, pilkullinen viiva on GLDAS globaalimalli ja katkoviiva on nyt laskettu paikallinen malli.

- Hokkanen, T. et al., 2007. Effects of the fracture water of bedrock on superconducting gravimeter data. *Near Surface Geophysics*, **5**, 145-151.
- Nagy, D. 1966. The gravitational attraction of a right rectangular prism. *Geophysics*, **31**, 361-371.
- Rodell, M. et al., 2004. The Global Land Data Assimilation System. *Bull. Am. Met. Soc.*, **85**, 381-394.
- Virtanen, H., 2000. On the observed hydrological environmental effects on gravity at the Metsähovi station, Finland. *Cahiers du Centre Europeen de Geodynamique et de Seismologie*, **17**, 169-175.
- Virtanen, H. et al., 2006. Comparison of superconducting gravimeter observations with hydrological models of various spatial extent. *Bull. Inf. Marees Terrestres*, **142**, 11361-11368.

Lumiolosuhteet Suomen poronhoitoalueella – vaikutukset poronhoitoon viidessä erilaisessa paliskunnassa

S. Rasmus¹ ja H. Siitari¹

¹ Bio- ja ympäristötieteiden laitos, Jyväskylän yliopisto, sirpa.rasmus@jyu.fi

Abstract

Snow affects foraging conditions of reindeer e.g. by increasing the energy expenditures for moving and digging work or, in contrast, by making access of arboreal lichen easier. In a research project “Snow conditions and reindeer winter mortality and calf production – snow related changes in a changing climate, and scenarios and adaptation potentials of reindeer herding” we combine meteorological observations, reindeer herders’ experiences and snow structure simulations by a model SNOWPACK to study the relevance of snow properties on reindeer herding.

1. JOHDANTO

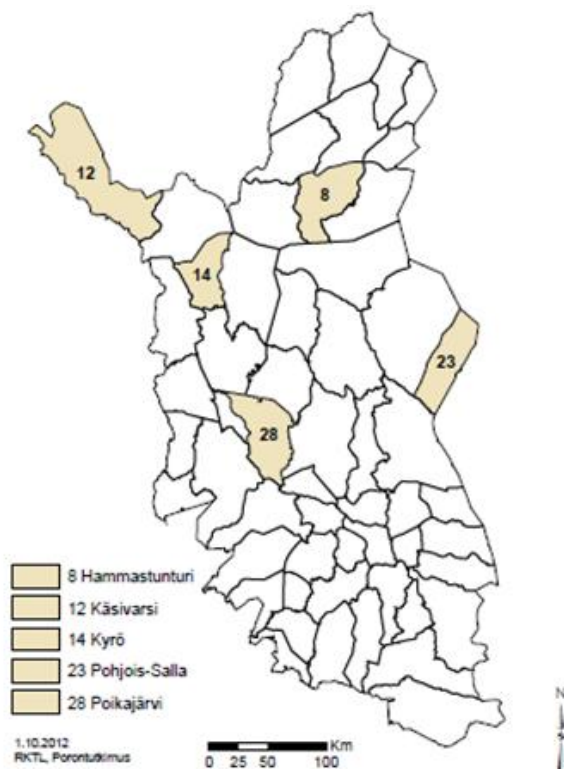
Poron selviytyminen talvesta riippuu talviravinnon määrästä, laadusta ja saavutettavuudesta – luonnonlaitumiin pohjautuvassa poronhoidossa viime kädessä sopivien laidunten määrästä ja käytettävyydestä. Suomessa poron talvilaitumet ovat lumen peitossa jopa seitsemän kuukautta vuodesta. Vaikka poro on sopeutunut lumeen, ongelmia saattaa kuitenkin tulla syvälumisina talvina tai kun lumi sulaa harvinaisen myöhään. Lumen rakenne vaikuttaa kaivuolosuhteisiin: kova lumi, jäiset kerrokset ja etenkin maajää vaikeuttavat jäkälän kaivamista hangen alta. Toisaalta lumen kovettuminen kevättalvella helpottaa metsäalueilla lupon saantia. (mm. Helle, 1984). Joskus lumen sataminen sulaan maahan suosii homeiden kasvua maan rajassa (Kumpula et al. 2000). Lumiolosuhteet voivat hyödyttää joko poroa tai petoa saalistustilanteissa. Lumen määrä ja laatu vaikuttavat myös porojen paimennettavuuteen ja päätöksentekoon poronhoidossa – milloin, missä ja kuinka paljon talvista lisäravintoa annetaan. Maastossa työtään tekevä poronhoitaja havainnoi tarkasti muutokset lumen määrässä sekä rakenteessa ja tietää niiden vaikutukset poroihin. Kokemuseräisen tiedon rinnalla on joukko tutkimuksia, joiden mukaan vaikeat lumiolot lisäävät poron tai karibun talvikuolettaisuutta ja laskevat vasaprocenttia ja syntyvien vasojen painoa (mm. Kojola ja Helle, 2008). Lumen laatua suoranaisesti on käsitelty harvoissa tutkimuksissa – ja ilman paikan päällä tehtäviä havaintoja arviot lumen rakenteesta onkin pohjattava pelkkiin säähavaintoihin.

2. MUUTTUVAT LUMI- JA KAIVUOLOSUHTEET

Maapallon keskilämpötilan on ennustettu nousevan 1.4 -6.4 °C vuoden 2100 loppuun mennessä. Lämpenemisen ennustetaan olevan voimakkainta talvisin pohjoisilla maa-alueilla. Sadannan, tuulisuuden ja pilvisyyden oletetaan lisääntyvän. Lumen määrä, vuosittainen lumipeitteen

kesto ja lumen laatu tulevat nekin todennäköisesti muuttumaan. Jääkerrosten muodostuminen hankeen talvenaikaisen sula- tai sadeveden jäätyminen vuoksi tulee todennäköisemmäksi. Vuosien välinen merkittävä vaihtelu lumiolosuhteissa säilyy lämpimämmässäkin ilmastossa. (mm. IPCC, 2007)

Hankkeemme "Lumiolosuhteiden vaikutus porojen talvikuolleisuuteen ja vasatuotantoon – lumi- ja kaivuolosuhteet sekä poronhoidon sopeutusskenaariot muuttuvassa ilmastossa" on käynnissä vuosina 2013-2014. Tavoitteenamme on tuottaa pitkiä aikasarjoja lumen määrän ja ominaisuuksien vaihtelusta erilaisissa paliskunnissa (sekä vuosien välisestä että paikallisesta), rakentaa ennusteet lumiolojen muutoksista tutkimuspaliskuntien alueilla vuoteen 2100 mennessä sekä esittää aikaisemmin koettujen lumiolosuhteiden ja käytettyjen poronhoitomenetelmien perusteella poronhoidon sopeutusskenaarioita odotettavissa oleviin muutoksiin. Tutkimuspaliskuntamme ovat Hammastunturi, Kyrö, Käsivarsi, Pohjois-Salla sekä Poikajärvi (Kuva 1) ja ne eroavat toisistaan niin luonnonolojen kuin poronhoitomenetelmienkin perusteella. Aineistonamme toimivat Ilmatieteen laitoksen havainnot talvien sää- ja lumioloista kuluneiden 30 - 50 vuoden ajalta, tutkimuspaliskuntien toimintakertomukset ja poroluvut vuosilta 1968-2012 sekä porosäntien haastattelut. Lisäksi Sveitsissä kehitetyn ja eri puolilla maailmaa käytetyn lumen rakenteen SNOWPACK-mallin (Bartelt ja Lehning, 2002) avulla arvioidaan lumen rakennetta niin kuluneiden 30 - 50 talven aikana kuin lämpimämmässä ilmastossakin.

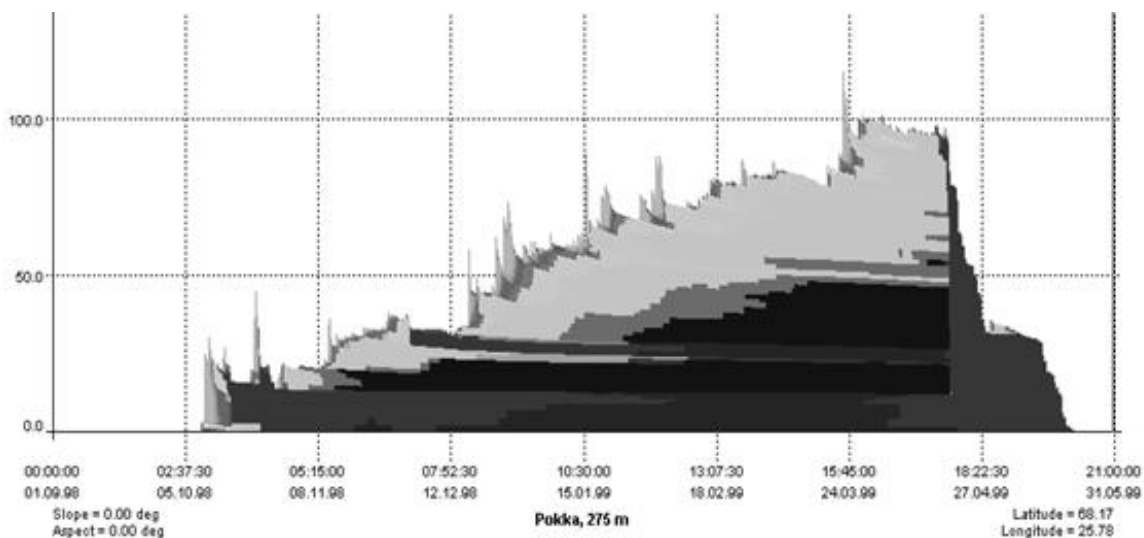


Kuva 1: Suomen poronhoitoalue ja tutkimuspaliskuntien sijainti.

3. LUMIOLOSUHTEIDEN VAIKUTUS PORONHOITOON

Tutkimuspaliskuntien edustajia on haastateltu lokakuun 2012 ja helmikuun 2013 välisenä aikana liittyen kokemukseräiseen tietoon lumioloista, niiden vaihtelusta ja niihin reagoinnista. Keskusteluissa on käynyt ilmi muun muassa että:

- Lumiolosuhteet ovat edelleen merkittävä tekijä poronhoidolle.
- Erityisen vaikeina pidetään syvälumisia talvia tai talvia kun syksyn sääolot vaihtelevat ja tämän takia laitumet menevät jäähän ja mahdollisesti vielä homehtuvat.
- Vaikeita ovat myös lumen myöhäiset sulamiset, paksut jääkerrokset lumipeitteessä tai



Kuva 2: SNOWPACK-mallin simulaatiotulos talven 1998/1999 lumen rakenteesta. Vaaleat sävyt merkitsevät tuoretta lunta, musta heikosti sidostunutta kuuramaista lunta ja harmaat sävyt lähellä lumipeitteen pohjaa sekä sulamisaikana märkää tai jäistä lunta.

ohuet kantavat kerrokset, jotka pettävät poron alla saalistustilanteessa.

- Yleisesti sevä-tilanteet eli kantavat hanget etenkin kevätpuolella talvea ovat eduksi, mikäli poroille on tarjolla luppolaitumia.
- Porot kykenevät hakeutumaan alueille, joilla ravinnon saanti on mahdollista vaikka yleisesti lumiolot olisivat hankalatkin, mikäli riittävän erilaisia paikkoja löytyy.
- Talvi 1996/1997 (huono pohja, erittäin paljon lunta) nähtiin rajapyykkinä talvisen lisäravinnon antamisen suhteen.
- 70- ja 90-lukujen olot olivat huonommat kuin 80-luvun; 2000-luvulle tultaessa on koettu sekä ohutlumisia talvia että syksyn olosuhteiden puolesta vaikeita talvia.
- Ilmastonmuutos koettiin useissa paliskunnissa asiaksi, joka on huomioitava poronhoidossa.

4. LUMEN RAKENTEN ARVIOITA SNOWPACK-MALLILLA

SNOWPACK-mallilla on tehty testiajoja Kyrön paliskunnan talvilaidunalueita vastaavalla sääaineistolla. Esimerkeiksi valittiin talvet 1998/1999 (talvilaitumet jäässä), 2009/2010 (kohtalainen talvi, helmikuun lopulta kantavat sevä-kelit, nopea lumen sulaminen) ja 2011/2012 (helmikuusta monta viikkoa ahmoja suosivat olot eli ohut kantava kerros joka ei kuitenkaan kannaa poroa saalistustilanteessa; pitkä, luminen kevät). Lumen kertyminen ja sulaminen poikkesivat suotuisena talvena 2009/2010 muista esimerkeistä, mutta myös rakenteessa nähtiin suuria eroja. Suurin osa lumipeitteestä oli huokoista kuuramaista lunta ja kantava hanki muodostui mallin mukaan maaliskuun lopulla. Talven 1998/1999 (Kuva 2) maajääkerros oli huomattavan paksu, ja sen pehmenemistä näkyi simulaatiossa vasta tammi-helmikuussa. Talven 2011/2012 simulaatiossa näkyi maaliskuussa lumen pintaan muodostuva ohut jäisen, tuoreen lumen kerros. Tämä kerros hautautui pehmeämmän lumen alle ja oli näkyvissä noin kuukauden ajan. Muina

esimerkkivuosina tällaista kerrosta ei nähty.

5. LOPUKSI

Työ mallinnuksen, säähavaintoaineiston ja kokemusperäisen aineiston parissa jatkuu. Lumi-mallinnuksessa tullaan keskittymään tilanteisiin, jolloin lunta on poikkeuksellisen paljon tai sulaminen on poikkeuksellisen myöhäistä, samoin kuin epävakaan syksyn aikana muodostuviin jääkerroksiin lähelle maan pintaa ja mahdollisiin homeita suosiviin olosuhteisiin. Lumi- ja kaivuolujen tulevaisuuden muutoksia arvioidaan kokoamalla eri tutkimuspaliskuntien alueita edustavat ENSEMBLES –projektin tuottamat ilmastonmuutosennusteet vuosille 2071-2100 (Van der Linden ja Mitchell, 2009). Näitä käytetään SNOWPACK-mallin lähtötietoina ennustettaessa lumen rakenteen muuttumista tulevaisuudessa.

KIITOKSET

Aineistoa tutkimukseemme olemme saaneet Ilmatieteen laitokselta, Riista- ja kalatalouden tutkimuslaitokselta sekä Paliskuntain yhdistykseltä. SLF Sveitsistä on tarjonnut tukeaan SNOWPACK-mallin käytössä. Lämpimimmät kiitokset hankkeen ohjausryhmän jäsenille sekä tutkimuspaliskuntien poroisännille neuvoista ja ohjauksesta. Hanke on saanut rahoitusta Maa- ja metsätalousministeriön Makera-tutkimusmäärärahoista.

LÄHTEET

- Bartelt, P. ja M. Lehning, 2002. A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning: Part I. Numerical model. *Cold Reg. Sci. Technol.*, **35**, 123-145.
- Helle, T., 1984. Foraging behaviour of semi-domesticated reindeer in relation to snow in Finnish Lapland. *Rep. Kevo Subarctic Res. Stat.*, **19**, 35-47.
- IPCC, 2007. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment. Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. *Cambridge University Press*.
- Kojola, I. ja T. Helle, 2008. Demographics in an alpine reindeer herd: effects of density and winter weather. *Ecography*, **31**, 221-230.
- Kumpula, J., P. Parikka ja M. Nieminen, 2000. Occurrence of certain microfungi on reindeer pastures in northern Finland during winter 1996–97. *Rangifer*, **20**, 3–8.
- Van der Linden, P. ja J.F.B. Mitchell (toim.), 2009. ENSEMBLES: Climate Change and its Impacts: Summary of Research and Results from the ENSEMBLES Project. *Met. Office Hadley Center, Exeter*.

Maan rakenteen ja geodynamiikan kallistushavaintoja kolmannen sukupolven interferometrisella pitkällä vesivaa’alla Lohjan Tytyrissä

H.E. Ruotsalainen¹

¹ Geodeettinen laitos, hannu.ruotsalainen@fgi.fi

Abstract

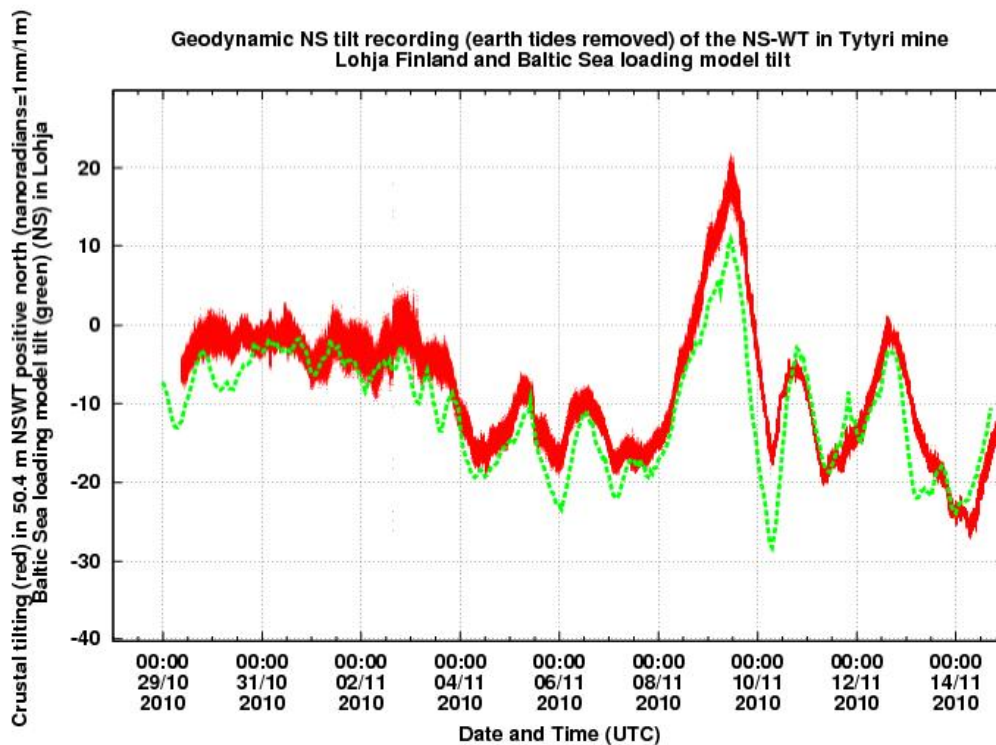
The third generation long water level tilt meter of the Finnish Geodetic Institute has been recording in north-south orientation geodynamical tilt signals in Tytyri mine, Lohja, southern Finland since 2008. Short reviews on recorded earth tide tilt, ocean loading tide tilt, Baltic Sea loading tilt and seiche-oscillations in this loading tilt and, atmospheric loading tilt are given. Spheroidal and toroidal modes in free oscillation spectra were identified after Chile (27.2.2010) and Japan (11.03.2011) earthquakes.

1. JOHDANTO

Geodeettisessa laitoksessa kehitetyllä kolmannen sukupolven Michelson-Gale -tyypin interferometrisella vesivaa’alla (Ruotsalainen, 2001, 2005) on havaittu pohjois-etelä suunnassa Lohjan Tytyrin kaivoksessa sijaitsevalla tutkimusasemalla a) kiinteän maan vuorovesi-ilmiötä (lyhyesti vuoksea), b) valtamerten vuoksi-ilmiön aiheuttamien valtamerimassojen liikkeiden maan rakenteeseen aiheuttamaa kuormitussignaalia c) Itämeren pääasiassa ei-vuoksesta (pieni vuoksisignaali esiintyy myös, Witting, 1911) johtuvaa kuormituskallistussignaalia sekä tässä signaalissa esiintyvää Itämeren altaan rakenteen meren aiheuttaman vaimenevan ominaisheilahtelun (seiche-ilmiö) kuormitusoskillaatiota Lohjalla. d) ilmapaine kentän aiheuttamaa kuormituskallistussignaalia kallioperässä Lohjalla. e) mikroseismi-ilmiötä, jonka alkuperä on pääasiassa Pohjois-Atlantin yllä kulkevan ilmapaine kentän aiheuttaman merenkäynnin tuottamaa. f) Chilen (27.2.2012) ja Japanin (11.03.2011) maanjäristysten jälkeen rekisteröityjen maapallon vapaiden värähtelyjen sferoidaaliset ja toroidaaliset moodeja sekä maan pintaosan että sisärakenteen osalta (jälkimmäisiä moodeja ei voi havaita esim. suprajohdalla gravimetrilla ilmiön luonteen vuoksi), g) maan ytimen liiketilan aiheuttama resonanssisignaali astronomisesti määritetyn harmonisen vuoksi-potentiaalikehitelmän tiettyjen päiväaaltojen amplitudi- ja vaihetekijöissä.

