

ARKISTOKAPPALE

RAPORTTITIEDOSTO  
N:o 4655

## GEOLOGIAN TUTKIMUSKESKUS

GEOLOGISKA FORSKNINGSCENTRALEN  
GEOLOGICAL SURVEY OF FINLAND

---

K 21.42/2002/1

### **RAAHE-LAATOKKA –SYMPOSIO**

**KUOPIO 20.- 21. 3. 2001**

**LAAJAT ABSTRAKTIT**

**Toimittaneet Kalevi Korsman ja Pekka Lestinen**



**GTK**

## RAAHE-LAATOKKA –SYMPOSIO

20-21.03.2001, KUOPIOSSA

OHJELMA

20.03.

Puheenjohtaja *Gabor Gaál*

10.00-10.15 *Erkki Luukkonen: Symposium avaus*

10.15-10.45 *Elias Ekdahl: R-L-vyöhykkeen malmipotentiali*

10.45-11.15 *Erkki Luukkonen: Väli-Suomen aluetoimiston tavoitteet R-L-vyöhykkeellä*

11.15-11.45 *Kalevi Korsman: R-L-vyöhykkeen geologiset pääpiirteet*

11.45-12.15 *Tapio Koistinen: R-L-vyöhykkeen rakennekehitys*

12.15-13.15 LOUNAS

Puheenjohtaja *Pekka Nurmi*

13.15-13.45 *Seppo Elo: R-L-vyöhykkeen painovoima-anomaliaista*

13.45-14.15 *Toivo Korja: R-L-vyöhykkeen syväjohteet*

14.15-15.15 *Matti Vaasjoki & Hannu Huhma: R-L-vyöhykkeen isotooppigeologiasta*

15.15-15.45 *Raimo Lahtinen: R-L-vyöhykkeen geologisesta mallinnuksesta*

15.45-16.15 KAHVITAUKO

16.15-16.45 *Juha Korhonen: R-L-vyöhykkeen geofysikaalisesta ja petrofysikaalisesta luonteesta*

16.45-17.15 *Ilmo Kukkonen: R-L-vyöhyke ja heijastusluotaushanke*

17.15-17.45 *Jukka Kousa & Jarmo Nikander: Raahen rannikon kallioperägeologiasta*

Puheenjohtaja *Erkki Luukkonen*

18.00-19.00 Keskustelua, alustajina *Matti Pajunen ja Petri Peltonen*

21.03.

Puheenjohtaja *Raimo Lahtinen*

8.30-9.00 *Matti Pajunen: Svekofenninen aktiivisuus arkeisella alueella*

9.00-9.30 *Jorma Paavola & Asko Kontinen: Proterotsooinen päällemerkintä arkeisella alueella*

9.30-10.00 *Tapio Ruotoistenmäki: R-L -vyöhykkeen luoteisosan geofysiikasta*

10.00-10.30 *Pentti Hölttä & Irmeli Mänttari: Iisalmen blokin kehityksestä Sims-tulosten valossa*

10.30-11.00 KAHVITAUKO

- 11.00-12.00 *Heikki Lukkarinen, Antti Pääjärvi & Olli Äikäs: Savon hankkeen tutkimuksista*
- 12.00-12.30 *Mikko Nironen: Keski-Suomen granitoidikompleksin kehityksestä*
- 12.30-13.30 LOUNAS  
Puheenjohtaja *Elias Ekdahl*
- 13.30-14.00 *Hannu Luodes: R-L-vyöhykkeen rakennuskivitutkimuksista*
- 14.00-14.30 *Jukka Kousa: Pyhäsalmi-Vihanti-vyöhykkeen geologisesta kehityksestä*
- 14.30-15.00 *Jouni Luukas: Raahe-Laatokka-vyöhykkeen massiivisten sulfidimalmien/mineralisaatioiden rakenteelliset pääpiirteet*
- 15.00-15.30 *Kalevi Rasilainen: Vulkaniittien geokemia VMS-malmien etsinnässä: Esimerkkejä Pyhäsalmi-Pielavesi –alueelta*
- 15.30-16.00 *Hannu Makkonen: R-L-vyöhykkeen nikkelimalmien kehityksestä*
- 16.00-16.30 *Olavi Kontoniemi & Pekka Lestinen: Kullan esiintyminen Raahe-Laatokka – vyöhykkeellä*
- 16.30-17.00 KAHVITAUKO
- 17.00-18.30 Keskustelu mm seuraavista aiheista:  
- Vyöhykkeen tulevat tutkimukset, alustus *Erkki Luukkonen*  
- Svekofenninen nikkelimagmatismi, alustus *Markku Tiainen*  
- Raahe-Laatokkavyöhyke kansainvälisenä tutkimuskohteena, alustus *Kalevi Korsman ja Tapio Koistinen*

## OSALLISTUJALISTA

Ekdahl	Elias	Mänttari	Irmeli
Elo	Seppo	Nikander	Jarmo
Forss	Heikki	Nironen	Mikko
Gaäl	Gabor	Nurmi	Pekka
Huhma	Hannu	Ojala	Juhani
Hölttä	Pentti	Pajunen	Matti
Iisalo	Esko	Parkkinen	Jyrki
Koistinen	Tapio	Peltonen	Petri
Korhonen	Juha	Pietikäinen	Kimmo
Korja	Toivo	Pääjärvi	Antti
Korsman	Kalevi	Rasilainen	Kalevi
Kousa	Jukka	Ruosalainen	Aimo
Kukkonen	Ilmo	Ruotoistenmäki	Tapio
Kärkkäinen	Niilo	Sarapää	Olli
Lahtinen	Raimo	Tervo	Timo
Lehtonen	Matti	Tiainen	Markku
Lestinen	Pekka	Tontti	Mikko
Lukkarinen	Heikki	Vaasjoki	Matti
Luodes	Hannu	Wennerström	Marit
Luukas	Jouni	Virransalo	Petri
Luukkonen	Erkki	Västi	Kai
Makkonen	Hannu	Äikäs	Olli
Mursu	Juha		

## SISÄLLYSLUETTELO

<i>Elias Ekdahl:</i> RAAHE-LAATOKKA –VYÖHYKKEEN MALMIPOTENTIAALI.....	1
<i>Erkki Luukkonen:</i> VÄLI-SUOMEN ALUETOIMISTON TAVOITTEET RAAHE-LAATOKKA –VYÖHYKKEELLÄ .....	6
<i>Tapio Koistinen:</i> RAAHE-LAATOKKA –VYÖHYKKEEN RAKENNE-EVOLUUTIO .....	9
<i>Seppo Elo:</i> RAAHE-LAATOKKA –VYÖHYKKEEN PAINOVOIMA-ANOMALIOISTA .....	20
<i>Hannu Huhma:</i> PROTEROTSOOISEN KUOREN ALKUPERÄ RAAHE-LAATOKKA –VYÖHYKKEELLÄ SM-ND ISOTOOPPIEN VALOSSA .....	28
<i>Ilmo Kukkonen:</i> PROJECT FIRE: DEEP SEISMIC REFLECTION SOUNDING IN FINLAND 2001-2005.....	31
<i>Matti Pajunen:</i> PALAEOPROTEROZOIC METAMORPHIC OVERPRINT ON THE ARCHAEOAN CRUST IN EASTERN FINLAND .....	35
<i>Asko Kontinen:</i> PROTEROZOIC TECTONOTHERMAL OVERPRINT IN THE EASTERN FINLAND ARCHAEOAN COMPLEX AND SOME THOUGHTS OF ITS TECTONIC SETTING .....	42
<i>Tapio Ruotoistenmäki:</i> GEOPHYSICAL CHARACTERISTICS OF THE NW PART OF THE LADOGA – BOTHNIAN BAY -ZONE IN CENTRAL FINLAND.....	63
<i>Irmeli Mänttari &amp; Pentti Hölttä:</i> EVOLUTION OF THE IISALMI BLOCK IN THE LIGHT OF THE ION MICROPROBE DATING .....	75
<i>Heikki Lukkarinen, Antti Pääjärvi ja Olli Äikäs:</i> SAVON HANKKEEN TUTKIMUKSISTA .....	76
<i>Heikki Lukkarinen:</i> RAAHE-LAATOKKA –VYÖHYKKE KUOPION SEUDULLA .....	77
<i>Olli Äikäs:</i> JUANKOSKEN KARTTA-ALUEEN KALLIOPERÄSTÄ .....	94
<i>Hannu Luodes:</i> RAAHE-LAATOKKA / Rakennuskivet.....	96
<i>Jouni Luukas:</i> RAAHE-LAATOKKA –VYÖHYKKEEN MASSIIVISTEN SULFIDIMALMIEN/-ESIINTYMIEN RAKENTEELLISET PÄÄPIIRTEET .....	98
<i>Kalevi Rasilainen:</i> VULKANIITTIIEN GEOKEMIA VMS-MALMINETSINNÄSSÄ: ESIMERKKEJÄ PYHÄSALMI – PIELAVESI –ALUEELTA.....	103
<i>Hannu Makkonen:</i> RAAHE-LAATOKKA –VYÖHYKKEEN NIKKELIMALMIEN KEHITYKSESTÄ.....	105
<i>Olavi Kontoniemi &amp; Pekka Lestinen:</i> KULLAN ESIINTYMINEN RAAHE-LAATOKKA –VYÖHYKKEELLÄ .....	111
<i>Mikko Tontti:</i> KOMMENTTI RAAHE-LAATOKKA –VYÖHYKKEKESKUSTELUUN .....	117
<i>Kalevi Korsman</i> RAAHE-LAATOKKA –VYÖHYKKEEN SYMPOSION HERÄTTÄMIÄ AJATUKSIA.....	118

*Elias Ekdahl*

## **RAAHE-LAATOKKA –VYÖHYKKEEN MALMIPOTENTIALI**

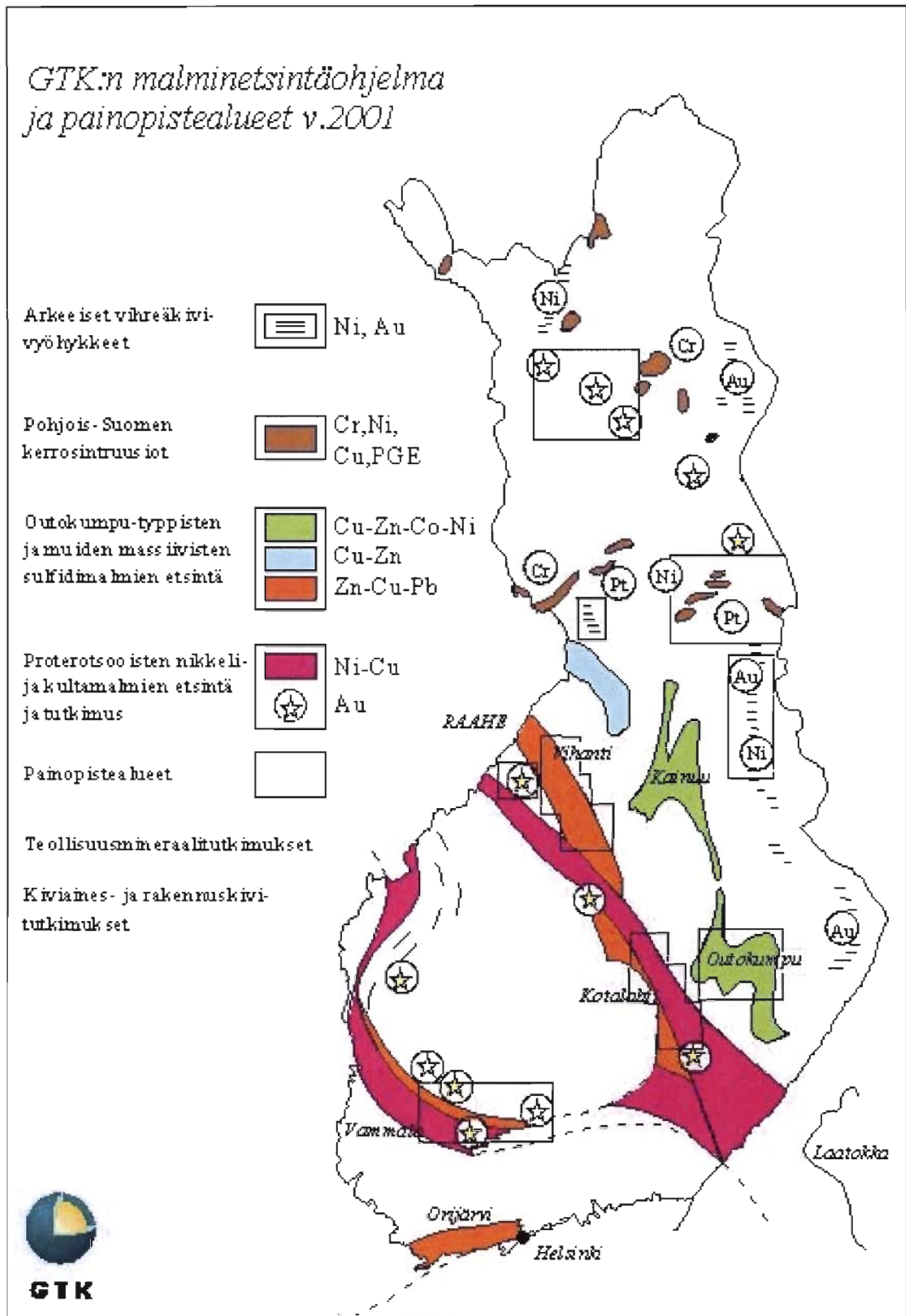
Edellinen tämän päivän teemaan liittyvä symposio pidettiin lähes tarkalleen 23 vuotta sitten. Se pidettiin Otaniemessä, nyt on jo päästy itse vyöhykkeelle Kuopioon. Edellisessä symposiossa suositeltiin ja hyväksyttiin vyöhykkeen nimeksi Laatokan–Perämeren malmivyöhyke. Tämä nimi ei ole kuitenkaan kotiutunut kielenkäyttöömme vaan melko vakiintuneesti vyöhykkeestä käytetään nimeä Raahe–Laatokka-vyöhyke. Jo ensimmäisessä symposiossa kirjattiin joukko geologisia, rakenteellisia ja metallogeenisia piirteitä, jotka ko. vyöhykettä karakterisoivat. Loppuotouksiksi jäi kuitenkin voimakas tarve jatkaa ja syventää vyöhykkeen tutkimista. Vain riittävän luotettava perustieto auttaa meitä ymmärtämään vyöhykkeen todellisen olemuksen ja ne malmiprosessit, jotka vyöhykkeeseen liittyvät. Nyt kun useat tutkimus- ja malminetsintähankkeet ovat työskennelleet vyöhykkeellä pitkään katsottiin olevan sopiva aika tämän symposion pitämiseksi.