2.INTERFEROMETRISEN VESIVAAKATUTKIMUKSEN TAUSTAA

Kiinteän maan vuoksikallistusdeformaation ensimmäiset arvot harmonisen vuoksi-potentiaalikehitelmän amplitudi- ja vaihetekijöille julkaistiin jo aiemmalla toisen sukupolven laiteversiolla (Kääriäinen, 1979), (Kääriäinen ja Ruotsalainen, 1989) sekä itä-länsi- että pohjois-etelä-suunnissa. Valtamerten kuormituskallistussignaali kallioperään Lohjalle ja Metsähoviin laskettiin jo vuosina

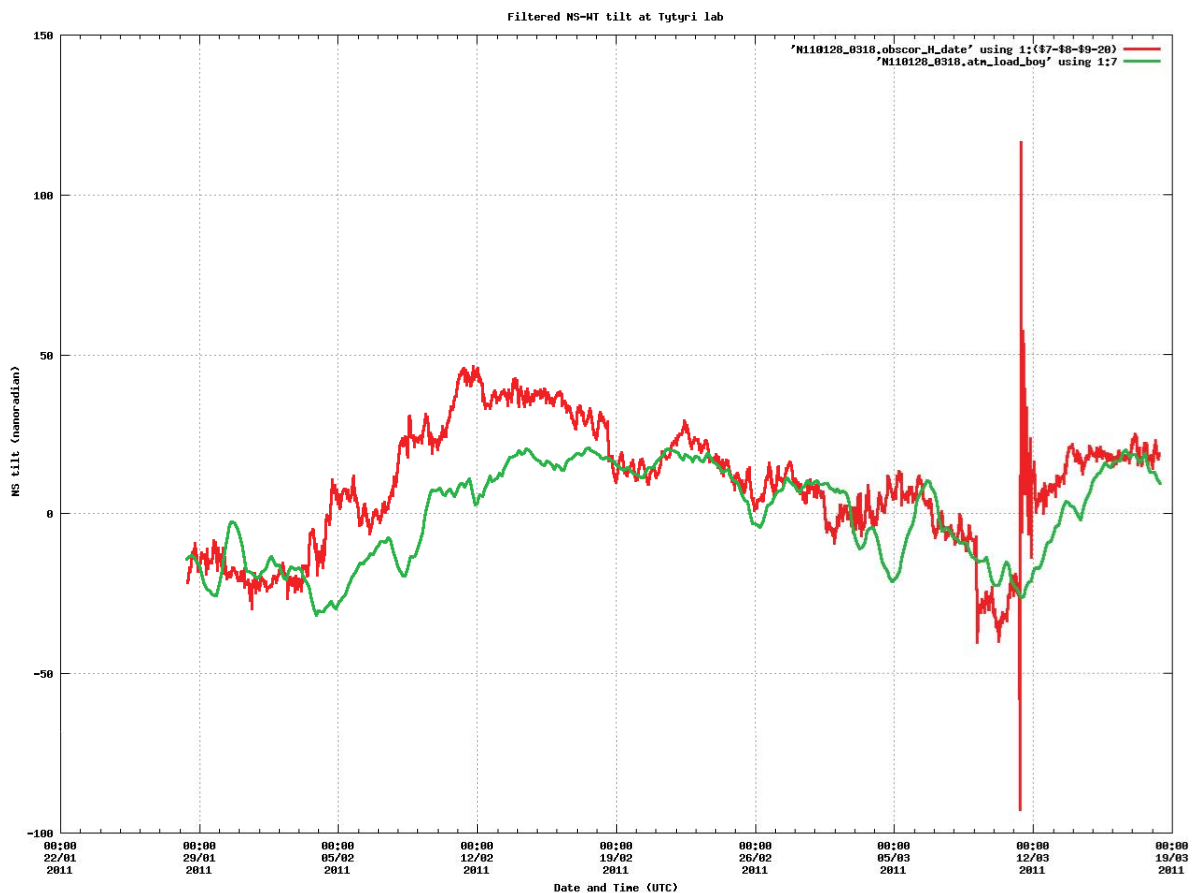


Kuva 1: Itämeren kuormituskallistusta NS-vesivaa'assa Lohjalla (yhtenäinen punainen) ja mallinnettu kuormitus (katkoviiva vihreä).

1986 -1991 tehtyjen samanaikaisten havaintojen analysoinnin yhteydessä (Weise, 1992). Tällöin oli saatavilla vain Schwiderskin (1980) hydrodynaaminen valtamerivuoksimalli ja kuormituslaskenta perustui siihen. Valtamerten pinnanliikkeiden satelliittikartoitusta on suoritettu esimerkiksi Topex-Poseidon satelliitilla (Ray, 1999) vuodesta 1994 alkaen. Myös muilla vastaavilla satelliiteilla suoritettuihin mittauksiin perustuvia valtamerikuormitusmalleja on olemassa jo useita (Agnew, 2012). Agnew:n (1997, 2012) valtamerikuormitusohjelmistolla NLOADF on laskettu eri kuormitusmalleja Lohjalle ja aiemmin saatua kuormituslaskua on verrattu uudempiin satelliittihavaintoihin pohjautuviin malleihin. Eroja mallien välillä esiintyy. Kohtien (c)-(g) tutkimusta on suoritettu viime vuosien aikana ja uusia tuloksia on saavutettu, joista esitellään nyt vain Itämeren ja ilmakehän kuormituslaskentaa.

3. ITÄMEREN KUORMITUSKALLISTUSSIGNAALI LOHJAN VESIVAAKAREKISTERÖINNEISSÄ

Vesivaa'an kallistushavainnot vahvistavat, että kuormitusilmiö esiintyy selvästi Itämeren rannikkoalueella ja laitteen huomattava erotuskyky pystyy selvästi havainnollistamaan esimerkiksi Itämeren seiche-ilmiön (Witting, 1911), (Lizisin, 1959), vaikka Lohjan tutkimusasema sijaitsee n. 30 km päässä Suomenlahden rantaviivasta.



Kuva 2: Ilmakehän kuormitusta NS-vesivaa'assa Lohjalla (punainen) ja mallinnettu kuormitus (katkoviiva vihreä).

Kuvassa 1. esitetään Lohjan pitkällä vesivaa'alla rekisteröityjä kuormituskallistushavaintoja loka-marraskuulta 2010. Raakahavaintoihin on mallinnettu ensin tunnetut poikkeamat (tunnistetut hyppyt ja katkokset) ja vuoksi- ja vuoksi-ilmaston vaikutus. Tämä kallistusresiduaali osoittaa varsin hyvin korrelaatiota Agnew:n (2012) NLOADF-ohjelmalla ja Itämeren massamallin (Nordman et al. 2013) avulla laskettuun Itämeren kuormituskallistusmalliin Lohjalle. Kuormitussignaaliin esiintyvä heilahtelu viittaa Suomenlahdella aika ajoin esiintyvään seiche-oscillaatioon, jota matemaattisesti ovat mallintaneet mm. Wübbler ja Krauss (1979).

4. ILMAKEHÄN KUORMITUS KALLISTUSMITTAUKSESSA LOHJALLA

Ilmakehän havaittiin kuormittavan kalliooperää Lohjalla jo toisen sukupolven laitteistolla kun kiinteän maan vuoksikallistussignaali oli mallinnettu pois. Residuaaleja verrattiin suoraan ilmanpainegradienttiin Lohjalla (Kääriäinen ja Ruotsalainen, 1989). Boy (Boy et al. 2009) laski käyttämällä globaaleja ilmakehämalleja aikasarjat ilmakehän aiheuttamalle kuormituskallistukselle Lohjalla vuosille 2008 – 2012. Kuvassa 2 esitetään vertailu interferometrisen vesivaa'an ja Boy laskeman ilmakehäkuormituskallistusmallin korrelaatiolle alkuvuonna 2011.

5. YHTEENVETO

Interferometrinen pitkä vesivaaka tarjoaa laajakaistaisena mittalaitteena mahdollisuuden tutkia maan rakennetta eri spektrialueilla kuoren dynaamisesta vasteesta erilaisiin kuormitustilanteisiin. Suurten maanjäristysten jälkeen esiintyvät matalataajuiset ominaisheilahtelut on havaittu selvästi interferometrisen vesivaa'an rekisteröinneissä Lohjalla.

KIITOKSET

Kiitokset Oy Nordkalk Ab:n Lohjan Tytyrin kaivoksen henkilökunnalle vuosikymmeniä kestäneestä yhteistyöstä Lohjan geodynaamisen tutkimusaseman ylläpidosta ja avusta tutkimustoiminnan suorittamisessa. Kiitokset Geodeettisen laitoksen A. Raja-Hallille, J. Kuokkaselle ja V. Saaraselle avustamisessa laitteiston virittämisessä toimintakuntoon sekä M. Nordmanille ja H. Virtaselle kuormituskallistuskannan suorittamisesta Lohjan geodynaamiselle tutkimusasemalle. Kiitokset myös J.P. Boylelle ilmakehän aiheuttaman kuormitusmallinnuksen laskennasta.

Skenaarioiden välinen vaihtelu vuodelle 2050 on 140 cm, alin skenaario arvio merenpinnan laskuvan noin 6 cm vuoden 1980 tasosta, kun taas ylin ennustaa 134 cm nousua vuoden 1980 tasoon verrattuna. Vuonna 2012 ero toteutuneen vedenkorkeuden ja suurimman ääriskenaarion välillä on jo 30 cm. Kuvasta 1 nähdään, että toteutunut vedenkorkeuden nousu on selvästi skenaarioiden mediaanin alapuolella.

LÄHTEET

- Agnew, D.C., 1997. NLOADF a program for computing ocean-tide loading. *J. Geophys. Res.*, **1002**, 5109-5110.
- Agnew, D.C., 2012. <http://escholarship.org/uc/item/954322pg>.
- Boy, J.-P., L. Longuevergne, F. Boudin, T. Jacob, F. Lyard, M. Llubes, N. Florsch ja M.-F. Esnault, 2009. Modelling atmospheric and induced non-tidal oceanic loading contributions to surface gravity and tilt measurements. *J. Geodyn.*, **48**, 182-188.
- Kääriäinen J. 1979. Observing the Earth Tides with a long water tube tilt meter. *Ann. Acad. Sci. Fenn. A VI Physica*, No 424.
- Kääriäinen J. and H. Ruotsalainen 1989. Tilt measurements in the underground laboratory Lohja2, Finland in 1977-1988. *Publ. Finn. Geod. Inst.*, No 110, Helsinki.
- Lisitzin E., 1959. Uninodal seiches in the oscillation system Baltic proper, Gulf of Finland. *Tellus*, **4**, 459-466.
- Ray, R.D. 1999. A global ocean tide model from TOPEX/POSEIDON altimetry: GOT99, NASA Tech. Mem. 209478, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD, USA.
- Ruotsalainen, H., 2000. Modernizing the Finnish long Water-Tube Tilt meter. *Journal of the Geodetic Society of Japan*, **47(1)**, 28-33.
- Ruotsalainen, H., 2005. A Fizeau type thin film interferometer for precise fluid level sensing in the long water tube tilt meter. *Abstracts of the VI Optics Days*, 14.-15.4.2005, Finn. Opt. Soc., Jyväskylä, Finland.

- Ruotsalainen H., 2005. Interferometrisesti rekisteröivän pitkän vesivaa'an kehitystyöstä ja sillä suoritetuista kallioperän liikkeiden tutkimuksesta. Teoksessa: A. Viljanen ja P. Mäntyniemi (toim.): *XXII Geofysiikan päivät*, s. 195-200.
- Ruotsalainen, H., 2008. Crustal loading signals in the recording of the long interferometric water tube tilt meter in Lohja geodynamic laboratory, Finland. *Abstr. Earth Tide Symp. 2008 (ETS2008)*, Jena, Germany.
- Ruotsalainen, H., 2008. Recording deformations of the Earth by using interferometric water tube tilt meter. *Lithosphere 2008 Symposium, Oulu, Finland, Extended Abstracts, Report S-53*, Institute of Seismology, Univ. of Helsinki.
- Schwiderski, E.W., 1980. On the global ocean tides. *Rev. Geophys.*, **18**, 243 – 268.
- Weise, A., 1992. Neigungmessungen in der Geodynamik - Ergebnisse von der 3-Komponentenstation Metsähovi. Doctoral thesis, Technical Univ. Clausthal, Germany, 80 pp.
- Wenzel, H.G., 1996. The nanogal software Earth Tide processing packet Eterna 3.3. *Bull. Inf. Marees Terr.*, **124**, 9425-9439.
- Witting, R., 1911. Tidvattnet i Östersjön och Finska viken. *Fennia*, **29(2)**.
- Wübbert, Ch. ja W. Krauss (1979) The two-dimensional seiches of the Baltic Sea. *Oceanologica Acta*, **2(4)**.

Preliminary magnetostratigraphy for Jurassic/Cretaceous transition in Porto da Calada, Portugal

J. Salminen¹, J. Dinis^{2,3} and O. Mateus^{4,5}

¹ Department of Physics, University of Helsinki, johanna.m.salminen@helsinki.fi

² Earth Science Dept., University of Coimbra, Coimbra, Portugal, jodinis@dct.uc.pt

³ IMAR-CMA, Marine and Environmental Research Centre, Coimbra, Portugal

⁴ CICEGe, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade Nova de Lisboa, Caparica, Portugal, omateus@fct.unl.pt

⁵ Museu da Lourinhã, 2530-157 Lourinhã, Portugal

Abstract

We will present a stratigraphic log supporting a preliminary magnetostratigraphy of Tithonian-Berriasian section in the Porto da Calada (Portugal). Based on biostratigraphy and reversed and normal magnetostartigraphy the location of Tithonian-Berriasian boundary is tentatively located at ca. 52 m, not in conflict with former proposals. Due to later remagnetizations (diagenesis) an unsuccessful study for magnetostratigraphy of Tithonian-Berriasian section at the Cabo Espichel (Portugal) location is reported here.

1. INTRODUCTION

The Jurassic/Cretaceous boundary is still poorly understood and is the last system boundary without a GPSS. Furthermore, biostratigraphical correlations among paleobiogeographic provinces are hampered by barriers to faunal exchange (e.g. Ogg et al. 2012). Dating by magnetostratigraphy coupled with regional correlations and biostratigraphy has been successfully used to large-scale correlations. Earlier studies have placed the Tithonian-Berriasian boundary in different position, but currently the base of Chron M18r is admitted, and is even a candidate as a correlation event marking the boundary (Ogg et al. 2012).

The onshore uppermost Jurassic to lowermost Cretaceous of the Lusitanian Basin (Western Portugal) has been the subject of numerous articles and thesis (Ramalho, 1971; Rey, 1972, 1993; Mateus, 2006; Dinis et al. 2008; Myers et al. 2012). It includes several good exposures of the Jurassic/Cretaceous (J/K) transitions (e.g. Porto da Calada, Sintra-Cascais region, and Praia dos Lagosteiros - Cabo Espichel). Despite that, the exact position of the boundary in the series is poorly known, due to the lack of good biostratigraphic markers in a complex stratigraphy, recording important variations in a coastal landscape still under the influence of the Late Oxfordian to Early Kimmeridgian rifting.

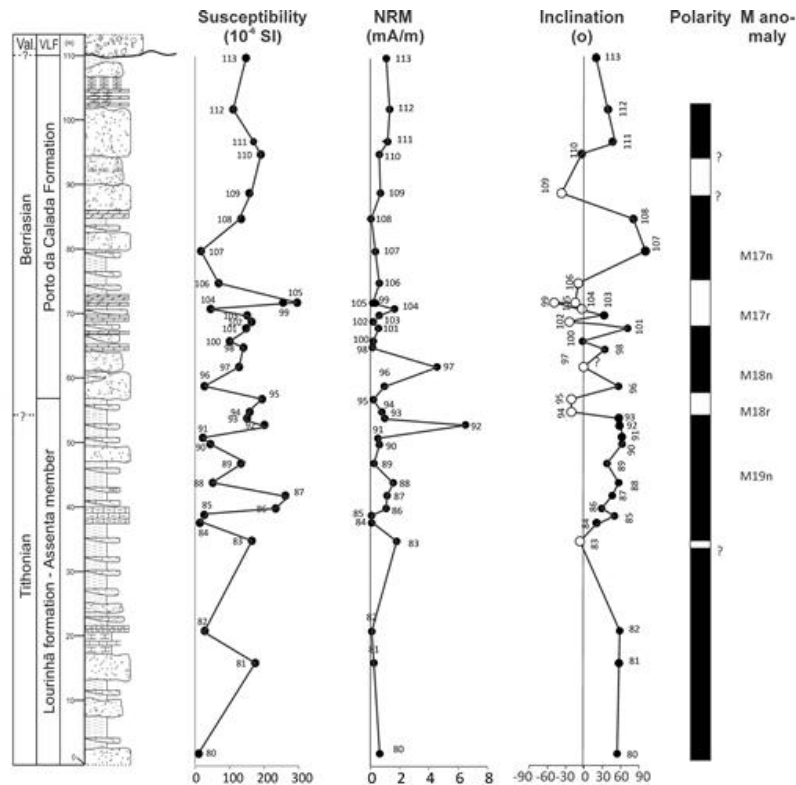


Figure 1: Stratigraphy of the Porto da Calada section (Portugal): variation of magnetic susceptibility, intensity, inclination of ChRM, polarity column and M-anomalies. Black (white) indicates normal (reversed) polarity.

2. SAMPLING AND METHODS

We collected 102 standard cores from the Porto da Calada section (39.04° N; 9.41° E), and 72 standard cores and four oriented block samples from the Cabo Espichel section (38.42° N; 350.78° E). A portable field drill was used and cores were oriented using both sun and magnetic compasses.

Paleomagnetic measurements for magnetostartigraphy were conducted in the magnetically shielded room of the paleomagnetic laboratory of the Department of Geology and Geophysics at the Yale University, USA. After measurement of natural remanent magnetization (NRM), samples were placed into liquid nitrogen in a null field to demagnetize viscous remanent magnetization (Borradaile et al. 2004). Thereafter to separate the characteristic remanent magnetization (ChRM) component the samples were stepwise thermally demagnetized in a nitrogen-atmosphere using ASC Scientific model TD-48SC furnace. Remanent magnetization was measured using an automated sample-changing system attached to a 2G cryogenic magnetometer (Kirschvink et al. 2008). Results were analyzed using principal component analysis (Jones, 2002). Sister specimens from the same cores were stepwise demagnetized using the alternating field (AF) method and a 2G cryogenic magnetometer in the Solid Earth Geophysics laboratory of the University of Helsinki. Due to high coercivity minerals in some of the samples the thermal method was more effective.

3. RESULTS OF MAGNETIC STUDIES

The natural remanent magnetization (NRM) intensity was generally in order of 10^{-3} A/m and magnetic susceptibility in order of 10^{-4} SI being typical for sedimentary rocks. NRM and susceptibility values depend on lithology and limestone show lowest values (Figure 1). Based on thermomagnetic (Curie point measurements) and thermal demagnetization main ferrimagnetic minerals in these samples are magnetite and pyrrhotite. Many of the samples were totally cleaned during the thermal demagnetization and vectors decayed to origin indicating that ChRM was successfully obtained and no higher coercivity/unblocking temperature component were present. Normal and reversed ChRM directions were obtained.

We sampled a 65 meters thick section at Cabo Espichel for magnetostratigraphy but it was almost totally remagnetized by later processes. Samples were losing most of their magnetization at 180-240°C during thermal cleaning. AF method was not able to demagnetize samples indicating presence of high coercivity ferrimagnetic minerals (goethite).

4. STRATIGRAPHY

Since the results from Cabo Espichel cannot be used for sin-sedimentary stratigraphic purposes, this outcrop is not discussed here.

Concerning the Porto da Calada section, the Assenta member of the Lourinhã Fm. is Tithonian in age. The Lourinhã Fm. is Kimmeridgian-Tithonian in age, confidently biostratigraphically dated by numerous invertebrates and vertebrates (see Mateus, 2006; Ribeiro and Mateus, 2012) and by strontium stable isotope curves (Schneider et al. 2009). The foraminifera, namely *Anchispirocyclina lusitanica* (Egger, 1902), and ostracods of the 37-40 m limestone level (Figure 1, Rey, 1972) are similar to the regional Tithonian assemblages (Ramalho, 1971). Dinocysts of the 65-73 m interval are considered as representing early to middle Berriasian boundary (Berthou and Leereveld, 1990). The unconformity between the Porto da Calada and Vale de Lobos formations is dated by regional tectono-stratigraphic correlation as Late Berriasian (Dinis et al. 2008). In this section, two dinosaurs were identified: axial and postcrania of Ankylosauria below the J/K limit, and one tail spine of Stegosauridae above it, both chronologically consistent with the magnetostratigraphy.

5. DISCUSSION AND CONCLUSIONS

Based on these we correlate the reversed magnetozone at 33 m in log with M19r1 anomaly and normal magnetozone between 35 and 51 m with M19n1 (Fig. 1). Following the (Ogg et al. 2012) scale, we place the J/K Tithonian-Berriasian boundary at the base of magnetozone M18r, around 52 m of our log in Porto da Calada section. This position is an improvement of previous proposals for this outcrop, namely by Rey (1993), that tentatively located the J/K boundary at the base of the Porto da Calada Formation (our 60 m) as a best fit between available biostratigraphy and regional correlations. However, it must be stressed that the proposed position of the J/K boundary is tentative, due to scarcity and uncertainties in the age significance of fossils in the studied series.