Tällä hetkellä geologinen, geofysikaalinen ja geokemiallinen kartoitus kattavat lähes koko Raahe–Laatokka-vyöhykkeen. Alueen deformaatiokehitys ja rakenteellinen kuva alkavat niin ikään hahmottua. Pohjanlahdella vuonna 1989 tehty syväseisminen heijastusluotaus, BABEL -projekti paljasti todellisia faktoja syvämmän kuoren rakenteesta (Babel Working Group 1990). Myös Oulun yliopiston syväsähköiset tutkimukset antoivat tietoja syvällä kuorella sijaitsevista johteista (Korja 1990, Korja ja Hjelt 1993). Vyöhykkeen laattatektonista mallinnusta on sittemmin tehty varsin aktiivisesti. Suuria odotuksia asetetaan nyt alkamassa olevalle syväseismiselle heijastusluotaushankkeelle, jossa venäläinen Spetsgeofyzika tulee luotaamaan Suomessa neljä linjaa. Kaksi linjaa leikkaa Raahe–Laatokka-vyöhykkeen. Ensimmäinen linja alkaa Vartiuksesta ja kulkee Kajaanin, Vieremän ja Pyhäsalmen kautta Keuruulle. Toinen vyöhykettä leikkaava linja lähtee Ilomantsista Höytiäiselle ja kulkee Enonkosken pohjoispuolelta Keski-Suomen graniittialueelle Keuruulle. Tämä tutkimusvaihe ja sen tulokset antavat korvaamatonta tietoa Raahe–Laatokka-vyöhykkeen todelliselle mallintamiselle.

Venäläisten kanssa vuosina 1996 – 1999 toteutetussa Raahe–Laatokka-projektissa määriteltiin kuoren kehitykseen liittyen ne tektoniset vaiheet, joilla katsottiin olevan erityistä malmipotentialista merkitystä (Ekdahl & Philippov 1999). Raahe–Laatokka-vyöhykkeeseen katsottiin näin kuuluvan neljä ajallisesti toisiaan seuraavaa ja osittain myös päällekkäistä metallogeenista provinssia, jotka ovat :

Jormua–Outokumpu Cu-Zn-Co-Ni provinssi	1960 Ma
Vihanti–Pyhäsalmi Zn-Cu-Pb provinssi	1920 Ma
Kotalahti Ni provinssi	1880 - 1890 Ma
Raahe–Laatokka Au provinssi	1840 - 1880 Ma

Raahe–Laatokka-vyöhyke on kehittynyt Svekofennialaisen orogeenin tuloksena ja on näin käsitettävä pitkäaikaisena tapahtumana. Venäläisten kanssa yhteistyössä tehdyn kartan legendassa vyöhykkeen metallogeeninen kehitys on esitetty osana alueen geotektonista kehitystä lähtien intrakratonisesta riftingistä ja oseaanisen kuoren syntymisestä, meren avautumisesta ja sitä seuraavasta merenpohjan subduktoitumisesta ofioliittien syntyyn, saarikaaren muodostumiseen ja sitä seuraavaan magmatismiin. Viimeisintä orogeenista vaihetta metallogeniassa edustavat kompleksipegmatiitit (Liite 1).



Kuva 1. GTK:n malminetsintäohjelma 2001.

## GEOTECTONIC EVOLUTION AND RELATED METALLOGENY

### Raahe-Ladoga Zone (RLZ)

ERA	Geotectonic stage and association type	Age	Type occurrences	
			Raahe-Ladoga Zone	Eastern part of Fennoscandian Shield
	<ul style="list-style-type: none"> <li>Related Metallogeny</li> </ul>			

\* \* \*

### PALEOPROTEROZOIC EVOLUTION

#### Late - syn Svecofennian stage

Late thickening of the Svecofennian juvenile crust. Amalgamated terranes were intruded by microcline granites and complex pegmatites with some gabbros, monzonites and syenites

1770 - 1820 Ma

- Pegmatites with Li-Be-Sn-Nb-Ta mineralization
- Apatite-magnetite bearing gabbro-monzonites with REE
- W-skarns hosted by upper Jatulian sediments

Kitee, *Matkaselkä*

*Vuoksa, Raivomäki*

*Latvasyrjä*

Late - syntectonic felsic to intermediate and mafic magmatism. Hydrothermal activity in suture zones and origin of Raahe-Ladoga Au province.

1840 - 1890 Ma

- Epigenetic Au-As deposits controlled by quartz vein systems, shear zones, low to medium grade metamorphism and ductile to brittle deformation.
- Porphyry type Cu ± Mo ± Au ± W mineralization related to late phase granitoids
- Polymetallic sulfide deposits related to the mature arc magmatism
- Oxide phase Fe-Ti-V mineralization hosted by mafic layered intrusions

Osikonmäki, Laivakangas  
*Alattu, Puassu*

Lahnanen, Kopsa

Rauhala, Sykäräinen  
 Salo-Issakka

*Välimäki*, Kumiseva  
 Koivusaarenneva

METALLOGENIC PROVINCES OF THE RAAHE-LADOGA ZONE

Dextral shearing and rotation ( $D_3$ ) of the RLZ indicates NE-directed subduction of new Proterozoic crust, collision and intensive folding. The zone is characterized by high grade metamorphism and synorogenic magmatism. Svecofennian orogeny widely reworked the Archean crust and caused N-NE-directed overthrusting of Kainuu and North Karelia sequences.



**Syn - early Svecofennian stage**

Mafic to ultramafic polyphase- intrusions (pre-syn D<sub>2</sub>) with close connection to the schollen migmatitic suture zone comprising the Kotalahti Ni-province.

1880-1890 Ma

- Ni-Cu deposits related to ultramafic cumulates; sulphurization was an important factor in ore formation.

Kotalahti, Parikkala  
Hitura, Laukunkangas,  
**Araminlampi, Suurisuo**

Early orogenic successive series of bimodal submarine volcanism with island arc affinities. Polymetallic Vihanti-Pyhäsalmi province represents primitive arc at the craton margin while subsequent accreted volcanic arcs young and become more mature to the southwest

≥1920 Ma

- Stratabound Zn-Cu-Pb deposits controlled by volcanic complexes and hydrothermal alteration (pre D<sub>1</sub>)

Vihanti, Pyhäsalmi  
**Vissu, Varalahti**

Allochthonous nappes in Kainuu and North Karelia represent early orogenic obduction of Jormua-Outokumpu ophiolite sequences. Ultramafics underwent metasomatic serpentinization, carbonatization and silicification during metamorphism caused by overthrusting.

≤1960 Ma

- Cu-Zn-Co-Ni deposits associated with ophiolites

Outokumpu, **Tounan**

**Pre-Svecofennian Stage**

Intracratonic rifting and the formation of Jormua-Outokumpu oceanic crust (mantle peridotites of Red Sea-type). Large scale rifting and intensive tholeiitic magmatism indicated continental break-up and opening of pre-Svecofennian sea in the west.

1950 - 2060 Ma

- Ni-Cu deposits associated with mafic to ultramafic volcanics and related intrusions
- Fe-Ti-V deposits associated with layered intrusions

1950 - 1980 Ma **Pechenga**

2050 Ma

Otanmäki

**Pudozhgora**

\* \* \*



Raahe–Laatokka-vyöhyke on edelleen keskeinen malminetsintäalue Suomessa. GTK:n malminetsinnällä on vahva tutkimukseen ja mallintamiseen perustuva rooli. Outokummun aluetta tutkitaan Geomex-yhteistyöprojektissa Outokumpu Mining Oy:n kanssa. Tutkimuksen olennaisena osana on geologisen malmimallin laatiminen ja sen numeerinen testaaminen yhteistyössä CSIRO:n kanssa. Kainuun–Outokummun alueen tektono-stratigrafinen kartta tulee niin ikään olemaan merkittävä mallinnustuote. Vihannin–Pyhäsalmen alueella ollaan yhteistyössä James Cook yliopiston tutkijoiden kanssa tavoitteena selvittää ja mallintaa alueen polymetallista malminmuodostusta. Uusia litogeokemiaan perustuvia nikkelimalmien etsintämenetelmiä kehitetään tutkimusyhteistyössä CSIRO:n kanssa.

GTK:n malminetsintä on pitkäjänteistä tutkimustyötä, joka ei riipu päiväkohtaisista suhdanteista. Raahe–Laatokka-vyöhyke on jatkossakin keskeisellä sijalla GTK:n malminetsintäohjelmassa (Kuva 1). Vyöhykettä tarkastellaan kolmiulotteisena kokonaisuutena. Myös malminetsintän ja sen menetelmien kehittämisen painopiste on pintaan puhkeamattomien esiintymien löytämisessä. Pyhäsalmen syvämalmin löytyminen antoi uutta uskoa koko Suomen malminetsinnälle. Syväseismisen heijastusluotaushankkeen myötä on myös tarkoituksena kehittää ja käynnistää pintaseimistä tutkimusta kuoren ylimmän osan selvittämiseksi ja nimenomaan malminetsinnällisessä mielessä. Erityisen otollisia alueita olisivat Vihannin alueen laaja gravimetrinen anomalia sekä Outokummun nappe keskeisiltä osin.

GTK:n malminetsintän tehtävänä on tuottaa kaivosalan yrityksille tietoa maamme keskeisimpien geotektonisten vyöhykkeiden tai rakenteiden kehityksestä, prosesseista ja malmipotentialista. Samalla tuotetaan malmiaiheita, jotka raportoidaan kauppa- ja teollisuusministeriölle varhaisessa vaiheessa, heti kun niille on nähtävissä ulkopuolista kiinnostusta ja rahoitusta. Viimeisin osoitus tutkimukseen perustuvista malmilöydöistä on Leppävirran Rytlyn nikkeliäihe.

Mielestäni eräitä tämän kokouksen haasteita olisi listata niitä keskeisiä ja avoinna olevia kysymyksiä, joiden ratkaisemiseen tutkimuksen lähivuosina tulisi kyetä antamaan vastauksia.

Kuva 1. GTK:n malminetsintäohjelma 2001.

Liite 1. Raahe–Laatokka-vyöhyke / Metallogeny of the Raahe–Ladoga Zone, legenda Ekdahl, E. & Philippov, N. 1999.

## Kirjallisuus

- Babel Working Group 1990.** Evidence for early Proterozoic plate tectonics: evidence from seismic reflection profiles in the Baltic Shield, *Nature* 348 (6296), 34 - 38.
- Ekdahl, E. & Philippov, N. (editors) 1999.** Structure – lithology, metamorphism and metallogeny of the Raahe–Ladoga Zone, Map 3: Metallogeny 1:1 000 000. Geological Survey of Finland, Espoo, Finland.
- Korja, T. 1990.** Electrical conductivity of the lithosphere: Magnetotelluric studies in the Fennoscandian Shield, Finland. *Acta Univ. Oul. A* 215, 1990.
- Korja, T., Hjelt, S.-E. 1993.** Electromagnetic studies in the Fennoscandian Shield – electrical conductivity of Precambrian crust. In: The V.R.S. Hutton symposium: electromagnetic studies of the continents. Symposium at the 1992 European Geophysical Society (EGS) meeting, 6-10 April, Edinburgh, UK. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 81 (1- 4), 107 - 138.