ACKNOWLEDGEMENTS

Ms Krista Haavisto and Ms Iiris Viljamaa are thanked for their help during the laboratory work. Johanna Salminen was funded by the Finnish Cultural Foundation.

REFERENCES

- Berthou P.-Y. and H. Leereveld, 1990. Stratigraphic implications of palynological studies on Berriasian to Albian deposits from western and southern Portugal. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **66**, 313-344.
- Borradaile G.J., K. Luca K. and R.S. Middleton, 2004. Low-temperature demagnetization isolates stable magnetic vector components in magnetite-bearing diabase. *Geophys. J. Int.*, **157**, 526-536.
- Dinis J.L., J. Rey, P.P. Cunha, P.M. Callapez and R.P. Reis, 2008. Stratigraphy and allogenic controls on the western Portugal Cretaceous: an updated synthesis. *Cretaceous Research*, **29**, 772-780.
- Jones C.H., 2002. User-driven Integrated Software Lives: "PaleoMag" Paleomagnetism Analysis on the Macintosh. *Comput. Geosci.*, **28**, 1145-1151.
- Kirschvink J.L., R.E. Kopp, T.D. Raub, C.T. Baumgartner and J.W. Holt, 2008. Rapid, precise, and high-sensitivity acquisition of paleomagnetic and rock-magnetic data: Development of a low-noise automatic sample changing system for superconducting rock magnetometers. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **9**, Q05Y01.
- Mateus, O., 2006. Late Jurassic dinosaurs from the Morrison formation , USA), the Lourinhã and Alcobaça Formations (Portugal), and the Tendaguru Beds (Tanzania): a comparison. *New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin*, **36**, 223-231.
- Myers, T.S., N.J. Tabor, L.L. Jacobs and O. Mateus, 2012. Palaeoclimate of the Late Jurassic of Portugal: comparison with the Western United States. *Sedimentology*, **59**, 1695–1717.
- Ogg, J.G., L.A. Hinnov and C. Huang, 2012. Cretaceous. In: *The Geologic Time Scale 2012*, vol. 2, ed. Gradstein et al., pp. 793-853.
- Ramalho M.M., 1971. Contribution à l'étude micropaléontologique et stratigraphique du Jurassique Supérieur et Crétacé inférieur des environs de Lisbonne (Portugal). *Mem. Serv. Geol. Portugal*, **19 (N.S.)**, 212 pp.
- Rey J., 1972. Recherches géologiques sur le Crétacé inférieur de l'Estremadura (Portugal). *Mem. Serv. Geol. Portugal*, **21 (N.S.)**, 477 pp.
- Rey J., 1993. Les unités lithostratigraphiques du Groupe de Torres Vedras (Estremadura, Portugal). *Com. Inst. Geol. Min.*, **79**, 75-85.
- Ribeiro, V. and O. Mateus, 2012. Chronology of the Late Jurassic dinosaur faunas, and other reptilian faunas, from Portugal. *Journal of Vertebrate Paleontology*, Program and Abstracts, 2012, p. 161.

Lightning induced remanent magnetization – the Vredefort impact structure, South Africa

J. Salminen¹ and L.J. Pesonen¹

¹ Department of Physics, University of Helsinki, johanna.m.salminen@helsinki.fi

Abstract

In some areas natural lightning strikes hamper rock magnetic data. We have studied how laboratory lightning experiments affect magnetic properties. Rock magnetic measurements and scanning electron microscope analyses showed that the lightning induced changes in magnetic properties of the rocks that were due to high currents and fields which also seemed to produce changes in magnetic mineralogy and further fragmented shell structure of these minerals in some samples. Major support for oxidation of magnetite to maghemite due to lightning strikes came from the low temperature variation of the remanent magnetization where we observed several hallmarks of maghemitization in samples treated by lightning strikes. Further indications of mineralogical changes include increased Curie points above the magnetite's Curie point (580°C), highly enhanced remanent magnetization values and slightly enhanced susceptibility values. These changes are interpreted to indicate partially oxidized magnetite (maghemitization) coupled with grain fragmentations and by this way grain size reduction. High temperature hysteresis and REM (=NRM/SIRM) studies support these conclusions. Our results were analogous with the ones for various lodestones where partially oxidized magnetite is thought to make magnetization more intense.

1. INTRODUCTION

Earlier studies at the large Vredefort impact structure in South Africa since 1960s have shown that values of natural remanent magnetizations (NRM) and, hence, Koenigsberger's Q values (ratio of remanent over induced magnetization), for different rock lithologies are elevated compared to the values for similar rock types around the world. Three origins for the high Q values have been suggested, namely shock by meteorite impact, enhanced plasma field and lightning strikes (see Salminen et al. 2009; 2013).

Lately lightning strikes have been proven to be the source for high remanent magnetization values in Vredefort rocks (Salminen et al. 2010; Carporzen et al. 2012; Salminen et al. 2013). Although there is a consensus that general effect of the lightning is the many-fold increase of values of natural remanent magnetization (e.g. Graham, 1961), we wanted to further study how in general lightning strikes affect magnetic properties of rocks. We have simulated lightning strikes with a high voltage instrument capable of producing 18 kA current on the sample. Using this instrument, we induced lightning strikes on Archaean basement samples from both the Vredefort and Johannesburg domes and measured several rock magnetic properties. Results

will be compared to rock magnetic results of untreated sister samples to see if lightning changes rock magnetic properties.

2. SAMPLES AND EXPERIMENT

For this study we used samples taken during the paleomagnetic field campaign reported by Salminen et al. (2009). Three Archean basement samples (granite and gneiss) from the Vredefort dome and eight Archean basement samples (gneiss, granite, granodiorite, and pegmatite) from the Johannesburg dome were studied. We chose the samples from Johannesburg dome since this terrain is not affected by impact shock or as strongly thermally overprinted by the impact generated heat as the rocks of the Vredefort central uplift. It is noteworthy that rocks are not homogenous in cm scale. However previous paleomagnetic and rock magnetic measurements of different subsamples from a particular sample indicate that the magnetization within the samples studied here is similar being relatively weak and homogeneous by the magnetic mineralogy. This is further supported by anisotropy of magnetic susceptibility measurements.

Lightning pulse experiments were performed on standard demagnetized paleomagnetic cylinders (diameter: 2.54 cm, height: 2.2 cm) with a 10 stage lightning impulse generator (Haefely SGS1000-50) having a maximum charging voltage of 100 kV/stage and maximum total energy of 50 kJ (Figure 1). The generator was configured to give maximal current impulse to the test circuit with ca. 11.5 kA and 18 kA peak current, in Tampere University of Technology, Finland. The cylindrical rock samples were placed on large earthed stainless steel plate. A copper made impulse electrode (diameter 14 mm) perpendicular to the steel plate was then laid on top of the rock sample. When applying an impulse the test voltage first increases at a rate of ca. 900 kV/ μ s until a flashover takes place at ca. 150 kV level over the test sample and current starts to flow through the plasma channel of the flashover arc. The plasma channels forms along the surface of the rock sample one side of it. The rise time of the current impulses were ca. 2 μ s, and the time to half value was ca. 9 μ s. With this type of impulse waveforms and at this current level the size of the current carrying plasma channel is ca. 1 cm² (Flowers, 1943). Polarity of all the applied impulses was positive. Three impulses were applied on all the test samples with presence of Earth's magnetic field of ca. 52 μ T. The experiment did not leave any visible mark on the rock, which is usually also the case in the field.

3. MEASUREMENTS

Basic petrophysical measurements were carried out for same subsample before and after lightning pulses. Similar rock magnetic measurements (AF demagnetization, susceptibility as a function of low and high temperature, room temperature and high temperature hysteresis properties, low temperature remanence measurements, and REM ratios studies) were done for both subsample sets ("pulsed" and "unpulsed") to identify the effects of lightning strikes on rocks. Measurements were done in three different laboratories: Solid Earth Geophysics Laboratory at the University of Helsinki (Finland); Paleomagnetism Laboratory at the Yale University (USA); and at the Institute for Rock Magnetism (IRM) at the University of Minnesota (USA).

Some samples were studied using Jeol JSM-5900LV Scanning Electron Microscope (SEM) at the Geological Survey of Finland and by Digital Instruments NANOSCOPE III Magnetic Force

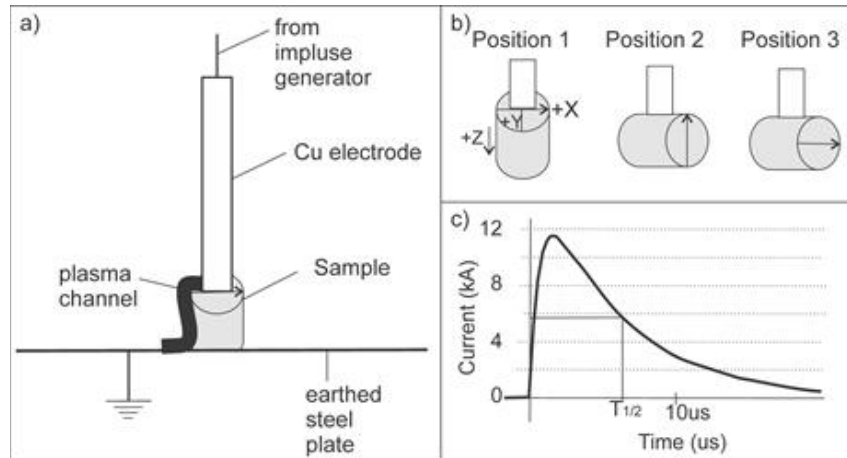


Figure 1: a) Arrangements during the impulse current applications for the rock samples. b) Orientation of the samples during the experiments. c) Current during the experiments.

Microscope (MFM) in the IRM to further constrain the nature of the magnetic minerals.

4. RESULTS AND DISCUSSION

The main finding of this study comes from low temperature magnetization (MPMS) measurements, which support that lightning strikes partially oxidize magnetites (Özdemir and Dunlop, 2010) as seen in as broadened and smeared out Verwey transitions, shifting of Verwey temperatures to lower, and hump-shaped cooling and heating curves of 300 K SIRM. Further support include enhanced NRM and susceptibility values, increased Curie points, more pronounced low temperature phases appearing in susceptibility versus temperature curve, and changes in hysteresis properties during high temperature measurements. SEM and magnetic microscope studies show that magnetic minerals in studied samples are fragmented already before experiments. We propose that experiments further fragmented these minerals.

Our results are analogous with the ones for lodestones and proto-lodestones where partially oxidized magnetite is thought to make magnetization harder and more intense (e.g. Banfield et al. 1994; Wasilewski 1977; 1979; Wasilewski and Kletetschka, 1999).

5. CONCLUSIONS

Laboratory made lightning strikes produced intense magnetizations and can therefore be the cause for the observed high Q values in rocks from Vredefort as well as from Johannesburg domes. Several rock magnetic measurements showed that lightning pulses changed the magnetic mineralogy of the studied samples from both the Vredefort and Johannesburg domes. We conclude that the changes in magnetic properties are due to strong lightning pulses, which also partially oxidized magnetite to maghemite and further fragmented the shell of this partially oxidized magnetite reducing the effective grain size leading to additional enhancement of magnetization.

ACKNOWLEDGEMENTS

Johanna Salminen appreciates the help and discussions with the whole stuff in IRM during and special thanks to Mike Jackson who guided her through two visits in IRM. Finnish Cultural Foundation, Emil Aaltonen Foundation, Academy of Finland and IRM are thanked for financial support for Johanna Salminen. We appreciate help of Dr. Kari Lahti and Dr. Kari Kannus from technical University of Tampere with experiments. Dr. Marja Lehtonen (geological Survey of Finland) is thanked for her help with SEM.

REFERENCES

- Banfield, J.F., P.J. Wasilewski and D.R. Veblen, 1994. TEM study of relationships between the microstructures and magnetic properties of strongly magnetized magnetite and maghemite. *Am. Mineral.*, **79**, 654 – 667.
- Carporzen L., B.P. Weiss, S.A. Gilder, A. Pommear and R.J. Hart, 2012. Lightning remagnetization of the Vredefort impact crater: No evidence for impact generated magnetic fields. *J. Geophys. Res.*, **117**, E01007.
- Flowers, J.W., 1943. The Channel of the Spark Discharge. *Phys. Rev.*, **64**, 225-235.
- Graham, K.W.T., 1961. The re-magnetization of a surface outcrop by lightning currents. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, **6**, 85–102.
- Salminen, J., L.J. Pesonen, F. Donadini, W.U. Reimold and R.L. Gibson, 2009. Paleomagnetic and rock magnetic study of the Vredefort impact structure and the Johannesburg Dome, Kaapvaal Craton, South Africa - implications for the apparent polar wander path of the Kaapvaal craton during the Mesoproterozoic. *Prec. Res.*, **168**, 167-184.
- Salminen, J., L.J. Pesonen, K. Lahti and K. Kannus, 2010. Testing the origin of high remanent magnetization in Vredefort impact structure. Abstract GP43B-1057, 2010 Fall Meeting, AGU, San Francisco, California, USA 13-17 Dec. 2010.
- Salminen, J., L.J. Pesonen, K. Kinnunen and K. Lahti, 2013. High remanent magnetization in the Vredefort impact structure - cause by lightning strikes. *Geophys. J. Int.*, submitted.
- Wasilewski, P.J., 1977. Magnetic and microstructural properties of some lodestones. *Phys. Earth Plan. Int.*, **15**, 349-362.
- Wasilewski, P.J., 1979. Lodestone-explanation for magnetic properties characterization of the source of magnetic hardening. *J. Appl. Phys.*, **50**, 2428-2430.
- Wasilewski, P.J. and G. Kletetschka, 1999. Lodestone: Nature's only permanent magnet - What it is and how it gets charged. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2275-2278.
- Özdemir, Ö. and D.J. Dunlop, 2010. Hallmarks of maghemitization in low-temperature remanence cycling of partially oxidized magnetite nanoparticles. *J. Geophys. Res.*, **155**, B02101.

Application of multivariate analysis to electromagnetic array data. Estimation of source free magnetotelluric transfer functions.

Maxim Yu. Smirnov¹ and Gary D. Egbert²

¹ Department of Physics, University of Oulu, Finland, maxim.smirnov@oulu.fi

² CEOAS, Oregon State University, OR, USA

Abstract

With advances in electromagnetic (EM) geophysical instrumentation large synoptic digital EM array datasets are increasingly common, begging the development of multivariate (MV) analysis methods that can fully exploit the simultaneous character of these data. However, with many stations there will inevitably be gaps and/or heavy noise in some channels at any given time, so practical MV array methods must allow for missing data, and temporal and spatial heterogeneity of noise. We describe development and validation of such a scheme (MsDEMPCA, for Missing data EM Principal Components Analysis) in a companion presentation. Here we focus on applications of MsDEMPCA to several large arrays: the Baltic Electromagnetic Array Research (BEAR), Electromagnetic Mini Array (EMMA), Magnetotellurics in Scandes (MASCA), and various EarthScope MT arrays, with the goal of demonstrating how the MV approach can clarify signal and noise characteristics, improve estimates of TFs, and, perhaps most importantly, quantify biases in these estimates.

1. METHOD

As discussed in Egbert (2002) one can apply MV statistical methods to EM array data to reduce bias, improve signal- to-noise ratios, and provide better control over source effects and coherent noise contamination in estimates of EM transfer functions (TFs). Furthermore, within an array framework one is not limited to the classical uniform source magnetotelluric (MT) impedance and geomagnetic vertical field TFs, but can also include inter-station horizontal magnetic TFs which can be used to map anomalous induced currents, as well as hybrid impedance tensors between electric and magnetic fields from any pair of stations. Within the framework of the MV analysis several different approaches can be taken to estimation of these TFs.

(1) The simplest approach, described in Egbert and Booker (1989), is to assume the two largest amplitude spatial modes correspond to plane wave external source, and use these to compute TFs for all components relative to any two reference channels.

(2) Considering that all modes may contain a mixture of plane wave and more spatially complex sources, one can seek linear combinations of modes for which the horizontal magnetic components most closely approximate idealized uniform linearly polarized N-S and E-W sources, and estimate TFs from these mixtures of modes.

(3) The full cross-product matrix can be computed from the robustly cleaned data projected onto the dominant spatial modes, and the usual formulae can be applied to compute weighted least squares estimates of TFs from these robust cross-products.

(4) The estimated PCA modes can be used to combine data from all sites (or from a subset) into a pair of idealized reference channels, which can be used in a conventional robust remote reference (RR) scheme, as in Egbert (1997).

As with the remote reference technique, the estimates are not biased by incoherent noise in the input channels. However, RR estimates of TFs are degraded by noise in all of $\mathbf{h}$, $\mathbf{e}$, and $\mathbf{r}$, and while combining data from many sites may reduce noise in the reference fields $\mathbf{r}$, these additional sites do nothing to reduce noise in the local electric and magnetic channels $\mathbf{h}$, $\mathbf{e}$. As a result only rather limited reductions in estimation errors can be achieved by using multiple sites in the processing. Improved characterization of signal and coherent noise, which can sometimes suggest data selection criteria that can lead to significant improvements in TF estimates, are generally of greater value. Another potentially significant advantage of a MV approach is in quantifying possible bias errors due to external source complications, or coherent cultural noise. These deviations from idealized plane wave sources show up as additional coherent spatial modes, at levels well above the incoherent noise. In some cases (e.g., estimating the MT impedance in the presence of large scale external source gradients) all of these modes, and hence any mixture, result in the same TF. In others (e.g., MT impedance with data contaminated by strong cultural noise; horizontal magnetic TFs in the presence of persistent source gradients) different mixtures of modes result in large variations of TFs. By sampling a range of plausible linear combinations of the leading significant PCA modes the magnitude of possible source biases due to coherent noise can be quantified. As we will show, this bias range can be quite large, even when random error estimates based on the level of incoherent noise are small.

2. RESULTS

The BEAR array, which has a substantial amount of missing data, and is located at high latitudes, where source fields are spatially complex, results in estimates of impedances which are rather stable (independent of approach, with relatively small estimated source bias) and compare well to usual multi remote reference results. This result supports the conclusion that ordinary RR impedances are not seriously affected by source field distortions, as already observed from previous analyses of BEAR array data. The situation with magnetic transfer functions is quite different, as persistent source gradients now result in a very strong dependence on the TF estimation approach, and large bounds on possible source biases. Approach (2) sorting out modes based on spatial structure produces the most reasonable results for both inter-station and vertical field TFs, resulting in relatively clean maps of hypothetical events for this large array. The EarthScope arrays provide examples of very short spatial wavelength PC source contamination, and also of large-scale coherent noise, and provide examples where estimated biases even in impedances are much larger for some periods than the statistical error bars.

ACKNOWLEDGEMENTS

The research is supported by NSF and Academy of Finland grants.

REFERENCES

- Egbert, G.D., 2002. Processing And Interpretation Of Electromagnetic Induction Array Data. *Surveys in Geophysics*, **23**, 207-249.
- Egbert, G.D., 1997. Robust multiple-station magnetotelluric data processing. *Geophysical Journal International*, **130**, 475-496.
- Egbert, G.D. and J.R. Booker, 1989. Multivariate Analysis of Geomagnetic Array Data 1. The Response Space. *J. Geophys. Res.*, **94**, 14227-14247.

Optimal configuration of the local Ostrobothnian seismic network OBF

O. Valtonen¹, M. Uski¹, T. Tiira¹, J. Kortström¹ and A. Korja¹

¹ Institute of Seismology, Department of Geosciences and Geography, University of Helsinki,
outi.valtonen@helsinki.fi

Abstract

This study simulates automatic event detection and location performance of a micro-earthquake network centred around a site selected for a future power plant in Finland, Fennoscandian Shield. Simulation of the event location capability is based on a relationship derived between event magnitude and maximum detection distance. Azimuthal coverage and threshold magnitude are computed for different station configurations and the results are presented as contour maps. An optimal configuration of ten seismograph stations is proposed for further on-site survey.