*Erkki Luukkonen*

## **VÄLI-SUOMEN ALUETOIMISTON TAVOITTEET RAAHE-LAATOKKA –VYÖHYKKEELLÄ**

Raahe-Laatokka –vyöhyke on alueellisesti vielä varsin joustava käsite, niinpä esityksessäni pitäydyn noin 200 kilometrin levyiseen ”vyöhykkeen ydinalueeseen” Raahe - Kurkijoki (Laatokan rannalla Venäjän Karjalassa) välillä.

### **1. Kallioperäkartoitus ja -tutkimus (vyöhykkeen Suomen puoleinen osa)**

Nykyinen Raahe-Laatokka –vyöhykkeen kallioperäkartoitustilanne on kohtalainen ja sen geologiset pääpiirteet tunnetaan verrattain hyvin. Vuoteen 2003 mennessä GTK:n tavoitteen mukaisesti myös Raahe-Laatokka –vyöhykkeen kaikki tarvittava geologinen tieto on kasattava GTK:n tietovarastoihin, mistä sen jälkeen niiden hyödyntäminen jouhevasti GIS-työkaluilla pitäisi käydä päinsä. Muutaman lähivuoden aikana vielä keskeneräiset vyöhykkeen NW-osan ja Kuopion ympäristön 1:100 000 mittakaavaiset kallioperäkartat selityksineen (myös paraikaa päivitettävät kartat) pyritään saamaan valmiiksi. Tämän jälkeen vielä kartoittamattomat 1:100 000 mittakaavaiset karttalehtialueet, kuten 3324 (Salahmi), 3244 (Vehmersalmi), 3243 (Leppävirta), 4212 (Savonranta), 4211 (Savonlinna), 3143 (Puumala), 3214 (Hankasalmi), 3213 (Kangasniemi), 3221 (Äänekoski), 3222 (Konginkangas) ja 2333 (Kivijärvi), tulee saattaa tavalla tai toisella mahdollisimman pian työn alle.

Saman aikaisesti vyöhykkeen muun osan vanhentuvaa kallioperäkartoitusta tulee päivittää. Lisäksi vyöhykkeen SE-pään kallioperäkartoitustietoa korreloidaan venäläisten kanssa. Lähitulevaisuudessa alueen kasvukeskusten kaavoituksen tueksi pienimittakaavaista kallioperäkartoitusta tullaan tekemään myös maksullisena tilaustyönä.

Vyöhykkeen kallioperäkartoituksen kuntoon saattaminen edellyttää lisää raha- ja henkilöresursseja, koska joka vuosi enemmän nykyisistä resursseista hupenee maksulliseen tilaustoimintaan. Nykyisin resurssien järkevän tasoisen kartoituksen saaminen kestää liian kauan.

Nykyinen vyöhykkeen geologinen visualisointi/mallinnus on suurissa puitteissa sopusoinnussa laattatektonisen ajatustavan kanssa. Tulevaisuudessa kallioperätutkimuksen tehtävänä on selkeyttää entisestään vyöhykkeen geologisia tapahtumia ja saada deformaatiovaiheiden pienetkin piirteet loogiseen järjestykseen. Siinä työssä tarkalla litogeokemiallisella ja rakennegeologisella tutkimuksella yhdessä eri menetelmin tehtävien isotooppioiden kanssa tulee olemaan keskeinen rooli..... Tuoko se mukanaan uuden tulkintamallin, sen aika näyttää. Vyöhykkeen SE-pään mallinnusta tehdään mahdollisesti yhteistyössä venäläisten geologien kanssa. Tulevaisuudessa erilaiset yhteistyöprojektit kotimaisten ja ulkomaisten yliopistojen/ tutkimuslaitosten kanssa tulevat lisääntymään.

Tutkijoille GTK:n pitäisi myös aluetoimistossa pystyä takaamaan julkaisujen tekoon työrauha. T&K –luonteinen toiminta pitää virallistaa myös aluetoimistoihin muun operatiivisen toiminnan rinnalle. Muutoin hyvätkin geologiset oivallukset jäävät työkiireiden takia julkaisematta.

### **2. Metallisten malmien etsintä**

Raahe-Laatokka -vyöhyke on yhä edelleen yksi Suomen malmipotentialisimmista alueista. GTK/VSA/KAPERAN kaksi hanketta päätyönään ja kolmas osittain tekee siellä metallisten

malmienetsintää. Molemmat ensimmäituista ovat ohi vuoden 2002 lopussa ja niiden tulosten perusteella arvioidaan tulevat malminetsintätarpeet ja -etsintästrategiat. Meneillään olevat työt nikkelin, kullan ja massiivisten sulfidimalmien osalta ovat edenneet hyvin ja tulokset ovat olleet rohkaisevia. Olenkin melko varma, että metallisten malmien etsintää jatketaan ainakin nykyisessä laajuudessa myös tulevaisuudessa (luultavasti osittain ulkopuolisen rahoituksen turvin). Lähivuosien aikana vyöhykkeen SE-pään kallioperän raaka-aineiden etsintää tehtäneen yhteistyössä venäläisten kanssa jossakin muodossa.

Olemassa olevan ja uuden kallioperäkartoitustiedon perusteella rajataan entistä tarkempaan vyöhykkeen sisältä malmikriittisen alueet ja keskitetään niihin ensivaiheen malminetsintäresurssit. Sinkin osalta Pielavesi - Kiuruvesi - Pyhäsalmen alue sietää panna kokonaan uudelleen käsittelyyn. Kuten myös Virtasalmen (muistuttaa Vihantia) ja Rautalammen alueet.

### 3. Rakennuskivet ja teollisuusmineraalit

Vyöhykkeen keski- ja SE-osan rakennuskivipotentiaalisuus on korostunut useiden onnistuneiden alueellisten rakennuskivitutkimushankkeiden kautta. Niiden tuloksena alueelle on synnytetty nopeaan tahtiin uusia rakennuskivilouhimoja ja kosolti uusia lupaavia rakennuskivivaihteita. Tämän perusteella uskon, että saamme rahoituksen vyöhykkeen NW-osan alueelliselle rakennuskivihankkeelle, jotta siellä jo oleva ja tuleva alan teollisuus saisi tulevaisuuden raaka-ainereservinsä turvattua.

Raahe-Laatokka -vyöhykkeen vaikutuspiirissä Siilinjärven apatiittikaivos, Lappeenrannan Ihalisten ja Virtasalmen Ankeleen, Maaningan Pulkonkosken, Joroisten Huutokosken ja Juvan Tutusen karbonaattiesiintymät ja Virtasalmen kaoliinireservit ovat vankka osoitus alueen teollisuusmineraalipotentiaalista. GTK/VSA/KAPERAN henkilöresurssipulasta johtuen teollisuusmineraalien etsintään emme voi tänään panostaa tarpeeksi. Toivottavasti tulevaisuudessa tilanne on parempi.