1. INTRODUCTION

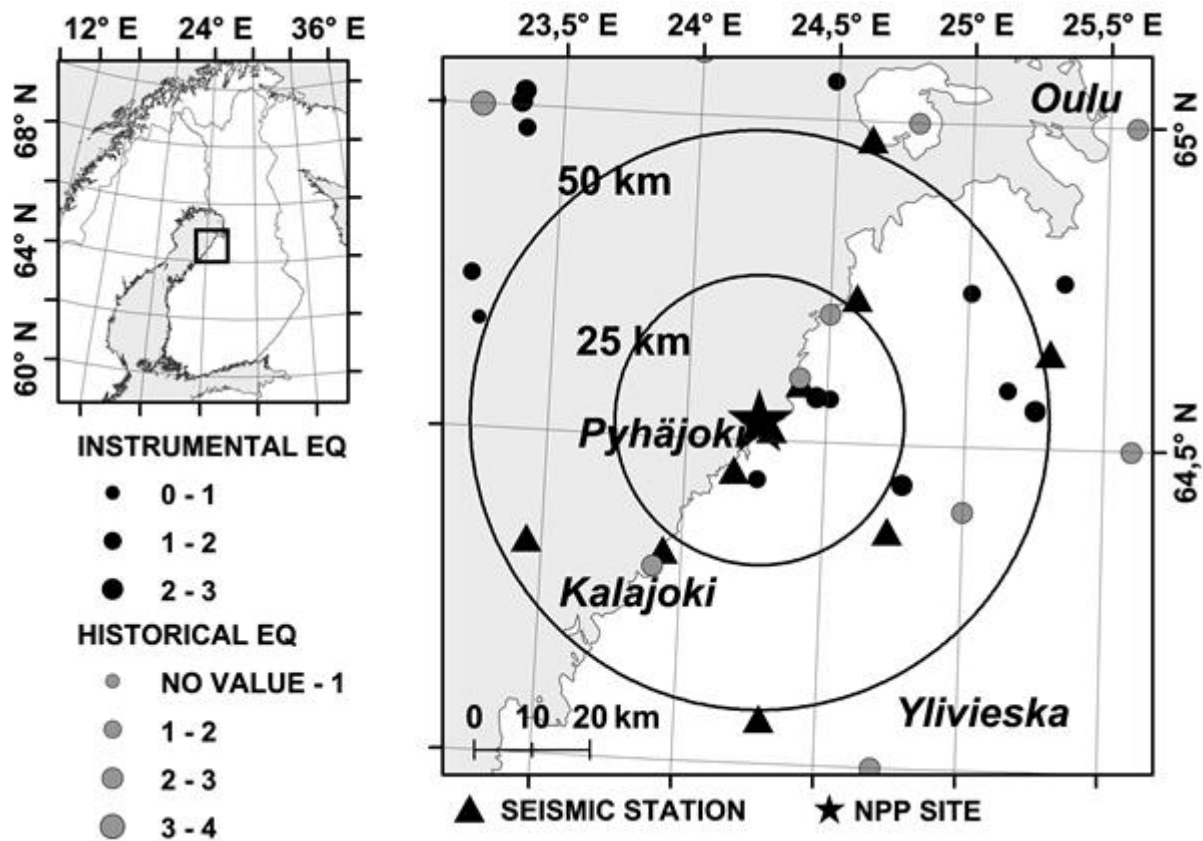
Sites of vulnerable constructions, such as nuclear power plants, are required to be evaluated for seismic risk and monitored for seismicity (IAEA, 3.30, 2010). When a dense, local seismic network is set up around the site, numerous microearthquakes are expected to be recorded. Local networks can provide accurate estimates of seismic source parameters and thus seismotectonic interpretation and seismic hazard evaluation of the area can be improved.

This study searches for an optimal configuration for a microearthquake network to be deployed around a site selected for a power plant in northern Ostrobothnia, Finland. Ostrobothnia is situated in the seismically quiet central part of the Fennoscandian Shield (Figure 1). Due to the low seismic activity rate of the area the network should have an ability to detect and locate extremely weak seismic events. We suggest that the OstroBothnia Finland (OBF) network should have an automatic event location capability down to ML 0.0 or lower.

2. SIMULATIONS OF AUTOMATIC LOCATION CAPABILITY

The event location performance of a local network is governed by azimuthal gap (AG, i.e. the largest gap in azimuth between stations seen from the epicentre). For good location precision, AG less than 180° is adequate. Small AG could be gained by simply surrounding the study area consistently with stations.

P- and S-wave detections from at least three stations are a pre-requirement in an automatic location procedure applied (Tiira et al. 2011). To simulate the automatic event location capability of the OBF network, a relation between event magnitude and maximum detection distance is



Kuva 1: A seismicity map of the study site (Ahjos and Uski, 1992). Macroseismic (–1970) and instrumental (1971–) epicentres are denoted by gray and black dots. The triangles denote the optimal station configuration and the star denotes the nuclear power plant site.

derived. The detection distances define the magnitude of the smallest earthquake that can be located.

Contour maps presenting maximum AG and magnitude threshold M_{th} are computed by forming a 0.1×0.1 degree grid over the area. M_{th} is determined as the magnitude of the weakest locatable event on a given grid point and the maximum AG is computed directly from the network geometry.

3. RESULTS

The results of the study (Tiira et al. 2011; Valtonen et al. 2013) suggest that a minimum of ten seismic stations is required (Figure 1), if the network is to have the event location threshold of approximately ML 0.0 and the AG smaller than 180° within 25 km distance from the study site.

ACKNOWLEDGEMENTS

This study is a part of a local seismic network project funded by Fennovoima Oy. We thank the company for support and for the permission to publish this paper.

REFERENCES

- Ahjos, T. and M. Uski, 1992. Earthquakes in northern Europe in 1375–1989, 1992. *Tectonophysics*, **207**, 1–23, updated catalogue (1375–2010)
- International Atomic Energy Agency (IAEA), 2010. Seismic hazards in site evaluation for nuclear installations. Specific safety guide SSG-9, Vienna, 60 pp.
- Tiira, T., M. Uski, J. Kortström, O. Valtonen and A. Korja, 2011. Pyhäjoki Seismic Network – a Preliminary Proposal, Report T-84, Institute of Seismology, University of Helsinki, Helsinki, 37 pp.
- Valtonen, O., M. Uski, A. Korja, T. Tiira and J. Kortström, 2013. Optimal configuration of a micro-earthquake network, *Adv. Geosci.*, **11**, 1–4, (Accepted: 19 October 2012)

Ionospheric gravity wave detected using various instruments

M. van de Kamp¹, K. Kauristie¹, D. Pokhotelov¹, A. Aikio² and T. Nygrén²

¹ Finnish Meteorological Institute, Finland, kampmax@fmi.fi

² University of Oulu

Abstract

A travelling ionospheric disturbance (TID) associated to an atmospheric gravity wave (AGW) is detected over Scandinavia on 20 January 2010, simultaneously using the EISCAT incoherent scatter radar in Tromsø, and GPS measurements using the Swedish GPS network SWEPOS. The combination of different instruments allows the determination and verification of various properties of the wave.

1. INTRODUCTION

TIDs (travelling ionospheric disturbances) are wave patterns in the ionosphere, which typically have period lengths between a few minutes and several hours, and can travel over long distances, often from high to low latitudes. The pioneering theoretical study by Hines (1960) has shown that these waves propagate by the interplay of gravity and buoyancy, which mechanism is referred to as atmospheric gravity waves (AGW). Hocke and Schlegel (1996) gave an extensive review of models, mathematical techniques and observations of the subject.

2. MEASUREMENTS USING EISCAT

The incoherent scatter radar EISCAT, located in Tromsø, Norway, measures profiles of electron density, ion velocity, ion temperature, and electron temperature in the ionosphere. The high vertical and temporal resolution of such measurements allows a good detection of the wave features of TIDs. Hines (1960) showed that TIDs have a horizontal propagation velocity which increases with height, and therefore, when observed in a vertical profile, show downward propagating phase fronts. It has been confirmed in various measurements that this property is suitable to distinguish gravity wave induced TIDs from other quasi-periodic disturbances which do not have such a significant phase variation with height.

Vlasov et al. (2011) detected TIDs from a long-term almost continuous period of EISCAT data, measured during the international polar year (IPY) campaign of March 2007-February 2008. The current study continues on that work. The electron density as measured by the EISCAT radar in Tromsø on January 20, 2010, is shown in Figure 1. These data have been band-pass filtered in time at many different narrow pass bands, and the typical downward propagating phase fronts of TIDs have been detected using dedicated pattern-recognition software. Figure 2 shows the filtered result around 1.05 hours (filter bandwidth 0.2 hours), and the patterns that

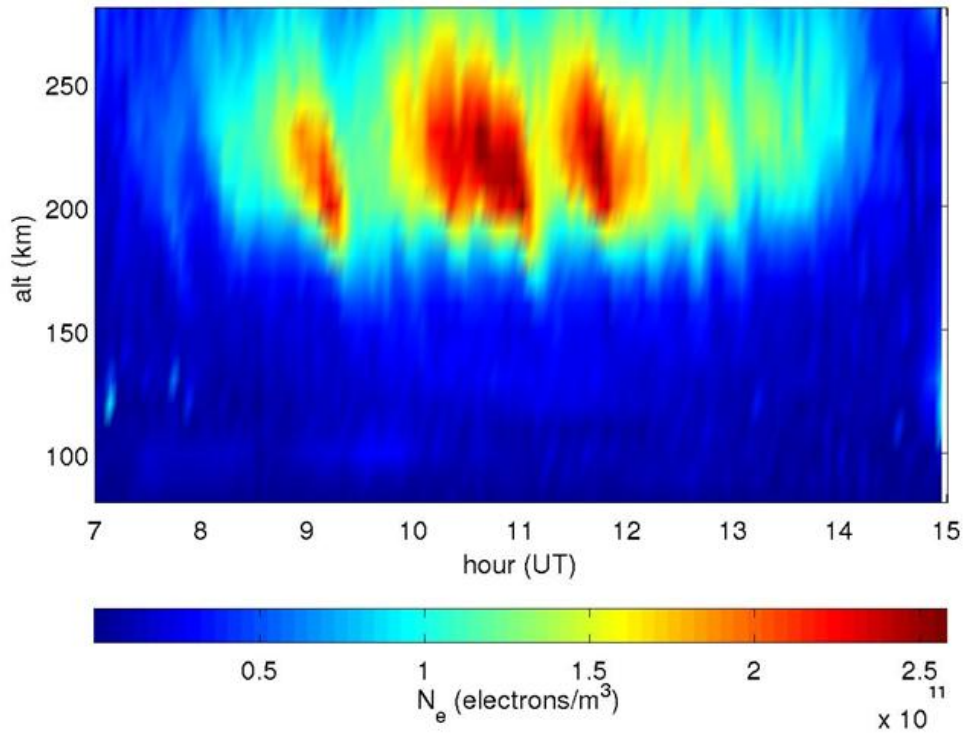


Figure 1: The electron density on 20 January as measured by the Tromsø EISCAT radar.

were automatically detected. The vertical phase velocity of this wave was found to be 130 km/hr at 200 km altitude, and decreasing to 40 km/hr at 80 km altitude.

3. MEASUREMENTS USING GPS

The vertically integrated electron density of the ionosphere, referred to as ‘total electron content’ (TEC), can be measured using GPS signals, by detecting the dispersive delay of the signals in the atmosphere from the phase difference of the two received GPS frequencies.

In this paper, TEC values are used which were derived from the measurements from all 31 GPS satellites by 143 receivers all over Sweden of the GPS receiver network SWEPOS. The resulting values were high-pass filtered to remove the slow daily trend, and averaged over latitude-longitude grid squares. The result is shown in Figure 3 for four time points 10 minute apart on 20 January 2010. The wave was automatically detected, with a horizontal wavelength of 410 km, a propagation azimuth of about 170°, and a propagation velocity of 530 km/h.

4. NEUTRAL WIND ANALYSIS

The ion velocity as measured by EISCAT can be used to detect neutral winds, using electromagnetic equations and ion momentum equations. The technique is described by Nygrén et al. (1990). In the result of this calculation for 20 January 2010, similar downward propagating phase fronts as seen in Figure 1 can be seen in the eastward neutral wind, as shown in Figure 4. This shows that the AGW is also present in the neutral wind.

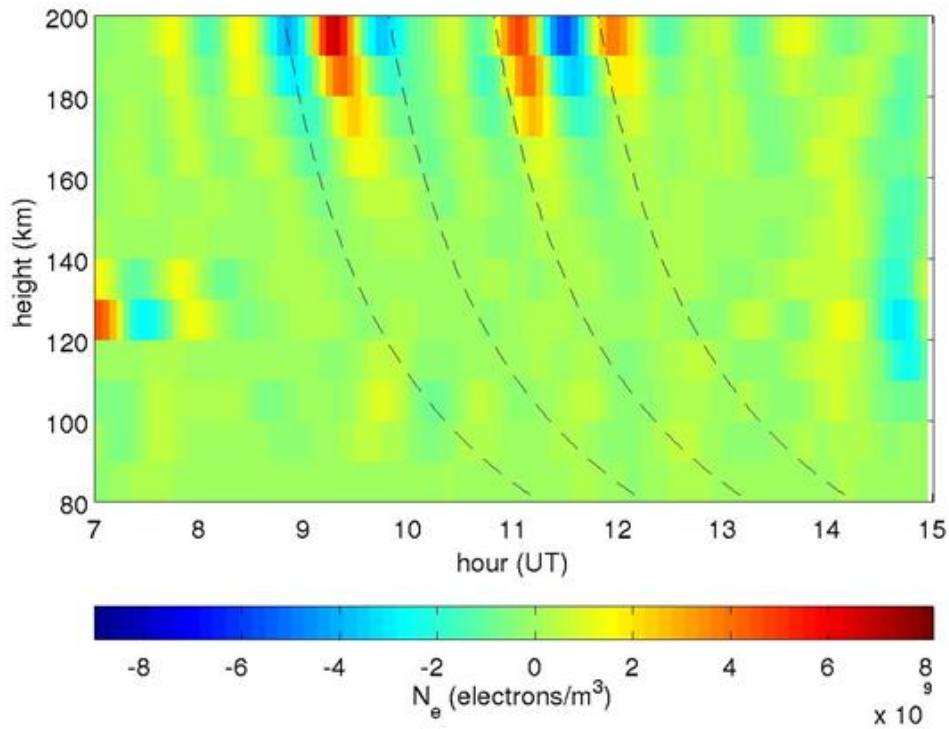


Figure 2: The electron density from EISCAT, band-pass filtered around 1 hour, and the downward propagating fronts as detected by the software (dashed lines).

5. CONCLUSIONS

An AGW-TID was detected in the ionosphere over Scandinavia on 20 January 2010 round 11:00 UT. Using a combination of instruments and techniques, the wave was detected to have a period length of about 1 hour and a horizontal wavelength of 410 km, and to propagate SSE with velocity 530 km/hr. The same wave was found in the eastward wind of the neutral atmosphere. Using this automated technique, many TIDs can be measured and quantified and statistically classified.

ACKNOWLEDGEMENTS

We would like to thank EISCAT for the incoherent scatter data, SWEPOS for the GPS data and University of Oulu for the neutral wind analysis results.

REFERENCES

- Hines, C. O., 1960. Internal atmospheric gravity waves at ionospheric heights. *Can. J. Phys.*, **38**, 1441-1481.
- Hocke, K. and K. Schlegel, 1996. A review of atmospheric gravity waves and travelling ionospheric disturbances: 1982-1995. *Ann. Geophys.*, **14**, 917-940.

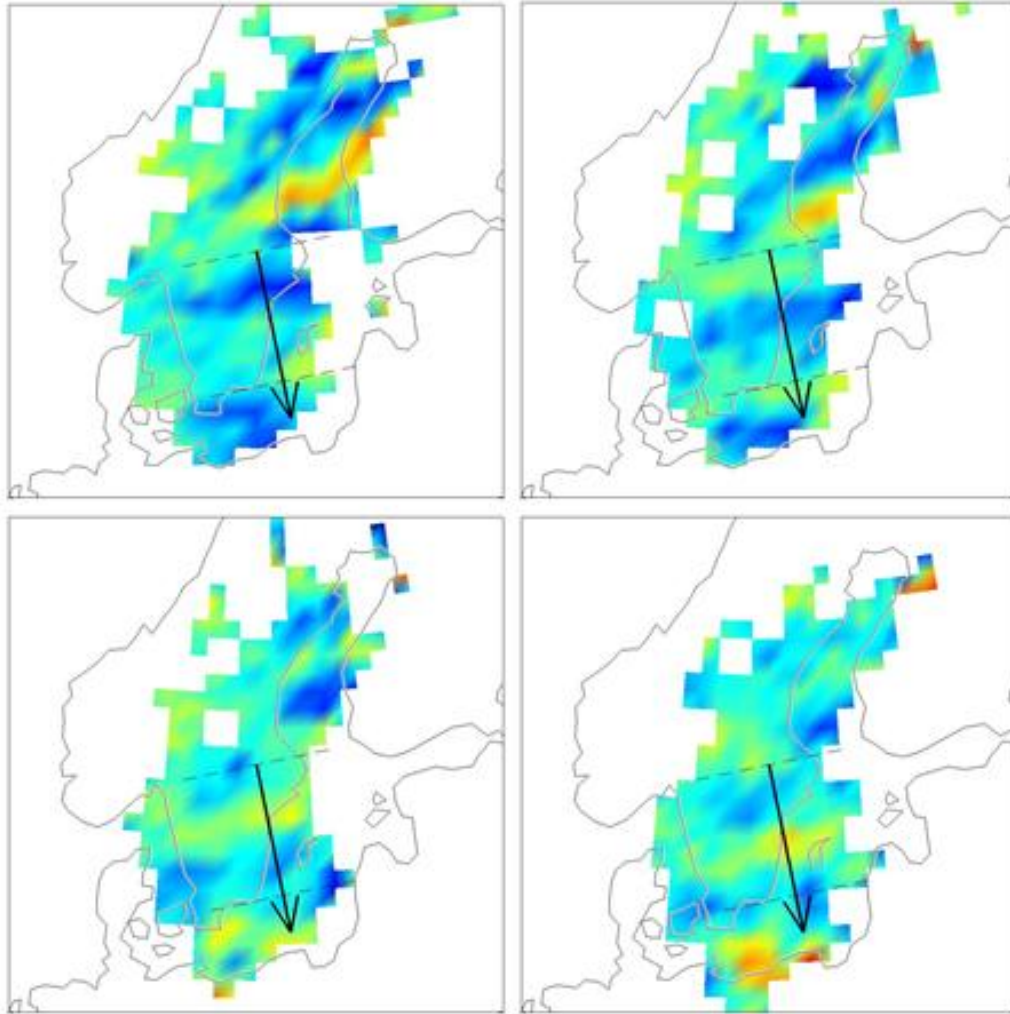


Figure 3: Fluctuations in the 2-dimensional TEC over Sweden on 20 January 2010, from the GPS measurements, and the wave orientation, horizontal wavelength (distance between dashed lines) and propagation velocity (arrows) as detected by the software. Time points: 10:04 (top left), 10:14 (top right), 10:24 (bottom left), 10:34 (bottom right).

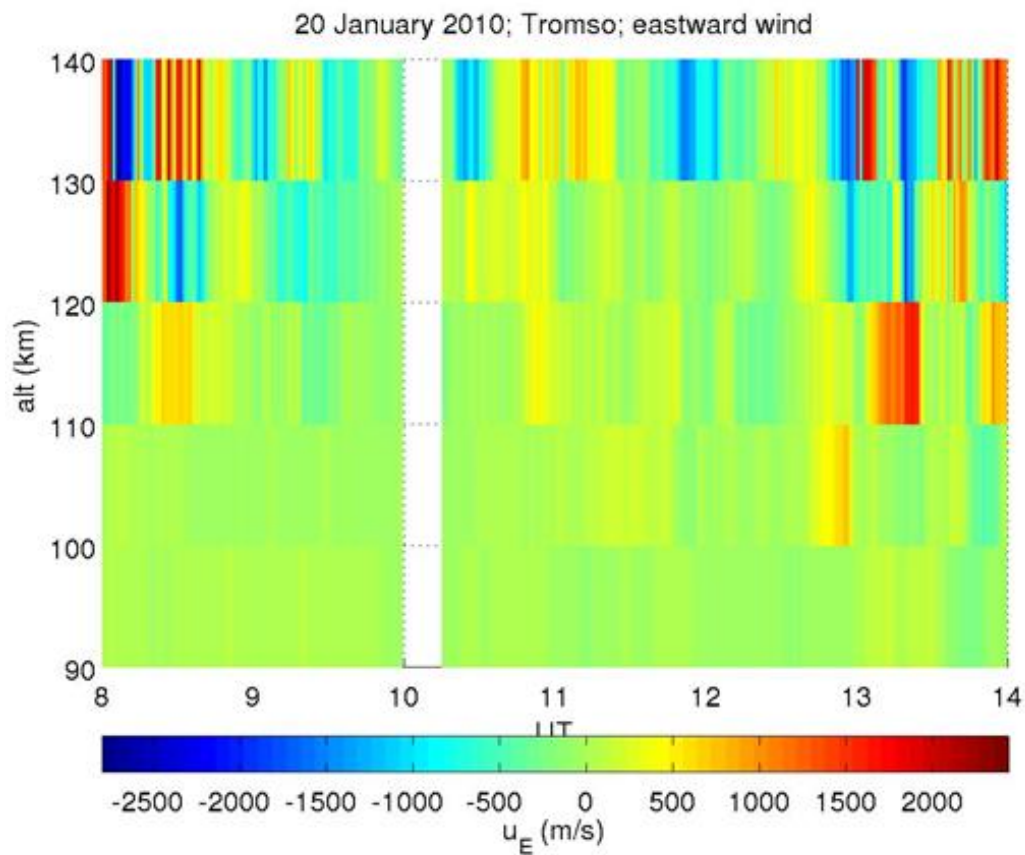


Figure 4: Eastward neutral wind profile on 20 January 2010.

- Nygrén, T., B.S. Lanchester, A. Huuskonen, L. Jalonon, T. Turunen, H. Rishbeth, and A.P. van Eyken, 1990. Interference of tidal and gravity waves in the ionosphere and an associated sporadic E-layer. *J. Atm. Terr. Phys.*, **52(6-8)**, 609-623.
- Vlasov, A., K. Kauristie, M. van de Kamp, J.-P. Luntama, and A. Pogoreltsev, 2011. A study of Traveling Ionospheric Disturbances and Atmospheric Gravity Waves using EISCAT Svalbard Radar IPY-data. *Ann. Geophys.*, **29**, 2101-2116.

Syvän ikiroudan tutkimuksia sähkömagneettisin luotauksin Länsi-Grönlannissa

H. Vanhala¹, J. Lehtimäki¹, T. Ruskeeniemi¹ ja J. Engström¹

¹ Geologian tutkimuskeskus, heikki.vanhala@gtk.fi

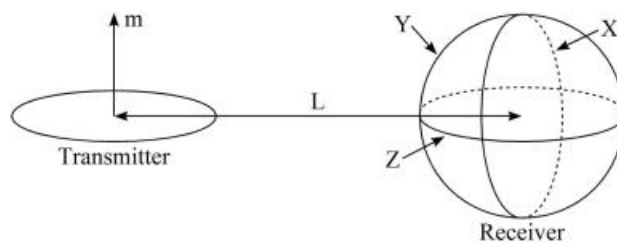
Abstract

We made a series of wide-band frequency-domain electromagnetic (EM) soundings in Western Greenland to test the applicability of the method for studies of deep permafrost in crystalline bedrock terrain. The study area consists of different kind of geological and hydrological settings from the foreland and the ice margin areas onto the ice sheet. The analysis of the geophysical data is supported by the chemical and temperature data collected from drill holes penetrating the ca. 350 m thick permafrost.

1. TAUSTA

Arktisilla alueilla ikirouta vaikuttaa voimakkaasti pinta- ja pohjavesien virtaukseen. Kun maa on roudassa, pinta- ja sadevesien imeytyminen ja virtaus rajoittuu ohueen sulaan pintakerrokseen (aktiivikerros). Järvien ja suurimpien jokien alla ikiroutaa ei ole, mikä mahdollistaa pintavesien ja syvien ikiroudan alaisten pohjavesien sekoittumisen. Ikirouta ohjaa myös jäätikön sulavesien valumia. Kysymys, onko maankamara jäätikön alla roudassa vai sulana on merkittävä, koska ikirouta jäätikön alla estäisi sulavesien ja syvän ikiroudan alaisen pohjaveden sekoittumisen. Sula kallio sen sijaan sallisi pintavesien kulkeutumisen pohjaveteen.

Ikiroudan ja jäätikköalueiden hydrologian ymmärtäminen on tärkeää ja ajankohtaista kun lämpenevä ilmasto sulattaa jäätiköitä ja ikiroutaa ja muuttaa arktisia vesi- ja ekosysteemejä. Ikirouta-jäätikköympäristön hydrologia on merkityksellinen tekijä myös käytetyn ydinpolttoaineen jälleensijoitusratkaisun pitkäaikaisturvallisuuden kannalta. Kallion lämpötilaa jäätikön alla ei tunneta hyvin eikä mittaustuloksia juurikaan ole. Tässä tutkimuksessa käytetään epäsuoraa menetelmää - sähkömagneettista (EM) luotauksella - ikiroudan paksuuden ja kallion rakenteiden ja olosuhteiden tutkimiseen sekä jäätiköllä että sen etumaastossa. Keskeisenä tavoitteena tässä vaiheessa on selvittää kuinka tarkasti sähkömagneettisella luotauksella pystytään kuvaamaan ikiroudan paksuutta ja rakenteita kiteisessä kallioperässä. Edelleen, tavoitteena on selvittää miten hyvin pystytään kuvaamaan jäätikön alla olevan kallion ominaisuuksia. Tutkimusalue sijaitsee Länsi-Grönlannissa Kangerlussuaq'ssa. Tutkimusalueelle jäätikön etumaastoon on kairattu tutkimusreihiä, joiden perusteella ikiroudan paksuus, lämpötila ja pohjaveden kemia tunnetaan. Geofysiikan mittausaineistoa analysoitaessa on kairareijästä saatu referenssitieto ensiarvoisen tärkeää.



Kuva 1: Kaavio Sampo-menetelmän periaatteesta. Lähetin on horisontaalinen silmukka. Vastaanotin koostuu kolmesta kohtisuorasta kelasta, jotka mittaavat magneettikentän tangentiaalisen, horisontaalisen ja vertikaalin komponentin. Lähettimen ja vastaanottimen välinen välimatka on tyypillisesti 500 m.



Kuva 2: Luotaus jäätikön etumaastossa. Kuvassa Jukka Lehtimäki (Kuva T. Ruskeeniemi).

2. LUOTAUKSET

Grönlannissa mitattiin Sampo EM-laitteistolla, jota on aiemmin käytetty ikeroutatutkimuksiin Antarktiksella ja Pohjois-Kanadassa (Korhonen ja muut, 2009). Sampo on laajakaistainen sähkömagneettinen menetelmä, jonka mittaa 81 taajuudella 2 Hz:stä yli 20 kHz:iin. Lähettimen ja vastaanottimen välinen etäisyys määrittää maksimaalisen tutkimussyvyyden, joka voi hyvissä olosuhteissa ulottua jopa yli 1000 metrin (kuva 1).

LÄHTEET

Korhonen, K., T. Ruskeeniemi, M. Paananen ja J. Lehtimäki, 2009. Frequency domain electromagnetic soundings of Canadian deep permafrost. *Geophysica*, **45**, 77-92.

PythonTM-ohjelmistopaketti geo- ja paleomagneettisiin käyttötarkoituksiin

T. Veikkolainen¹ ja K. Korhonen²

¹ Geofysiikan ja tähtitieteen osasto, Fysiikan laitos, Helsingin yliopisto,
toni.veikkolainen@helsinki.fi

² Geologian tutkimuskeskus

Abstract

In this article, we introduce a software package generated for geo- and paleomagnetic purposes. The package has been written using the PythonTM programming language, and works correctly with Python 2.7 and later versions with Matplotlib, Numpy and Basemap modules. The package includes 14 separate programs, which can be easily accessed via a main program, and allows the user to calculate and estimate different properties of the recent and ancient geomagnetic field. The package is open-access and can be used for scientific and educational purposes as long as it is properly referred to.

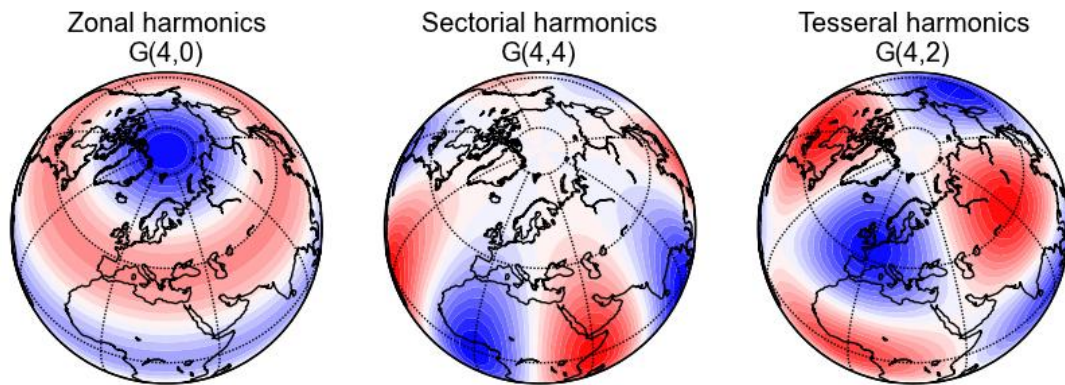
1. JOHDANTO

Maan magneettikentän mallinnukseen ja laskentaan on kehitetty useita vapaasti saatavilla olevia työkaluja, kuten NOAA:n (National Oceanic and Atmospheric Administration) verkkopalvelu (<http://www.ngdc.noaa.gov/geomag-web/>) ja Javaan pohjautuva USGS (United States Geological Survey) Geomagnetic Field Calculator (<http://www.softpedia.com/get/Science-CAD/USGS-Geomagnetic-Field-Calculator.shtml>). Näillä työkaluilla on kuitenkin monia rajoitteita, kuten niiden heikko soveltuvuus tilastolliseen mallinnukseen ja erilaisten palloharmoonien mallien vertailuun. Lisäksi julkaisukelpoisten kuvien tuottaminen niiden avulla ei ole erityisen käytännöllistä. Näiden puutteiden myötä Geologian tutkimuskeskuksessa (GTK) ja Helsingin yliopistossa syntyi tarve kattavalle ohjelmistopakettille, joka tekee geo- ja paleomagneettisen laskennan ja datan visualisoinnin mahdolliseksi.

2. OHJELMISTOPAKETIN RAKENNE

Artikkelissa kuvailtu ohjelmistopaketti on kehitetty PythonTM-ohjelmointikielen versiolla 2.7 (<http://www.python.org>). Varsinaisen Python-ohjelmointiympäristön lisäksi se vaatii toimiakseen Matplotlib- Numpy- ja Basemap-laajennukset. Nämä ovat vapaasti saatavilla Linux/Unix-, Mac OS X- ja Windows-järjestelmille. Ohjelmistopaketti koostuu pääohjelmasta ja seuraaviin tarkoituksiin laadituista aliohjelmista:

1. * Napavaelluskartan piirtäminen käyttäjän antamien paleomagneettisten napojen koordinaattien, virherajojen ja ikien avulla.



Kuva 1: Zonaaliset, sektoriaaliset ja tesseraaliset pallofunktiot ovat palloharmonisen menetelmän käytön perusta. Tässä funktioiden käyttäytymistä on havainnollistettu maailmankartalla. Keskipisteeksi on asetettu Helsinki (60° N, 25° E).

2. * Napaisuuskäännöksen epäsymmetrian laskenta käyttäjän antamien normaalia (N) ja käänteistä (R) napaisuutta edustavien deklinaatio-inklinaatioparien perusteella.
3. * Paleomagneettisten napojen ja suuntien hajonta käyttäjän antamalla ajanhetkellä CALS7K-mallin mukaisesti.
4. * Palloharmonisten koordinaattien aikakehitys IGRF- (IAGA, 2010), GUFM- (Jackson et al. 2000), CALS3K- (Korte et al. 2009) ja CALS7K-malleissa (Korte ja Constable, 2005).
5. Magneettikenttävektorin, deklinaation ja inkлинаation laskenta kallistetun dipolimallin mukaisessa magneettikentässä.
6. * Fisher-statistiikan laskenta käyttäjän antamien paleomagneettisten suuntien perusteella.
7. * Inkлинаatiofrekvenssijakauman laskenta ja sen χ^2 -luotettavuustestaus Maan magneettikentän keskeisdipoliyhypoteesin (GAD) pätevyyden arvioinnissa.
8. * Inkлинаation ja paleolatitudin vertailu zonaalisissa magneettikenttämalleissa.
9. * Magneettikentän voimakkuus globaalisti erilaisissa dipolimalleissa (GAD g_1^0 , ekvatoriaaliset dipolit g_1^1 ja h_1^1 ja kallistettu dipoli $g_1^0 + g_1^1 + h_1^1$).
10. * Zonaalisten, sektoriaalisten ja tesseraalisten pallofunktioiden havainnollistaminen.
11. * Inkлинаation globaalijakauma ja kompassisuunnat käyttäjän antaman multipolimallin perusteella.
12. * Dipolimomentin aikakehitys IGRF-, GUFM-, CALS3K- ja CALS7K-malleissa.
13. Inkлинаation näennäisen madaltumisen tai jyrkkenemisen arviointi multipolikentässä, kun vertailukohtana on GAD-hypoteesin mukainen kenttä.
14. * Kenttävoimakkuus paleolatitudin funktiona IGRF11-mallissa.

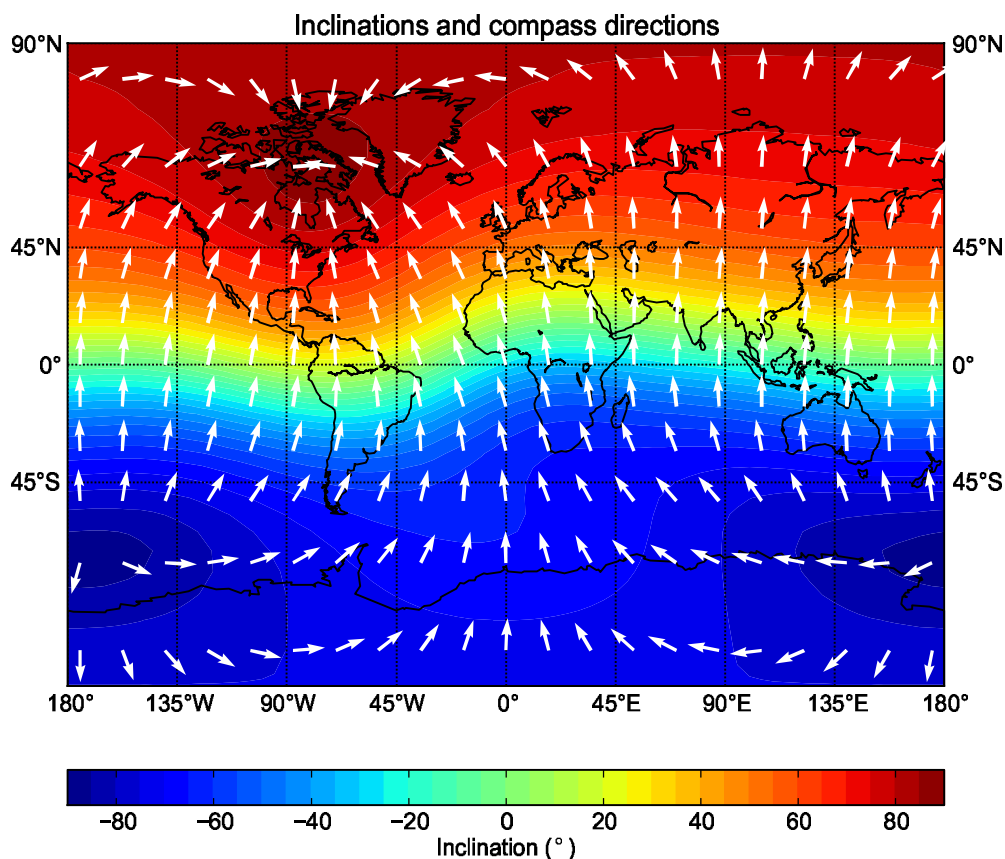
Asteriskilla (*) merkityt ohjelmat tuottavat laskentatuloksista kuvan tai kaavion. Kaikki kuvat voidaan tallentaa joko skaalautuvassa vektorimuodossa (eps, pdf, svg) tai rasterigrafiikkana (png). Ohjelmia voi käyttää sujuvasti pääohjelman *PACKAGE-main.py* kautta, ja käyttäjä voi myös halutessaan palata pääohjelmaan, kun aliohjelma on tehtävänsä suorittanut.

3. ESIMERKKEJÄ

Kuvat 1, 2, 3 ja 4 havainnollistavat ohjelmistopakettien käyttöä erilaisiin tarkoituksiin.

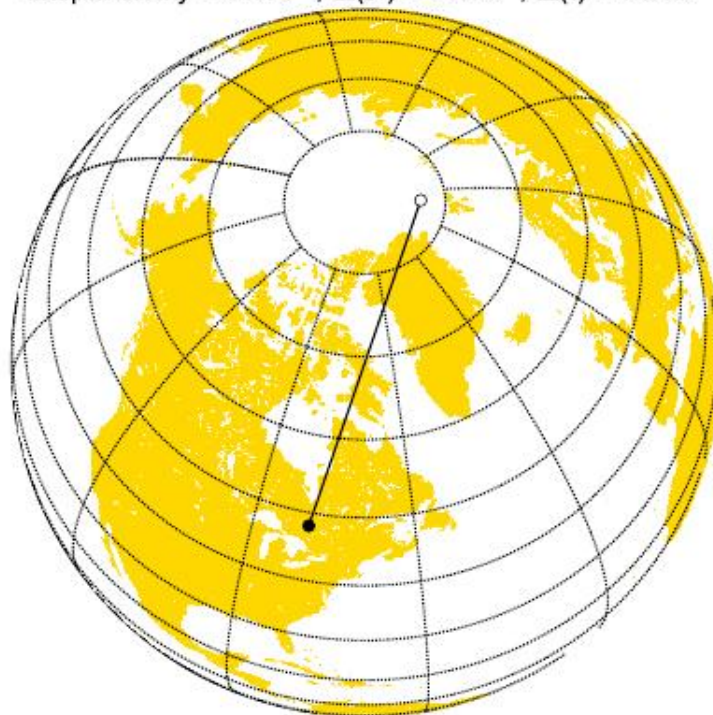
LÄHTEET

- Donadini, F., L.J. Pesonen, K. Korhonen, A. Deutsch ja S.S. Harlan, 2011. Paleomagnetism and Paleointensity of the 1.1 Ga Old Diabase Sheets from Central Arizona. *Geophysica*, **47**, 3-30.
- Jackson, A., A. Jonkers ja M. Walker, 2000. Four centuries of geomagnetic secular variation from historical records. *Phil. Trans. Roy. Soc. Ser. A*, **358**, 957–999.
- IGA (International Association of Geomagnetism and Aeronomy Working Group V-MOD), 2010. International Geomagnetic Reference Field: the eleventh generation. *Geophys. J. Int.*, **183**, 1216-1230.
- Korte, M. ja C. Constable, 2005. The geomagnetic dipole moment over the last 7000 years - new results from a global model. *Earth Plan. Sci. Lett.*, **236**, 348–358.
- Korte, M., F. Donadini ja C. Constable, 2009. Geomagnetic field for 0-3 ka: 2. A new series of time-varying global models. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **10**, Q06008.

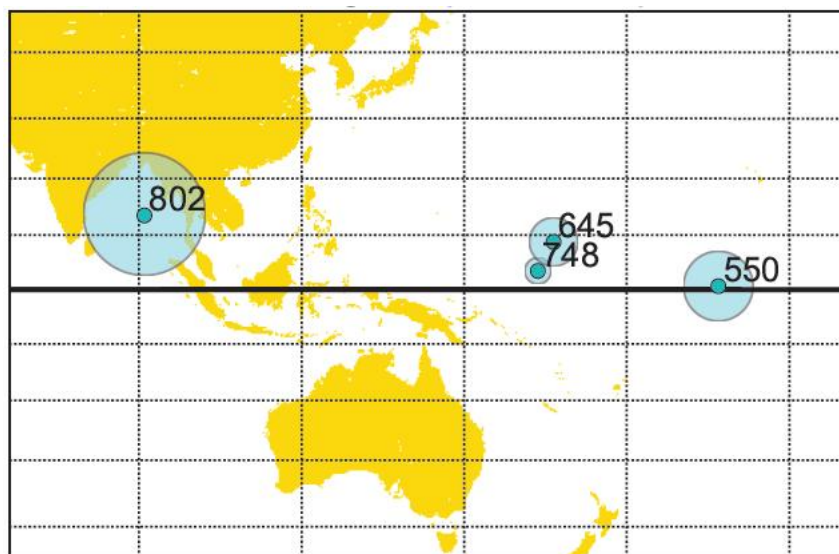


Kuva 2: Inkliinaatiot ja magneettista pohjoista kohti osoittavat suuntavektorit IGRF2010-mallin mukaisessa geomagneettisessa kentässä.

Asymmetry parameters:
 antiparallelity = 43.30° , $\Delta(D) = 98.80^\circ$, $\Delta(I) = 34.90^\circ$



Kuva 3: Esimerkki napaisuuskäännöksen epäsymmetrian laskennasta käyttäjän antamien N- ja R-napaisuutta edustavien suuntien perusteella. Tässä avoin symboli kuvaa Arizonan diabaasien (Donadini et al., 2011) normaalia suuntaa ($D=280.3^\circ$, $I=48.2^\circ$) ja suljettu symboli käänteistä suuntaa ($D=199.1^\circ$, $I=-83.1^\circ$). Ohjelma piirtää tulokset pallokartalle, jossa pisteiden välinen isoympyrä näkyy selvästi.



Kuva 4: Etelä-Kiinan paleomagneettiset navat neoproterotsooisella ajalla (1000-542 Ma).