### 4. Geofysiikka

Raahe-Laatokka -vyöhykkeen alueelta on saatavissa hyvätasoinen matalentogeofysiikka. Tämän materiaalin jatkoselvittelyssä geologien ja geofyysikkojen lisääntyvä yhteistyö on paikallaan. Kohteellisia maanpintamittauksia tehdään tarvittaessa kallioperätutkimus- tai malminetsintätarpeita varten. Painovoimamittausten alueellinen kattavuus on vielä heikohko ja niitä on syytä jatkaa mahdollisuuksien mukaan ripeästi eteenpäin.

Uutena menetelmänä, venäläisten kanssa yhteistyössä tehtävällä reflektioseismisellä profiilimitauksilla yhdessä muun geotiedon kanssa tulee olemaan varmasti suuri merkitys vyöhykkeen suurrakenteiden hahmottamisessa. Reflektioseismiikan jalostunutta versiota käytetään mm. Kanadassa massiivisten sulfidimalmien etsintään. Tämä laitteisto ja osaaminen on syytä hankkia myös meille malminetsinnän tueksi.

### 5. Maaperä ja ympäristö

Kaavoituksen ja muun maankäytön tarvetta varten Raahe-Laatokka -vyöhykkeen taajama-alueista ja niiden ympäristöistä on maaperäkartoitus valtaosin jo tehty. Uutta maaperäkartoitusta tullaan tekemään ulkopuolisten tilausten ja rahoituksen turvin myös tulevaisuudessa.

Raahe-Laatokka –vyöhykkeen NW-osa on eräs Väli-Suomen merkittävin turvetuotantoalue. Tuotantoedellytysten turvaamiseksi GTK/VSA jatkaa alueella edelleen aktiivisesti turvetutkimuksia. Turvesoiden alla oleva kallioperä ja maaperä tuottaa turpeeseen ”luonnollista saastetta”. Näiden minimoimiseksi teemme kokoajan GTK/VSA:n KAPERAN ja MAPERAN välillä saumatonta yhteistyötä. Tässä mm. tarkka kallioperä ja rapakallio-/moreenigeokemiallinen kartoitus hyödyttää molempia osapuolia.

Vyöhykkeen alueella maaperätietoa on menestyksellisesti käytetty malminetsinnän tukena jo kotvan aikaa. Yhdessä moreenigeokemian tutkimusten kanssa maaperätieto on edelleen kelpo menetelmä menestyvän malminetsinnän tukena.

Toimintansa lopettaneiden kaivosalueiden kunnostuksessa GTK/VSA/MAPERAN rooli on viime vuosina ollut keskeinen. Useimmat vyöhykkeen alueella lopettaneet kaivokset ovat nykyään kaivosympäristötutkimusten kohteena ja niihin pyritään yhteistyössä omistajien kanssa löytämään sopivat kunnostustoimenpiteet.

Raahe-Laatokka –vyöhykkeen alueella uutena ja merkittävänä maankamaran tulevaisuuden raaka-aineenreservinä on korkealaatuinen pohjavesi. Laadultaan erinomaista kalliopohjavettä on onnistuneesti paikallistettu Leppävirralta ja uusia tutkimuspyyntöjä on tulossa. Kallioperän vaikutusta Joensuun pohjaveden laatuun on tutkittu tilaustyönä Pohjois-Karjalan ympäristökeskuskelle. Uusia pohjaveden laatuvaikutusten selvityspyyntöjä on tullut useita vyöhykkeen NW- osan kuntien alueelta.

Kuten edellä esitetystä huomasitte GTK Väli-Suomen aluetoimiston kartoitus- ja tutkimustoiminta on vireää Raahe-Laatokka –vyöhykkeellä. Sen lisäksi olemme kiinteässä yhteistyössä ympäröivän yhteiskunnan kanssa ja sidosryhmäverkostomme on laaja. Tulevaisuudessa pyrimme edelleen palvelemaan vanhoja asiakkaita entiseen tapaan, mutta myös lisäämään yhteistyötämme, jotta geoalan osaamisemme olisi varmasti sitä tarvitsevien hyötykäytössä.

Tapio Koistinen

## RAAHE-LAATOKKA –VYÖHYKKEEN RAKENNE-EVOLUUTIO

### YLEISTÄ

Raahe-Laatokka-vyöhyke edustaa omalla tavallaan Fennoskandian kilvellä arkeeseen maankuoren lounaisrajaa. Rajavyöhyke jatkuu Perämeren alitse Ruotsiin ja päättyy Kaledonidien alla viimeistään ennen Norjan meren merellistä kuorta. Kaakossa se jatkuu paljastuneena joitakin kymmeniä kilometrejä Venäjän puolella ja hautautuu sitten vendiläisten ja kambrialaisten sedimenttien alle. Siellä, ei kovin kaukana kilven rajasta, sen pitäisi päättyä Sarmatian prekambriksen megalohkon rajaan.

Raahe-Laatokka-vyöhyke lienee saanut perimmäisen alkunsa repeamisesta, jonka seurauksena pian oli arkeinen mannerreuna lounaaseen avautuvan meren äärellä, noin 2 Ga sitten.

Aikanaan meren korvasi nykyisen mantereellisen maankuoren vaihteittainen muodostus. Miten se aluksi tapahtui, on edelleen osittain hyvin epäselvää. Asiaa ovat tutkijat selvittäneet mm. kivien ja ksenoliittien litogeokemiallisin (/geokronologisin) keinoin ja tektonisilla malleilla. Tutkimuksen tekee vaativaksi mm. varhaisten materiaalien tai jopa mahdollisesti varhaisimman paleoproterotsooisen kuoren joutuminen uudelleenkiertoon.

Vähän myöhemmin materiaalit onnistuivat paremmin iskostumaan uuden, kypsytävän maankuoren osiksi ja ylipäänsä säilyivät. Sen vuoksi jo ensimmäisistä regionaalimetamorfisista ja vastaavista tektonisista piirteistä lähtien vyöhykkeen evoluutiopolku voidaan selvittää kronologisesti ja aukottomasti kallioperäkartoituksen ja siihen liittyvän tutkimuksen keinoin. Abstrakti käsittelee kallioperäkartoituksella selvitettyä osaa Raahe-Laatokka-vyöhykkeen rakenne-evoluutiosta. Edeltäneet laattatektoniset prosessit, joihin ei tässä juuri paneuduta, ovat ilmeisesti paljolti ennalta suunnanneet kyseisen evoluution tulevaa karakteristiikkaa.