PALEOMAGIA, a PHP/MYSQL paleomagnetic database for the Precambrian

T. Veikkolainen¹, L.J. Pesonen¹ and D.A.D. Evans²

¹ Division of Geophysics and Astronomy, Department of Physics, University of Helsinki,
toni.veikkolainen@helsinki.fi

² Department of Geology and Geophysics, Yale University, New Haven, CT, USA

Abstract

In this article, we present a novel database for the Precambrian generated for various purposes. Currently, the database includes 3162 observations of Precambrian paleomagnetic data, most prominently from peer-reviewed articles. The data has been gathered from 35 geologic units globally, and has been ranked using the Van der Voo quality criteria. One of our main intentions is to make the database easy to use via a web browser. The database runs the open-source MYSQL technology and its user interface has been developed using a HTML form and server-side PHP scripts.

1. INTRODUCTION

Most paleomagnetic applications require a precise and rationally organized database of paleomagnetic measurements carried out globally. The need of databases emerged already in the 1960s (e.g. Irving, 1964), when it became evident that studying the continental drift is not possible without coupling paleomagnetic information with precise radiometric age information. Hence compilations of paleomagnetic directions and poles were made in different parts of the world. Thereafter, modern relational databases, such as the Global Paleomagnetic Database (McElhinny and Lock, 1996; Pisarevsky, 2005) and the archeomagnetic GEOMAGIA database (Korhonen et al. 2008) were generated. Here we present a novel open-access paleomagnetic database, hereafter called PALEOMAGIA, which runs PHP and MYSQL.

2. PURPOSES OF PALEOMAGNETIC DATABASES

Whenever functional, databases can be used for paleogeographic reconstructions, derivation of apparent polar wander paths (APWPs) of cratons, inclination frequency analysis in testing the functionality of the Geocentric Axial Dipole (GAD) hypothesis, analysis of paleosecular variation (PSV) using the scatter of poles, study of reversal asymmetries, and comparison of paleolatitudes of climatically sensitive sediments with those of igneous rock data, etc. Here we outline the final stage of a long lasting project to make a novel and user-friendly paleomagnetic database ("PALEOMAGIA") of Precambrian results. The database, originally built merely as a data catalogue in 1986 at the first Nordic paleomagnetic database meeting, has since that been updated at intervals of every four years (e.g. Pesonen et al. 1991). In 2001, a decision was made

to upgrade the database from a Nordic-only compilation to a global one. The new catalogue was generated using Microsoft Excel, and despite being an improvement when compared with a set of plain text files, it cannot provide an adequate platform for a number of database applications, such as cross-table queries. Hence we have worked to provide a new version of the database, which will be available online via the website of the Division of Geophysics and Astronomy (<http://www.gastro.physics.helsinki.fi>) in near future.

3. DESCRIPTION OF CONTENTS

The database, named *PALEOMAGIA* (Paleomagnetic Information Archive), has been constructed using the open-source MYSQL technology and can be used simply by filling an online form, which asks the user to choose the desired search criteria. The connection to the hosting MYSQL server is obtained using PHP scripts. These allow the user to filter the data geographically, or according to geological blocks to restrict the query to peer-reviewed data only, to order the data with respect to different properties (age, Voo grading, year of publication, etc.). Free text queries from rock unit, author and journal data are also possible from the 35 tables, where the 3162 entries of data are stored:

- AFRICA
 - Kaapvaal
 - Kalahari-Sinclair (including Grunehogna, which is presently in Antarctica)
 - West Africa
 - Zimbabwe
- ASIA
 - Arabia
 - Central Asia (Kazakhstan, Altaids)
 - India (including Seychelles)
 - North China
 - Siberia-Taimyr
 - South China
 - Tarim
- AUSTRALIA
 - Australia (post - 1100 Ma)
 - Australia (northern, 1100-2000 Ma)
 - Australia (southern, 1100-2000 Ma)
 - Australia (western, 1100-2000 Ma)
 - Australia (Pilbara, pre-2000 Ma)
 - Australia (Yilgarn, pre-2000 Ma)
- EUROPE
 - Baltica (Karelia, Kola, Svecofennian, Ukraine, Ural, post - 1800 Ma)
 - Baltica (Karelia, Kola, Svecofennian, 1800-2500 Ma)
 - Baltica (Karelia, Kola, pre-2500 Ma)
 - Sciphea, Timan

- Ukraine - Volgo-Uralia (pre-1830 Ma)
- NORTH AMERICA
 - Hearne (pre-1830 Ma)
 - Laurentia (post - 1830 Ma, including Greenland, Scotland and Svalbard)
 - North Atlantic (Greenland, Nain, pre-1830 Ma)
 - Slave (pre-1830 Ma)
 - Superior (pre-1830 Ma)
 - Trans-Hudson (pre-1830 Ma)
 - Wyoming (pre-1830 Ma)
- SOUTH AMERICA
 - Amazonia
 - Rio de la Plata
- OTHER UNITS (CROSS-CONTINENTAL, ETC.)
 - Avalonia
 - East Antarctica
 - Congo - São Francisco
 - Pan-African – Brasiliano

Unlike previous databases, including GPMDB), our database employs the van der Voo quality scale (Van der Voo, 1993), which allows the user to distinguish reliable entries from unreliable ones. In our modification of the Voo grading, six criteria have been included, whereas the criterion #7 has been excluded as being non-unique (too complex) with Precambrian observations. In addition, most paleomagnetic poles have been updated to match new geochronologic constraints, preferring isotopic ages if available. We have split, whenever possible, the paleomagnetic entries into normal (N), reversed (R) and combined (C) subentries by recalculating the published data into two polarity groups when it is obvious. However, a warning is given here since the concepts of normal and reversed polarity must be applied for each craton separately because of inadequate global magnetic polarity sequences for the Precambrian. However, as an exception, Laurentia and Baltica were most likely conterminous in the Mesoproterozoic and their data polarity back-tracking is therefore possible and perhaps even cross-matching (Pesonen et al. 2012). The tables of each continent include cratonic terrane information, since this is essential not only for reconstructions of ancient continent blocks, but also for spatiotemporal binning (Kent and Smethurst, 1998). We have also calculated several other useful parameters such as the scatter of paleomagnetic directions (s) and poles (S), quantities very useful in studying the paleosecular variation (Veikkolainen et al. 2012).

ACKNOWLEDGEMENTS

This work is a final outcome of fruitful, long-lasting cooperation between the University of Helsinki and Yale University. We are grateful to Dr. Satu Mertanen and prof. Sten-Åke Elming for cross-checking the Fennoscandian paleomagnetic data, and numerous other scientists for making minor revisions to the data of other continents.

T	Rock unit	C	Comp	Craton	Slat	Slon	Age	B	N	Pol	D	I	α_{95}	K	s	S	A	Plat	Plon	dp	dm	A95
s	Fengtai Frm. C	CN		North China	32.5	117.0	600	8	116	M	203.8	-36.5	3.3	17.5	19.4	18.5	20.3	66.3	232.3	2.2	3.8	2.9
s	Dongjia Frm.	CN	D	North China	34.0	112.5	650	-	*26	M	7.4	10.7	8.4	12.2	23.2	18.6	5.4	60.8	277.4	4.3	8.5	6.0
s	Xiamaling Frm., Jixian	CN		North China	40.0	117.5	690	2	29	N	71.0	40.0	39.0	6.4	31.9	31.7	22.8	29.0	200.0	28.3	46.9	36.4
s	Nangualing Frm.	CN		North China	41.0	120.0	700	12	12	N	35.0	49.0	9.0	20.2	18.0	20.2	29.9	60.0	219.0	7.9	11.9	9.7
s	Mean Sinian Xu-Huai Fm(pol. 6,9,14,15)	CN		North China	33.3	117.0	700	4	35	R	187.5	25.2	7.2	13.0	22.5	19.4	13.2	42.9	287.0	4.2	7.7	5.7
s	Ganzingzi Frm.	CN		North China	41.0	120.0	700	14	14	N	30.0	69.0	8.0	21.9	17.3	27.3	52.5	66.0	169.0	11.5	13.6	12.5
s	North Jiangsu, Dongjia Frm	CN		North China	34.0	112.5	750	4*	35	M	27.1	35.6	5.7	17.2	19.5	18.5	19.7	62.0	226.4	3.8	6.6	5.0
s	Qiatou Frm.	CN		North China	41.0	120.0	755	4	4	M	259.0	-64.0	9.0	60.5	10.4	15.0	45.7	34.0	177.0	11.4	14.3	12.8
s	Nanfen Frm.	CN		North China	41.0	120.0	787	14	14	N	31.0	72.0	6.0	38.9	13.0	21.6	57.0	64.0	162.0	9.3	10.6	9.9
s	Nanfen Fm., Fuzhou	CN		North China	41.3	123.7	790	8	57	R	182.9	51.5	9.5	5.4	34.9	40.5	32.2	-16.5	121.1	8.8	12.9	10.7

Figure 1: An illustration on results of a database query, regarding the data of North China block in an ascending age order.

REFERENCES

- Irving, E., 1964. Palaeomagnetism and its application to geological and geophysical problems. *John Wiley & Sons*, 399pp.
- Kent, D. and M. Smethurst, 1998. Shallow bias of paleomagnetic inclinations in the Paleozoic and Precambrian. *Earth Plan. Sci. Lett.*, **160**, 391-402.
- Korhonen, K., F. Donadini, P. Riisager and L.J. Pesonen, 2008. GEOMAGIA50: An archeointensity database with PHP and MySQL. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **9**, Q04029.
- McElhinny, M. and J. Lock, 1996. IAGA paleomagnetic databases with Access. *Surv. Geophys.*, **17**, 575-591.
- Pesonen, L.J., G. Bylund, T. Torsvik, S.-Å. Elming and S. Mertanen, 1991. Catalogue of paleomagnetic directions and poles from Fennoscandia: Archean to Tertiary. *Tectonophysics*, **195**, 151-207.
- Pesonen, L.J., S. Mertanen and T. Veikkolainen, 2012. Paleo-Mesoproterozoic Supercontinents - A Paleomagnetic View. *Geophysics*, **48(1-2)**, 5-47.
- Pisarevsky, S., 2005. New edition of the Global Paleomagnetic Database. *EOS Trans. AGU*, **86(17)**, 170.
- Van der Voo, R., 1993. Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus Oceans. *Cambridge University Press*, 411pp.
- Veikkolainen, T., L.J. Pesonen and K. Korhonen, 2012. Paleosecular variation and the validity of the Geocentric Axial Dipole Theory. In: Mertanen et al. (Ed.): *Abstracts of the Supercontinent Symposium, Helsinki, Finland*, pp. 147-148.

Occurrence of geomagnetically induced currents in European high-voltage power grids

Ari Viljanen¹, Risto Pirjola^{1,2}, Ernő Prácser³, Juri Katkalov⁴ and Magnus Wik⁵

¹ Finnish Meteorological Institute, Finland, ari.viljanen@fmi.fi

² Natural Resources Canada, Canada

³ Geodetic and Geophysical Institute, Hungary

⁴ Polar Geophysical Institute, Russia

⁵ NeuroSpace, Sweden

Abstract

The EURISGIC project (European Risk from Geomagnetically Induced Currents) aims at deriving statistics of geomagnetically induced currents (GIC) in the European high-voltage power grids. Based on an approximate model of European power grids, geomagnetic data all over Europe in 1996-2008 and a comprehensive collection of 1-D ground conductivity models across Europe, we have calculated GIC as 1-min time series. We present here some key results concerning the largest GIC.

1. INTRODUCTION

The EURISGIC project (European Risk from Geomagnetically Induced Currents) has improved previous methods to calculate geomagnetically induced currents (GIC) into a continental scale (Viljanen et al., 2012). One objective of the EURISGIC project is to derive a map of the statistical occurrence of GIC throughout Europe. This helps power companies assess the possible GIC risk and identify past events which possibly have affected power transmission.

2. METHODS

The first step in the GIC modelling is to calculate the geoelectric field at the Earth's surface. For this, we use geomagnetic recordings as 1-min time series from European observatories and other measurement sites in 1996-2008. We relate the local magnetic field to the electric field by the surface impedance determined by the local 1-D ground conductivity model at different blocks covering Europe (Ádám et al., 2012).

We calculate GIC in a prototype grid model covering Europe in four separate parts (Fig. 1): 1) South and Central Europe; 2) Nordic countries (including North-West Russia); 3) British Isles (UK and Ireland); 4) Baltic countries. As discussed by Viljanen et al. (2012), the power grid model is inevitably an approximation and can thus produce only indicative measures for GIC. However, it is useful in identifying the major events in the past and in a relative comparison of different regions of Europe.

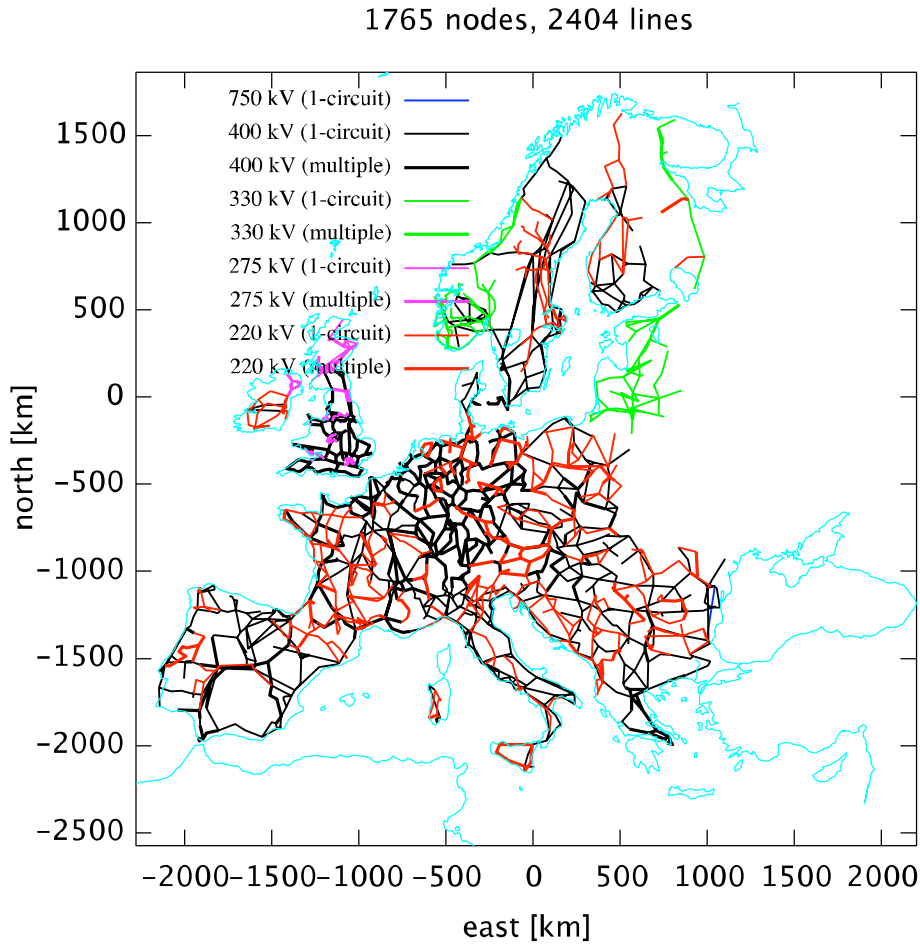


Figure 1: Prototype model of high-voltage power grids in Europe (Viljanen et al., 2012).

3. RESULTS

There are three factors contributing to the occurrence of GIC: topology of the power grid, geomagnetic variations and the ground conductivity. The prototype grid model used in this study indicates that all parts of the European grid can in principle experience large GIC if the electric field has no spatial variations. However, the spatial variability of both the magnetic field and the ground conductivity create nonuniform electric fields.

Variations of the geomagnetic field are generally largest and most rapid in the north at and close to the auroral region. If the ground conductivity were identical everywhere then the electric field would decrease smoothly towards the south. The true conductivity is much more complex, which causes an additional spatial variation. However, North Europe is still the most likely area of large electric fields. Especially, there are regions in the north having a small ground conductivity, which tends to further increase the electric field. Based on European geomagnetic data of 1996-2008 and the ground conductivity model consisting of 1-D blocks, GIC levels are highest in the Nordic countries (up to a few 100 A between transformer neutrals and the ground) and clearly smaller in the Baltic countries, British Isles and South and Central Europe (less than 100 A).

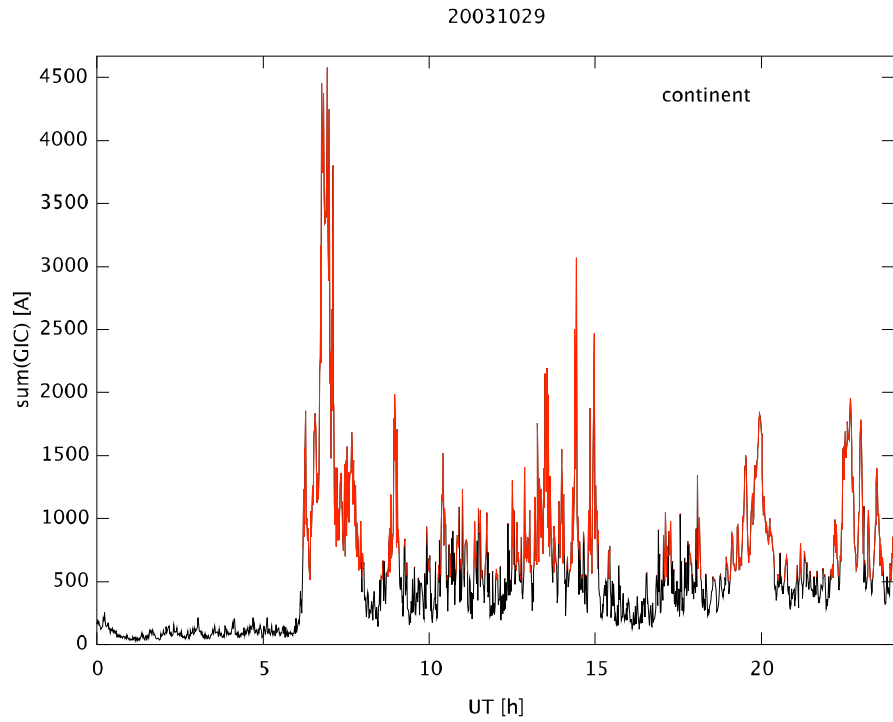


Figure 2: Sum of GIC to/from the ground at all nodes of the prototype model of the South and Central European power grids on 29 Oct 2003. Red colour denotes periods when the sum exceeds the limit for the top 0.1% values in 1996-2008.

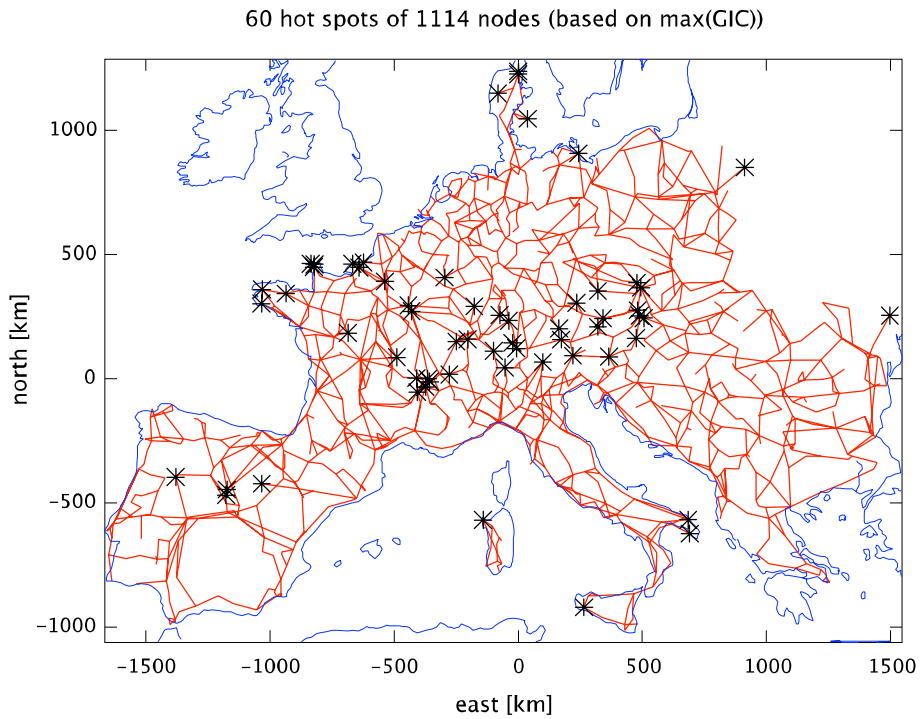


Figure 3: Sixty stations with the largest GIC in South and Central Europe in 1996-2008. GIC at the denoted sites varies between 20 A and 50 A.

The largest geomagnetic storms in 1996-2008 occurred on 15 Jul 2000 and 29-30 Oct 2003. Figure 2 shows the sum of GIC at all nodes of the South and Central European grid on 29 Oct 2003. We have produced similar plots for all days in 1996-2008 for the different parts of the power grid model.

As an example of the regions that most likely experience large GIC, Fig. 3 presents the case in South and Central Europe. There is a clear cluster of "hot spots" in the middle parts of the grid in a zone from France to Hungary. This region has smaller ground conductivities than the surroundings, so large electric fields and GIC can be expected there.

A further objective related to statistics is to derive worst-case scenarios such as once per 100-year events. Such estimations have been published by Pulkkinen et al. (2012) and Thomson et al. (2011), and additional investigations are going on within the EURISGIC project.

ACKNOWLEDGEMENTS

The research leading to these results has received funding from the European Community's Seventh Framework Programme (FP7/2007-2013) under grant agreement no. 260330. We thank the large number of institutes providing magnetometer data to the World Data Centre for Geomagnetism (Edinburgh), to INTERMAGNET, and to the IMAGE magnetometer network.

REFERENCES

- Ádám, A., E. Prácser and V. Wessztergom, 2012. Estimation of the electric resistivity distribution (EURHOM) in the European lithosphere in the frame of the EURISGIC WP2 project, *Acta Geod. Geoph. Hung.*, **47**, pp. 377-387, doi: 10.1556/AGeod.47.2012.4.1.
- Pulkkinen, A., E. Bernabeu, J. Eichner, C. Beggan and A.W.P. Thomson, 2012. Generation of 100-year geomagnetically induced current scenarios, *Space Weather*, **10**, S04003, doi: 10.1029/2011SW000750.
- Thomson, A., E. Dawson, and S. Reay, 2011. Quantifying Extreme Behaviour in Geomagnetic Activity, *Space Weather*, **9**, S10001, doi: 10.1029/2011SW000696.
- Viljanen, A., R. Pirjola, M. Wik, A. Ádám, E. Prácser, Ya. Sakharov and J. Katkalov, 2012. Continental scale modelling of geomagnetically induced currents, *J. Space Weather Space Clim.*, **2**, A17, doi: 10.1051/swsc/2012017.

Suprajohtavan gravimetrin T020 ja absoluuttigravimetrin FG5-221 mittausten vertailua Metsähovissa vuosina 2003-2012

H. Virtanen¹, M. Bilker-Koivula¹, J. Mäkinen¹, J. Näränen¹, A.Raja-Halli¹ ja H. Ruotsalainen¹

¹ Geodeettinen laitos, heikki.virtanen@fgi.fi

Abstract

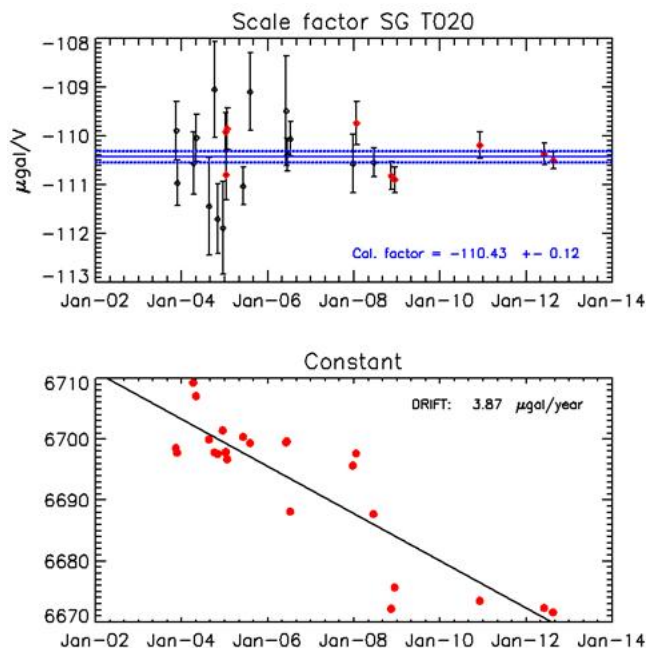
The superconducting gravimeter (SG) is a relative instrument, which should regularly be compared with an absolute gravimeter (AG) for determination of drift, to connect SG data after longer gaps, and to remove big offsets. Additionally, the scale factor of the SG needs to be determined using simultaneous observations with an AG. The SG T020 is recording at Metsähovi gravity laboratory since 1994. Regular AG measurements have taken place between 1988 and 2002 with the JILAg-5 gravimeter and from 2003 onwards with the FG5-221. We have compared results of the SG and the AG between 2003 and 2012. For calibration we have used the time series of both instruments without any corrections. For drift comparison we have corrected the time series of both instruments in a similar way for three effects: tides, polar motion and influence of the atmosphere. In Metsähovi, the hydrological variation (local-regional-global) is the largest effect. Seasonal variation can be up to 8 μgal peak-to-peak. In addition, loading by the Baltic Sea causes the effects up to 3 μgal . The hydrological signal is seen in both the SG and AG data. Correcting the AG record on the basis of models confirmed by the SG can improve considerably the precision of determination of the gravity trend due to postglacial rebound.

1. JOHDANTO

Suprajohtava gravimetri (SG) mittaa painovoiman ajallisia muutoksia äärimmäisen suurella tarkkuudella. Aika-alueella erotuskyky on 50-100 ngal ja periodisille ilmiöille pienempi kuin 1 ngal (1 ngal = 10^{-11} ms^{-2}). SG:n toiminta perustuu suprajohtavan testimassan leijumiseen pysyvässä magneetikentässä, joka on aikaansaatu suprajohtavilla keloilla. Painovoiman muuttuessa testimassa pidetään paikoillaan takaisinkytkentäkelan avulla ja tarvittava jännite antaa painovoiman muutoksen. Laite on pysyvästi sijoitettu Metsähoviin vuonna 1994. Absoluuttigravimetri (AG) perustuu havaintoihin putoavasta testikappaleesta laserinterferometrian avulla. Laitteella voidaan saavuttaa noin $\pm 2 \mu\text{gal}$ tarkkuus (1 $\mu\text{gal} = 10^{-8} \text{ ms}^{-2}$). Laite on siirrettävä ja sillä tutkitaan postglasiaalisen maannousun toimintamekanismia ja käytetään myös painovoimajärjestelmien referenssinä (Bilker-Koivula et al. 2008).

SG:lla voidaan havaita esimerkiksi ympäristötekijöiden aiheuttamia painovoimamuutoksia. Metsähovissa vuotuinen maksimimuutosalue voi olla 8 μgal . Laitteella on kuitenkin käyntiä ja eri syistä johtuvia hyppyjä. Lisäksi laite on välttämättä kalibroitava. AG:lla ei ole periaatteessa käyntiä, mutta silläkin voi tapahtua mekaanisista syistä hyppyjä. AG:n painovoimanmuutosta sanotaan trendiksi. Samanaikaisissa mittauksissa Metsähovissa laitteiden ominaisuudet

Kuva 1: Ylhäällä: tulokset 24 kalibroinnista 2003-2012 $1-\sigma$ virherajoihin, punaisella värillä pitkäkestoiset (4-6 päivää). Uusi kerroin 110.43 ± 0.12 ($\mu\text{gal}/\text{V}$). Vaakasuorat katkoviivat ovat lopputuloksen virherajoja. Alemmassa kuvassa on vakio (μgal), josta saadaan myös alustava SG-käynti (punaisen ympyrä).



täydentävät toisiaan (Crossley et al. 2009). AG mittauksia on tehty Metsähovissa 1987 lähtien JILAg-5 laitteella ja vuodesta 2003 uudemmalla FG5-221 laitteella. Laite oli kalibroitu ensimmäisen kerran JILAg-5 laitteella 1996. AG laboratoriossa on kaksi havaintopilaria absoluuttimittauksille Metsähovi AB ja AC.

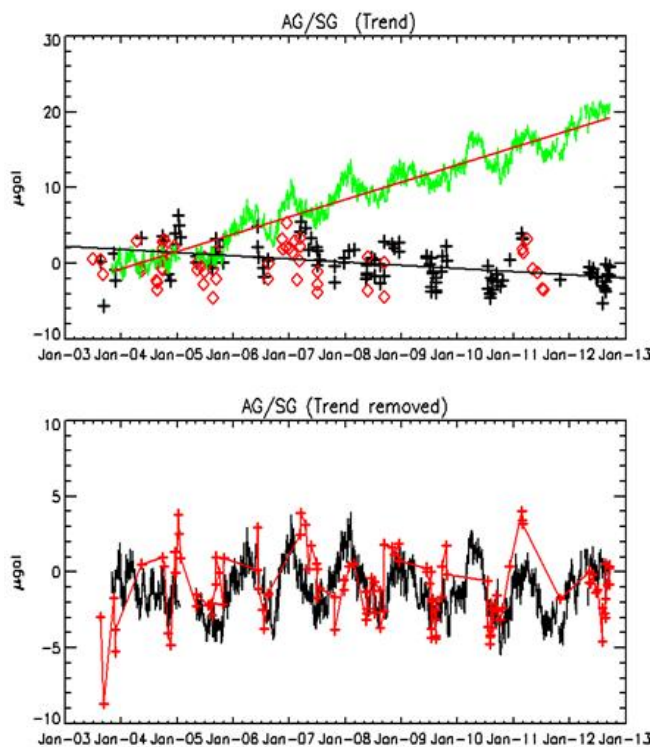
2. MITTAUKSET JA VERTAILUT

Kalibrointi tarkoittaa AG:n painovoima-arvon ja SG:n mittaustuloksen (V) lineaarista relaatiota:

$$SG_g = CF \times SGV + vakio \quad (1)$$

CF on kalibrintikerroin joka voidaan laskea lineaarisella regressiolla. Menetelmiä SG:n ja AG:n mittausten yhdistämiseksi on useita. Tässä tapauksessa AG-mittaussarjoja on tehty puolen tunnin välein, käsittäen 50 pudotusta 10 sekunnin välein. Näistä on laskettu sitten painotettu keskiarvo. SG:n mittaukset ovat sekunnin välein ja sitten on laskettu samalta AG:n ajanjaksolta 500 sekunnin keskiarvonäyte. Molempien laitteiden mittauksiin ei ole tehty mitään korjauksia. Tulospareista SGV:n ja AG:n avulla voidaan laskea sitten painotetulla regressiolla kalibrintikerroin. Kalibrintijaksot Metsähovissa ovat olleet 2-7 päivää, sisältäen parhaimmillaan yli 300 vertaustulosta. Tähän kalibrointiin otettiin 24 samanaikaista mittaussjaksoa vuosilta 2003-2012. Tuloksia on esitetty kuvassa 1. Kalibrintimittauksia on tehty molemmilla pilareilla.

AG:n pitkäaikaiseen aikasarjaan vaikuttaa maannousun aiheuttama painovoiman väheneminen ja vertailussa SG:n käynti. SG:n käynti sisältää sekä laitteesta johtuvan käynnin ja maannousun trendin. AG ovat SG samanlaisten ympäristövaikutusten alaisia, joten hydrologiasta ja Itämeren kuormituksesta aiheutuu samanlainen painovoimavaikutus. Vertailua varten molempien instrumenttien tulokset ovat korjattu samalla tavalla (vuoksi, ilmanpaine, navanliike). Kuvassa 2 on



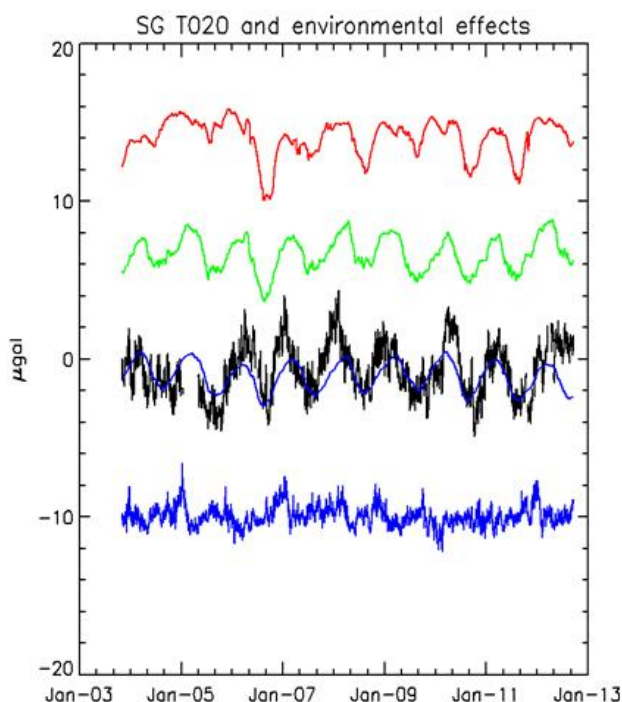
Kuva 2: Ylemmässä kuvassa on mustalla ristillä merkitty pilarin Metsähovin AB havainnot (112) ja punaisella neliöllä pilarin AC havainnot (55), Mustalla viivalla näkyy havaintosarjan laskeva trendi. Vihreällä viivalla on merkitty SGn havainnot ja punaisella viivalla nouseva trendi 2.2 $\mu\text{gal}/\text{vuosi}$). Alemmassa kuvassa on mustalla merkitty SG:n havainnot ja punaisilla risteillä AG:n havainnot (pilari AB), jotka ovat yhdistetty punaisella kiinteällä viivalla. Trendilaskuihin on sovellettu vain AB-pilarin havaintoja.

esitetty molempien laitteiden tulokset, ennen ja jälkeen trendin ja käynnin poistamista. SG:n käynti on noin 2 μgal vuodessa. Maannoususta johtuva AG:n trendi (pilari AB) on noin 0.5 μgal vuodessa. Maannousu Metsähovissa on 2 mm/vuosi ja siitä pitäisi tulla noin 0.6 μgal in vaikutus. Alempi kuva osoittaa selvän vuotuisen vaihtelun painovoimassa. Kuvassa 3 on esitetty erilaisten hydrologisten tekijöiden ja Itämeren vaikutusta havaittuun painovoimaan. Painovoimavaikutukset ovat lasketut SG:n havainnoista. Tulokset ovat paikallisesta pohjavedestä, Suomen kokonaisvesivaraston (WSFS) vaihtelusta (Vehviläinen, 2007), globaalista mallista GLDAS (Rodell et al. 2004) ja Helsingin mareografilta. AG:n mittausten hajontaa (2.5 μgal), voidaan pienentää ympäristövaikutusten avulla (30 % varianssissa).

3. JOHTOPÄÄTÖKSIÄ

Suprajohtavalle gravimetrimille on saatu tarkka kalibrointikerroin, 110.43 ± 0.12 ($\mu\text{gal}/\text{V}$), joka välttämätön kiinteän maan vuoksitutkimuksissa ja valtamerien erilaisten vuoksimallien vertailuissa. Pitkillä havaintosarjoilla voidaan osittain kumota ajallisten painovoimavaihtelun vaikutukset maanousumekanismien tutkimuksessa ja päätellä, tapahtuuko esimerkiksi sisäistä massan siirtoa. Korjauksilla on vaikutusta myös trendin tarkkaan arvoon, joten ne vaativat lisätutkimusta. Metrologian vaatima tarkkuus tällä hetkellä on 10 μgal , joten siltä osin ei vielä tarvita ympäristövaikutusten mukaanottoa. Tässä työssä käytettyjen yksinkertaisten menetelmien lisäksi pitäisi soveltaa edistyneempiä menetelmiä (Wziontek et al. 2006), joissa SG/AG-instrumentteihin liittyvät tekijät voidaan ratkaista yhtäaikaaisesti ilman korjauksia.

Kuva 3: Ympäristötekijöiden aiheuttamia painovoimavaikutuksia (μgal), Ylhäältä Paikallinen pohjavesi (punainen), Suomen kokonaisvesivarasto WSFS (sininen). Toinen alhaalta on SG (musta murtoviiva) yhdessä globaalien mallien GLDAS (sininen tasaisempi viiva). Alimpana on sinisellä Itämeren pinnan korkeuden aiheuttama painovoimavaikutus Helsingin mareografilla.



KIITOKSET

Tekijät kiittävät Ilmatieteen laitosta Suomen mareografiaineistosta ja Suomen Ympäristökeskusta Suomen kokonaisvesivarastoiden tiedoista.

LÄHTEET

- Bilker-Koivula, M., Mäkinen, J., Timmen, L., Gitlein, O., Klopping, F. and Falk, R., 2008. Repeated Absolute Gravity Measurements in Finland. *Proceedings of International Symposium on Terrestrial Gravimetry: Static and mobile Measurements*, TG-SMM2007, 20-23 August 2007, Saint Petersburg, Russia.
- Crossley, D. and Hinderer, J., 2009. The Contribution of GGP Superconducting Gravimeters to GGCOS. In: M.G. Sideris (Ed.) *Observing our Changing Earth*, International Association of Geodesy Symposia 133, Springer-Verlag, Berlin, 841-852.
- Rodell, M., Houser, P.R., Jambor, U., Gottschalk, J., Mitchell, K., Meng, C.-J., Arsenault, K., Cosgrove, B., Radakovich, J., Bosilovich, M., Entin, J.K., Walker, J.P., Lohmann, D. and Toll, D., 2004. The Global Land Data Assimilation System. *Bull. Am. Met. Soc.*, **85**, 381-394.
- Vehviläinen B, 2007. Hydrological Forecasting and Real-Time Monitoring: The Watershed Simulation and Forecasting System (WSFS) doi: 10.1002/9780470511121.ch2.
- Wziontek, H., Falk, R., Wilmes, H. and Wolf, P. 2006. Rigorous combination of superconducting and absolute gravity measurements with respect to instrumental properties, *Bull. d'Inf. Marees Terr.*, **142**, 11417-11422.

Efficient algorithms for space debris observations: streak classification and orbital analysis

J. Virtanen¹, K. Muinonen², H. Lindqvist², M. Granvik² and J. Näränen¹

¹ Finnish Geodetic Institute, jenni.virtanen@fgi.fi

² Department of Physics, University of Helsinki

Abstract

We describe novel algorithms for processing optical observations of space debris. First, we put forward a streak detection algorithm that classifies satellite or debris streaks using Principal Component Analysis, including Bayesian classifiers and K-nearest-neighbor classifiers as essential components. Second, we consider the space-debris orbital inversion problem via the concept of Bayesian inference and demonstrate the applicability of our statistical orbital analysis software to Earth-orbiting objects.

1. INTRODUCTION

During the past decades, the near-Earth space has become densely populated by man-made objects. It has been estimated that our space activities have left behind a population (active satellites as well as debris) of over 300,000 objects larger than 1 cm. To have a realistic understanding of this highly dynamic population – its size and orbital distribution, frequency of collisions etc. – constant monitoring and, in turn, efficient algorithms for observation processing are required. Observations are being carried out with both ground-based and space-based instrumentation. When observing from ground, optical telescopes are best suited for high-orbiting debris (GEO, GTO), while radars can detect debris on low-Earth orbit regime (LEO, below 2000 km). Processing of the optical data, the subject of the present work, starts by efficiently detecting the streaks produced by these fast-moving objects from the images. Then, after astrometric reduction, the resulting sky position and timing of the streak can be used for orbital analysis of the object. The orbital parameters of the object serve as a basis for more detailed populations studies.

In the present work, we first put forward a streak detection algorithm that classifies satellite or debris streaks using Principal Component Analysis, including Bayesian classifiers and K-nearest-neighbor classifiers as essential components. Second, we consider the space-debris orbital inversion problem via the concept of Bayesian inference and demonstrate the applicability of our statistical orbital analysis software to Earth-orbiting objects.

2. STREAK DETECTION

We are developing a streak detection algorithm that utilizes pattern recognition methods with supervised learning as an essential component. We identify at least the following different cases of streak detection, using SD, Ast, and F as acronyms for space debris, asteroid, and fixed stellar and extragalactic sources, respectively.

The source can show, at the very least, one of the following two-dimensional morphologies (the source occupies one or more pixels): (I) point-like source; (II) a linear, mathematically single-connected trail; (III) a linear but nonuniform and not necessarily single-connected trail; (IV) a curved, mathematically single-connected trail; and (V) a curved but nonuniform and not necessarily single-connected trail. The streak detection algorithm must be capable of classifying the source in a 15-dimensional space (three classes of objects, five classes of sources). We carry out this task using SD-PCA (Space-Debris classification using Principal Component Analysis). The SD-PCA method is developed from the IC-PCA method recently developed for automated ice-particle classification from the CCD images of the airborne CPI-imager experiment (Cloud Particle Imager) using PCA (Lindqvist et al. 2012).

We express all the sources in the space-debris survey images as silhouettes (brightness information potentially also utilized). Ideally, removing the known sources, that is, the Ast and F sources, will result in a set of SD sources. Depending on the class I-V, the SD sources will constitute anything between one single-connected two-dimensional entity on the image and numerous entities on the image. In what follows, we describe how the SD sources are classified into the classes I-V, beginning from the case of a single SD source and gradually working our way to classifying multiple SD sources in a single image. The key issue in developing the SD-PCA method is the selection of features that characterize the sources in classes I-V.

Assume, first, that a single SD source appears in an image with one of the appearances described in classes I-V. For discriminating between compact and non-compact appearances, we utilize the mathematical concept of a convex hull or a convex envelope: the convex hull of a set of pixels in the two-dimensional image is the smallest convex set of pixels that contains the predefined set of pixels. The convex hull can be visualized as being the shape formed by a rope tightened around the predefined set of pixels. Comparing the area of the silhouette for the SD source against the area of the convex hull of the silhouettes discriminates between compact and non-compact sources (cf. Lindqvist et al. 2012). This first step allows for the discrimination of classes (i) and (ii) from the classes III-V.