Raahe-Laatokka-vyöhykkeellä voi olla subjektiivisesti erilaisia 'leveyksiä' vapaasti sen mukaan, mistä asiasta milloinkin on kyse. Vuonna 1999 julkaistuissa Raahe-Laatokka-vyöhykkeen kartoissa (GTK) leveys valittiin siten, että vyöhykkeelle ominainen 'structural grain' sisältyisi juuri sopivasti näihin karttoihin. Pohjois-Karjalassa luonteenomaiset tektoniset ylityöntövyöhykkeet kuuluvat tähän kuvioon, ja ne on joka tapauksessa luettava kuuluviksi Raahe-Laatokka-vyöhykkeeseen, jos tavoitteena on selittää vyöhykkeelle ominainen tektoninen tyyli ja sen syyt.

Rakennekehitys esitellään mukavuussyistä 'deformaatiofaasien' avulla. Niihin viitataan tässä yhteydessä käyttämällä tavanomaisia termejä ( $D_1$ ,  $F_1$ ,  $S_1$ ...).

Allekirjoittanut on kerännyt viimeisten 20 vuoden aikana aineiston, joka pääosin selittää koko Etelä- ja Itä-Suomen tektonisen rakenne-evoluution ja osia Lapista. Tehdyn laaja-alaisen korrelaation vuoksi tässä nyt esitettävä jaottelu pätee siis koko mainitulla alueella. Jotkin alan tutkijoiden julkaisemat *paikalliset* suksessiot saattavat rajoitetuista tutkimusalueista johtuen osin poiketa tässä esitettävästä, sillä jokin paikallisesti vähäpätöiseltä *näyttävä* mutta regionaalisesti kuitenkin tärkeä rakenne on saattanut jäädä vaille asiaankuuluvaa huomiota. Alan täydellisimmät tutkimukset on Etelä-Suomen rannikkovyöhykkeellä tehnyt A.M.Hopgood. Rannikkoseudun ja muun Etelä-Suomen välinen tektoninen tarkastelu on tekeillä (Koistinen, Hopgood).

Tämä abstrakti on vain Raahe-Laatokka-vyöhykettä koskeva ennakkotiedonanto allekirjoittaneen laajemmasta aineistosta.

## VARHAISIMMAT TEKTONISET DEFORMAATORAKENTEET VYÖHYKKEEN KIVILAJEISSA

Viime aikoina tehtyjen tutkimusten (VSA, HY) mukaan Jormuan-Outokummun ofioliitin ultramafiiteissa on deformaatiorakennetta, joka on peräisin manttelin deformaatiosta. Evoluutioajankohdan varhaisuudessa se ilmeisesti 'voittaa' malmin ja sivukivien ns. 'pre-D<sub>1</sub>' deformaatiorakenteen\* (Koistinen 1981), joka liittyy ylityöntötektonismiin ennen selkeää metamorfista D<sub>1</sub> (F<sub>1</sub>, S<sub>1</sub>) rakennetta malmissa ja sivukivissä ja yleensä koko ympäristössä. 'Pre-D<sub>1</sub>' voidaan myös ymmärtää kattavan kaiken deformaation ennen laajalti vaikuttavaa regionaalimetamorfoosia.

[\* Alkuperäinen termi 'pre-D<sub>1</sub>' säilytetään allekirjoittaneen teksteissä sopivan käyttökelpoisuutensa vuoksi. En suosittelen Ward & Kohosen (1989) ehdottamaa S<sub>1</sub>:a edeltävien satunnaisesti havaittujen metamorfisten tekstuurien uudelleennimeämistä S<sub>1</sub>:ksi, sillä siinä tapauksessa melkein kaikki Suomen paikalliset suksessiot alkaisivat (aikaisintaan) 'epämukavasti' D<sub>2</sub>:sta (F<sub>2</sub>:sta,..)].

Kivilajien ikien puolesta potentiaalinen hyvin varhaisten rakenteiden kenttä olisi ehkä Vihanti-Pyhäsalmi-Rautalampi-Haukivesi-Virtasalmi yms., niiden yli 1.9 Ga happamat ja emäksiset vulkaniitit sekä tonaliitit. Kyseisissä vulkaniiteissa tai niiden ympäristön metasedimenteissä ei kuitenkaan ole tavattu varhaisempaa jatkuvaa metamorfista rakennetta kuin sama ensimmäinen metamorfinen rakenne (F<sub>1</sub>, S<sub>1</sub>) mikä muuallakin. Kyseisten vulkaniittien yleiset seuralaiset, yli 1.9 Ga ikäiset tonaliitit sisältävät heikkoa suuntautuneisuutta tai sumeaa raitaisuutta, joka mahdollisesti on peräisin subvulkaanisen äitimagman liikkeistä tektonisessa ympäristössä, kiteytymisen aikana.

## TEKTONIS-METAMORFISET TAPAHTUMAT JA NIIDEN MERKITYS RAAHE-LAATOKKA-VYÖHYKKEEN EVOLUUTION KUVAAJINA

*D<sub>1</sub>: Törmäysvaiheen ylityönnöt, jotka alkoivat 'pre-D<sub>1</sub>' ylityöntöinä ja ofioliitin obduktiona, saivat kasautuvan massan alla nyt nopeasti regionaalisen metamorfisen luonteen, kun aikaisemmin alkanut ylityöntötektonismi jatkui nyt ilman katkoa edelliseen. Etelästä päin suuntautuva tektoninen kuljetuspaine kiertyi kratonin reunassa, siis Raahe-Laatokka-vyöhykkeellä koilliseen päin, ja ylityönnöt jatkuivat täten samaan suuntaan kuin ennenkin, eli koilliseen. Myöhemmin kypsyvien trondhjemiittimigmatiittien aivan ensimmäiset suonet ilmaantuivat tässä vaiheessa. Missään ei vielä ehtinyt ilmestyä plutonisia massoja.*

Metamorfiset olosuhteet Raahe-Laatokka-vyöhykkeellä lienee saavutettu vähän alle 1900 Ma mennessä. S<sub>1</sub> on kiilleliuskeissa läpikotainen biotiittiliuskeisuus ja usein liuskeissa tai konglomeraateissakin (esim. Liperinsalo) myös suurisuomuinen segregoitunut raitaisuus, mikä osoittaa metamorfisten olosuhteiden nopeaa edistymistä jo aivan alussa.