Consider, second, the discrimination of the sources in classes I and II from each other. One possibility is to determine the maximum diameter of the silhouette and compare that to the diameter computed perpendicular to the line corresponding to the maximum diameter. The resulting aspect ratio discriminates between class-I and class-II sources. Let us consider the discrimination of the sources in classes III-V. Among these three classes, the class-III sources can be identified again on the basis of the areal ratio of the source itself and its convex hull, as the convex hulls for curved class-IV and class-V sources occupy many more pixels than the actual sources do. This discrimination can be strengthened by computing a distribution of outward normal vectors for the perimeters, in which case the linear trail stands out as having two preferred normal vector directions. A yet another geometric feature, that is, the so called concave hull, allows for the discrimination between the class-IV and class-V sources: the concave hull

of a silhouette is obtained by rolling a circle of finite radius around the silhouette. In the limit of an infinite radius, one obtains the convex hull. Comparing the areal ratios of curved trails and their concave hulls discriminates between curved single-connected trails and the non-uniform trails.

Consider next the possibility of multiple sources in a single image. This complicates the analysis substantially as, a priori, one cannot know how many different objects are present in the image. For the sake of clarity, we constrain the analysis to the case where all of the multiple sources belong to the same class, that is, one of the classes I-V. We assume that all the silhouettes given by a predefined threshold brightness value have been extracted from the images. This implies that there can now be multiple silhouettes pertaining to a single object. Cosmic particle traces can be distinguished using similar morphological analyses. Furthermore, we can introduce criteria for an object being unclassified: this allows particular attention to be paid to exceptional objects/sources. For trails ending at the image boundaries, orbital analyses using the MCMC ranging method can constrain the space-debris object's orbital elements as well as the actual ends of the trail and/or timing along the trail. If necessary, it is possible to combine the orbital analyses with the PCA classification algorithm for improved performance.

3. ORBITAL ANALYSIS

We consider the space-debris orbital inversion problem via the concept of Bayesian inference. The methodology has been put forward for the orbital analysis of solar-system small bodies in early 1990's (Muinonen and Bowell, 1993). In the Bayesian formalism the parameters to be solved for are treated as random variables and the entire orbital solution, including uncertainty information, is contained in the resulting posterior orbital-element distribution. Furthermore, all 6 dimensions are treated rigorously, that is, without predefining the shape of any parts of the posterior distribution.

Several Bayesian methods for asteroid orbit computation have been developed during the last two decades and the latest developments, with particular application to ESA's Gaia mission, are summarized by Muinonen et al. (2012). These include well-established Monte Carlo (MC) techniques, such as statistical ranging, as well as recently developed Markov-chain MC (MCMC) techniques. In particular, we exploit the novel virtual-observation MCMC method (Muinonen et al. 2012), which is based on the characterization of the phase-space volume of orbital solutions before the actual MCMC sampling (Fig. 1). All Bayesian orbit-computation methods that have been developed for asteroids are included in the open-source package OpenOrb which is covered by a GNU GPL v3 license (Granvik et al. 2009). OpenOrb is widely used in the asteroid community, e.g., as a part of the Pan-STARRS1 Moving Object Processing System and the Canadian NEOSat mission launched on Feb 25, 2013.

4. DISCUSSION

European Space Agency's Space Situational Awareness (SSA) Programme, started in 2008, aims at detecting, predicting and assessing the risk to life and property due both man-made and natural objects as well as space weather. One of the three main areas of the programme is survey and tracking of objects in Earth orbit.

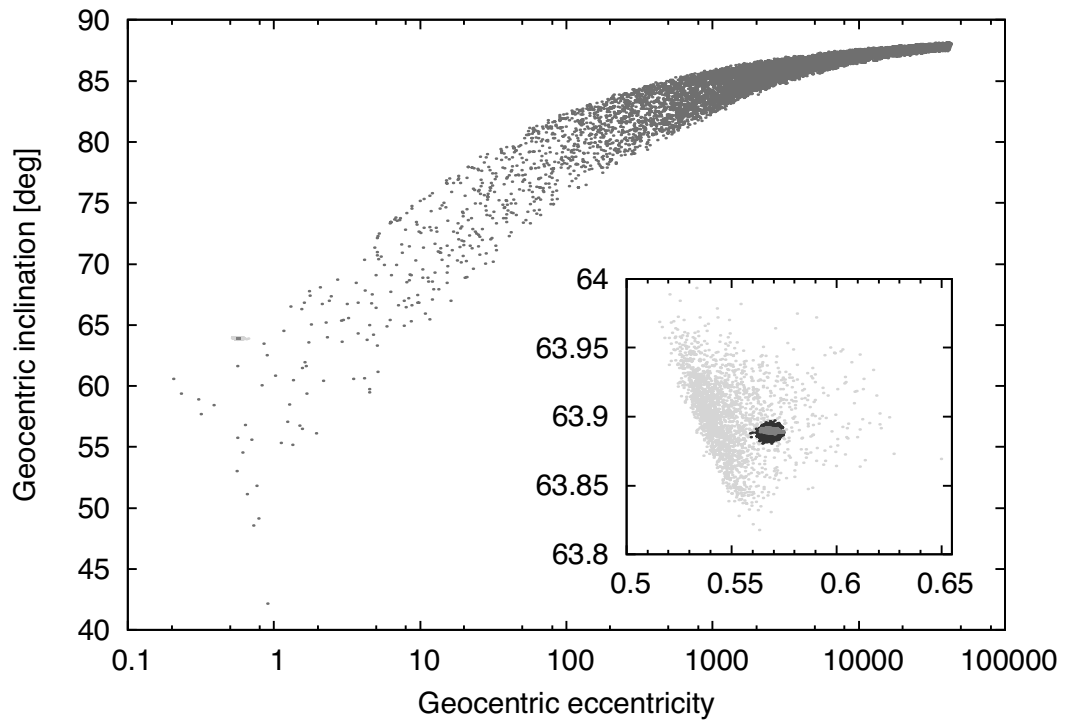


Figure 1: Virtual-observation MCMC solution for asteroid 2006 RH₁₂₀, so far the only discovered natural Earth satellite (captured in 2006 and spent 1 year orbiting the Earth). The distribution of geocentric eccentricity $e_{\oplus}$ and inclination $i_{\oplus}$ with a timespan of 1.5 hours and 7.5 hours (close-up in the small frame). (From Granvik et al. 2012b)

Our statistical methods and the resulting orbital element p.d.f.'s immediately enable probabilistic analysis such as population studies or impact predictions to be carried out. Furthermore, this can be readily done also for very sparse data sets and data sets of poor quality - providing that some a priori information on the observational uncertainty is available. To carry out population studies, a catalogue of individual space debris objects is needed, which in turn would require linking of individual space debris detections to specific objects. This is a demanding task and currently only around 16,000 objects are listed. Efficient numerical methods developed for linking of asteroid observations (Granvik & Muinonen, 2005 and 2008) can be applied to space debris to improve the situation. In a similar manner, impact probabilities with the Earth can be estimated for space debris, as has been done for asteroids from the discovery night onwards, e.g., by Virtanen et al. (2006) and Oszkiewicz et al. (2012), the latter study includes the sampling of the observational-error standard deviation as a random variable. Here we have demonstrated the applicability of our statistical methods to geocentric objects. Their usage for space debris observations is currently under discussion with ESA.

REFERENCES

- Granvik, M. and Muinonen, K., 2005. Asteroid identification at discovery, *Icarus*, **179**, 109-127.
- Granvik, M. and Muinonen, K., 2008. Asteroid identification over apparitions, *Icarus*, **198**, 130-137.
- Granvik, M., Virtanen, J., Oszkiewicz, D. and Muinonen, K., 2009. OpenOrb: Open-source asteroid-orbit-computation software including statistical ranging. *Meteoritics & Planetary Science*, **44(12)**, 1853–1861.
- Lindqvist, H., Muinonen, K., Nousiainen, T.P., Um, J., McFarquhar, G.M., Haapanala, P., Makkonen, R. and Hakkarainen, H., 2012. Ice-cloud particle habit classification using principal components. *J. Geophys. Res.*, **117**, D16206.
- Muinonen, K. and Bowell, E., 1993. Asteroid orbit determination using Bayesian probabilities. *Icarus*, **104**, 255–279.
- Muinonen, K., Granvik, M., Oszkiewicz, D., Pieniluoma, T. and Pentikäinen, H., 2012. Asteroid orbital inversion using a virtual-observation Markov-chain Monte Carlo method. *Planet. Space Science*, **73(1)**, 15-20.
- Oszkiewicz, D., Muinonen, K., Virtanen, J., Granvik, M. and Bowell, E., 2012. Modeling collision probability for Earth-impactor 2008 TC3. *Planet. Space Science*, **73(1)**, 30-38.
- Virtanen, J. and Muinonen, K., 2006. Time evolution of orbital uncertainties for the impactor candidate 2004 AS1. *Icarus*, **184**, 289-301.

Quantifying uncertainties in long-term climate predictions

J.S. Ylhäisi¹

¹ Department of Physics, University of Helsinki, jussi.s.ylhaisi@helsinki.fi

Abstract

We have analyzed different sources of uncertainties in 21st century climate projections as provided by two consecutive climate model ensemble generations CMIP3 (used in the Fourth Assessment Report of the IPCC) and CMIP5 (to be used in the Fifth Assessment Report). We divide the total variance into three additive components caused by 1) internal variability of climate (chaotic, non-reducible in the long-term) 2) modelling uncertainty (potentially reducible in all time scales) and 3) uncertainty caused by socio-economic development of humankind (non-reducible in all time scales). As climate models are constantly being developed, they become more complex as more processes are being explicitly incorporated into them. On the basis of our data, this leads to increased uncertainty in the future climate projections. This uncertainty should be systematically taken into account as a part of any adaptation measure aimed against climate change, using proper risk analysis methods. Postponing adaptation in the hope of future climate models to provide us with more accurate estimates of climate change compared with the ones of today is a poor strategy as such simulations might not become available in the first place.

1. INTRODUCTION

Global climate models are the only plausible tools for estimating climate change in the time scale of several decades. These simulations of the future climate have several practical applications and they are widely used in decision-making. They are based on several assumptions of the development of humankind in the future, defining the degree of greenhouse gas emissions and, eventually, the radiative forcing on climate system (so called *scenario uncertainty*, scenario is here defined as an internally consistent socio-economic description on a future outcome of greenhouse gas emissions). Also, the structure of the climate model used strongly affects to the simulated response on a specific climate forcing. As no one single climate model can be shown to be superior to the others (e.g. Gleckler et al. 2008) and because this *modelling uncertainty* needs to be sampled somehow, several climate models are typically used for estimating future climate change. Finally, the Earth's climate system as a whole is very complicated as it consists of several subcomponents (cryosphere, lithosphere, biosphere, atmosphere and the hydrosphere) which are in constant mutual interaction with each other. Hence, the climate system also incorporates “natural/internal climate variability” on all time scales, which can be seen as fluctuations in climate even if all external factors affecting climate are kept as constant.

Scenario and model subcomponents are illustrated in Figure 1. Each of the three subcomponents have a very different nature related to them: Deterministic evolution of climate is impossible for

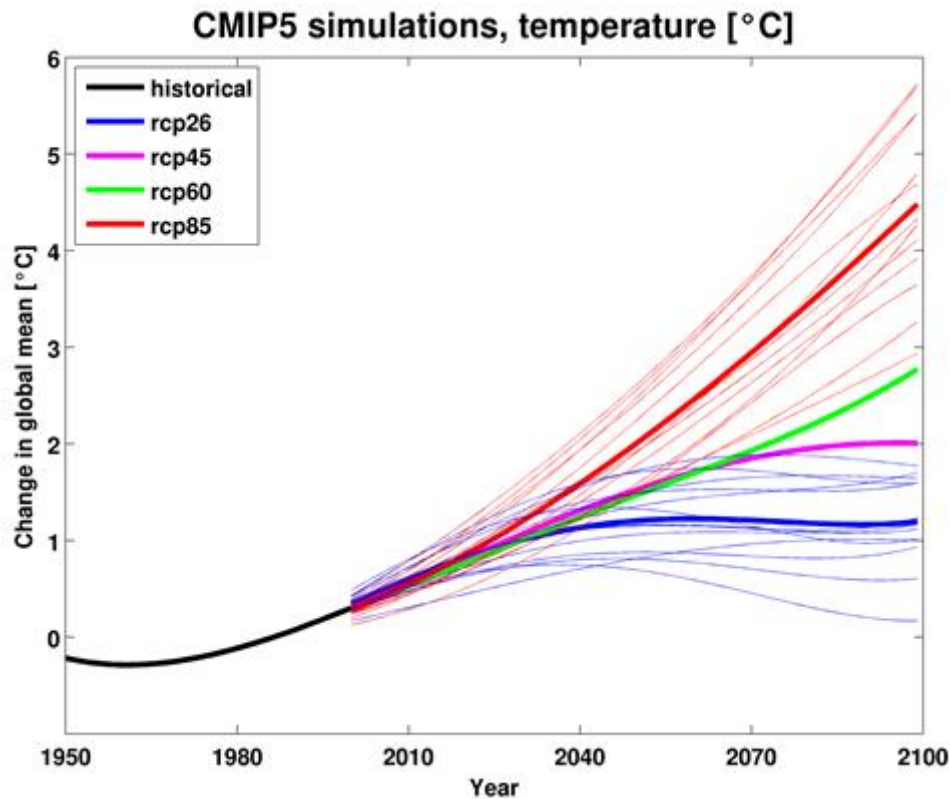


Figure 1: Smooth fits of annual global mean temperatures simulated by 13 different CMIP5 climate models. Time period 2005-2100 is based on different rcp (*Representative Concentration Pathways*) emissions scenarios. The thick lines are multi-model means and thin lines individual model simulations (for clarity, these are shown only for rcp26 and rcp85 scenarios). The variability between thick lines illustrates scenario uncertainty and variability between thin lines illustrates modelling uncertainty. Internal variability is not illustrated in the figure.

time scales longer than a few decades, making internal variability mostly non-reducible. Modelling uncertainty is potentially reducible through scientific investments through better process understanding and the constant development of climate models. Scenario uncertainty cannot be reduced by any objective means, as no probabilities are attached to different socio-economic scenarios. In other words, humankind can be assessed to develop regards to different pathways which correspond to different greenhouse gas emissions, but no probabilities are given to different outcomes. Many of the climate model users would likely prefer climate predictions with small uncertainty related to them as it would facilitate decision-making in various applications. Should the uncertainty intervals in future climate projections to be reduced, it will have to be through model development and better scientific understanding. How much of the total variance is reducible in the first place and how does the gradual development of the models affect the actual uncertainties? To study this, we followed the method proposed by Hawkins and Sutton (2009). We applied it to monthly mean temperature and precipitation projections of two consecutive generations of global climate models, in order to acquire a comprehensive picture on the relative importance of different uncertainties and their temporal development through time. The analysis presented in this abstract is based on the manuscript Ylhäisi et al. (2013).

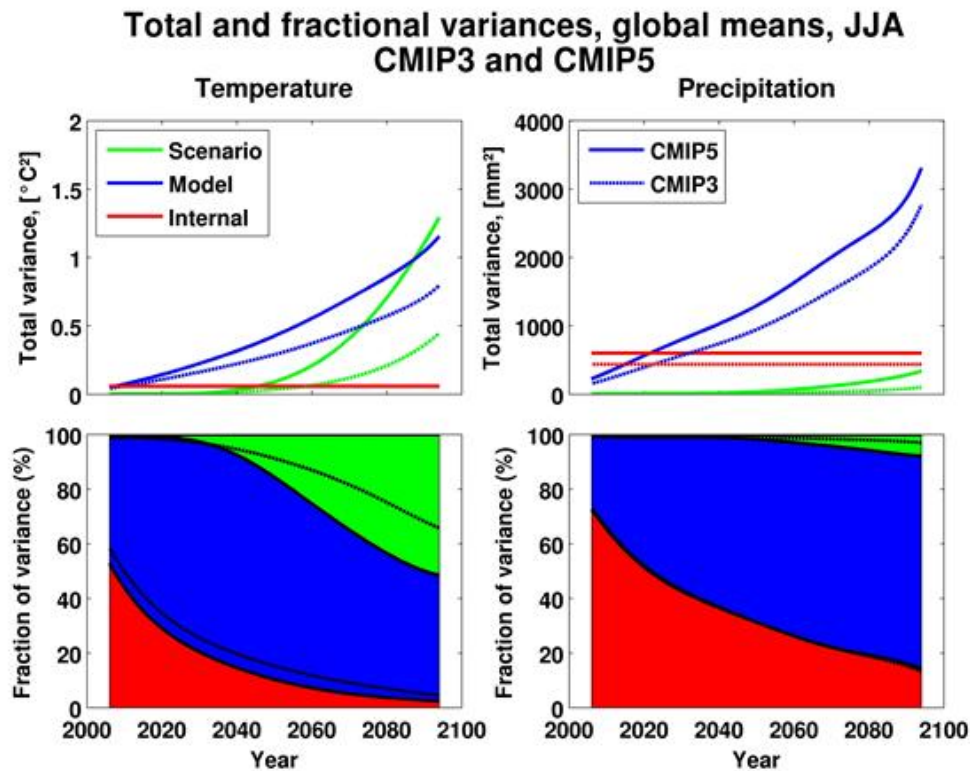


Figure 2: Globally averaged variance in JJA (June-July-August) season divided into three additive subcomponents, as simulated by CMIP3 (dashed) and CMIP5 (solid) climate model ensembles. Left column for seasonal mean temperatures, right column for accumulated precipitation. Upper row shows the absolute values, bottom row the fractions from the total variance.

2. SELECTED RESULTS

Figure 2 represents the temporal evolution of the three different types of globally averaged uncertainties in future climate projections for northern Hemisphere summer months (the results look qualitatively the same also for the other seasons). The two variables show a very different behaviour to them regards to the importance of the three subcomponents. On the long time scales, relative importance of modelling uncertainty is much larger for precipitation than for temperature, whereas simulations of future precipitation are very insensitive to the actual greenhouse gas emissions on all time scales. For temperature, the effect of any mitigation efforts for climate change is more and more seen towards the end of the century implied by the growing importance of scenario uncertainty. For near-term (order of 40 years), the choices made by humankind do not have a noticeable effect on the temperature, emphasizing the discrepancy between the timescales relevant for most societal investments and the climate system itself.

Figure 2 also allows the comparison of different climate model ensembles. When comparing the latest CMIP5 ensemble with the CMIP3 ensemble, a notable increase of variance is seen for all subcomponents (except for internal variance of temperature). This finding might at first seem very counter-intuitive, but actually is in line with the earlier findings from carbon cycle models

(e.g. Cadule et al., 2009): New scientific research does not necessarily lead to increased confidence or reduced uncertainty in the climate projections. On the opposite, uncertainty intervals seem to have been only increased, as the complex climate system is able to produce feedbacks which were not anticipated previously. The results of Figure 2 have considerable geographic differences to them, though. For temperature, the importance of the modelling uncertainty is the most important over high latitudes, especially near the cryospheric borderline where the surface type has a large importance for the surface climate (temperature will increase the most over areas where sea ice is melting). Over the low latitudes, scenario uncertainty has the largest importance. These findings are the opposite for the precipitation.

3. FINAL COMMENTS

When using the climate model predictions for applications, most users understandably prefer using the latest set of climate models developed, abandoning the older models as being outdated. Even though research work is currently ongoing, our study sheds some light to the applicability of this paradigm regards to the uncertainty intervals. Latest set of climate models with no doubt describe the nature in a more realistic sense, regards to the number of processes contained in them and the spatial resolution. However, as the model development so far has not been able to reduce uncertainty intervals involved to the climate projections remarkably, it is valid to assume a large fraction of the total uncertainty to be an intrinsic and irreducible part of the climate system itself. Therefore, our suggestion for the climate data users is to exploit the latest climate projections despite considerable uncertainties involved to them. Adaptive decisions should not be postponed in the hope of new research reducing the uncertainty intervals. The use of climate models for applications should be incorporated with appropriate risk assessment methods, taking into account the uncertainty in probabilistic terms.

REFERENCES

- Cadule, P., L. Bopp and P. Friedlingstein, 2009. A revised estimate of the processes contributing to global warming due to climate-carbon feedback. *Geophysical Research Letters*, **36**, L14705.
- Gleckler, P.J., K.E. Taylor and C. Doutriaux, 2008: Performance metrics for climate models. *Journal of Geophysical Research*, **113**, D06104.
- Hawkins, E. and R. Sutton, 2009: The potential to narrow uncertainty in regional climate predictions. *Bulletin of The American Meteorological Society*, **90**, 1095-1107.
- Ylhäisi, J.S., L. Garrè and J. Räisänen, 2013: The importance of proper risk analysis under inherently uncertain climate change. *Local Environment*, submitted.