S<sub>1</sub> liuskeisuutta ja vastaavia karakteristisesti, jopa diagnostisesti sahakärkisiä poimurakenteita tavataan kivilajeissa yleensä koko Etelä-Suomen alueella, joskaan jäljempänä viitatuista syistä ei aivan missä tahansa ja kaikkialla. Sen esiintyminen kuitenkin analogisella tavalla niin Pohjois-Karjalassa, Pori-Vammala\*-alueella, eteläisimmässä Suomessa, Länsi-Suomessa ja muualla osoittaa Suomen svekofennidien eri segmenttien ainakin pääpiirteissään jo olleen yhdessä viimeistään tässä vaiheessa, vaikka ne olisivatkin olleet aikaisemmin laattatektonisesti erillään. Kysymyksessä on nimenomaan sama, keskenään korreloitava rakenne koko tällä alueella.

[\* Pori-Vammala-alueen runsaasti migmatisoituneissa kivilajeissa, samoin kuin Raahe-Laatokka-vyöhykkeenkin vastaavissa migmatiiteissa S<sub>1</sub> on paikoin tullut metamorfoosissa uudelleenkäytetyksi tämän abstraktin mukaisen S<sub>2</sub>:n rakennusaineeksi metamorfisen S<sub>2</sub>-raitaisuuden ja

suonituksen joukkoon, mutta on hyvin säilynyt vähemmän migmatiittituneissa liuskeissa, joissa tapaa myös hyvin kehittyneitä sahakarkisiä  $F_1$  poimuja. T.Kilpeläinen (väitösk.) ei ole Pori-Vammala-alueella tällaista  $S_1$ - $S_2$  suhdetta (eikä  $F_1$ - $F_2$  suhdetta) tunnistanut, joten hänen suksesiotaan ei voida korreloida tämän abstraktin mukaisen suksession kanssa samalla alueella].

Raahe-Laatokka-vyöhykkeen joissakin osissa tai tuntumassa ja muualla on eräitä kohteita, miltä ei ole havaintoja selkeästä  $S_1$  liuskeisuudesta ( $D_1$  deformaatiosta). Sellaisia kohteita on mm. Rantasalmen kirkonkylän länsipuolella, Virtasalmen lohkon läheisyydessä, Somerolla, osassa Orijärven seutua, osissa Länsi-Suomea, ja saarekemaisesti useassa muussa eri kohteessa. Näissä kohteissa *paikalliset* rakennesuksessiot on tämän abstraktin korrelaatiovaatimuksen mukaisesti tietenkin nimettävä alkamaan  $F_2$ :sta, tarvittaessa jopa myöhemmistä.

Metamorfoositutkijoiden mukaan rakenteen/metamorfisen mineralogian puuttuminen jostakin yksiköstä voi johtua vertikaalisesta metamorfisesta vyöhykkeellisyydestä, jolloin ylempi taso ei saa kaikkia tektonismetamorfisia ominaisuuksia, jotka samanaikaisesti kehittyvät alempana. Tämä mahdollisuus on olemassa Raahe-Laatokka-vyöhykkeellä joissakin eteläisissä ja lounaisissa osissa Haukiveden-Rantasalmen aluetta. Virtasalmen länsipuolella ja osissa Pohjanmaata konglomeraattipallot antavat aiheen olettaa, että siellä jotkin muodostumanosat vasta imeytyivät deformaatioon yhdessä ympäristönsä kanssa samaan aikaan kun alempana olevat muodostumanosat jo omaksuivat metamorfisia  $D_1$ -rakenteitaan.\*

[\* Joissakin erityisissä paikallisissa olosuhteissa, esimerkiksi Kiskon Vetion tunnetussa tieleikkauksessa luonto on virittänyt tutkijoille erikoisen ansan: kyseisellä paljastumalla 'ensimmäinen' silmin havaittava liuskeisuus on todellisuudessa nuori (< 1850 Ma)  $S_5$  liuskeisuus. Porfyroblastien (ADL, STA, GRA) ja interkinemaattisten kvartsisuonten analyysi osoittaa kiven kokoneen koko varhaisemman rakenteellismetamorfisen evoluution. Tässä tapauksessa varhaisemmat (> 1880 Ma), paikallisesti aika vaatimattomasti kehittyneet liuskeisuudet joutuivat käytännöllisesti katsoen kokonaan uudelleenkiertoon,  $S_5$ :n rakennusaineeksi].

Suomen kallioperäkartalla 1997 on mm. Haukiveden ja Savonrannan eteläpuoli luettu eteläisimmän Suomen muodostumasegmenttiin. Etelä-Suomelle ominaista paleosomia pitkin voisi tehdä tunnelin esimerkiksi Kerimäeltä vaikka Helsingin Pihlajasaareen, toki välillä joitakin intrusiiveja, metavulkaanisia välikerroksia tai juonikivilajeja lävistäen. Niiden visuaalinen ero pohjoispuoleisten Heinäveden-Enonkosken migmatiittien *paleosomiin* on silmiinpistävä mm. Kerimäen Louhen koillispuolella. Erittäin merkittävä asia on, että sekä Heinäveden-Enonkosken (-Kotalahden jne.) gneissit että yhtä hyvin myös eteläisemmän segmentin liuskeet ja gneissit Kerimäellä sisältävät yleisesti paikoin kookastakin, keskenään analogisesti esiintyvää  $F_1$ -poimurakennetta. Nämäkin paleosomiltaan aika kontrastiset segmentit eli Keski-Suomi ja Etelä-Suomi olivat siis yhteisen varhaisen tektonismin kohteita ainakin jo tuolloin,  $D_1$ :n aikaan, jos olisivatkin olleet aikaisemmin mahdollisesti laattatektonisessa konstruktiossa erillään.

Luvun otsikossa mainittu etelästä päin suuntautunut varhainen tektoninen kuljetussuunta perustuu havaintoihin Etelä-Suomessa, missä ei ole läsnä sellaista 'häiriötekijää' kuin on vino kratonin reuna Raahe-Laatokka-vyöhykkeellä. Tällainen tarkastelu jatkoineen johtaa itse asiassa Raahe-Laatokka-vyöhykkeen koko tektonismin kirkastumiseen Perämereltä Laatokalle. Pohjoinen kuljetussuunta vallitsi Etelä-Suomessa kauan, aina  $D_3$ :n päättymiseen asti, ja Raahe-Laatokka-vyöhykkeellä sen seuraukset kaikissa varhaisissa vaiheissa komplisoituivat kyseisen vinon kratonin reunan läsnäolon seurauksena.

Niin hyvin aikaisemman obduktion kuin nyt  $D_1$ :n aikanakin NW-SE-suuntaisen kratonin reunan kohdattuaan pohjoinen kuljetussuunta siis koki ongelmia. Jäykkä ja vino reuna pakotti reunan päälle pyrkivät ja reunastakin irronneet viipaleet kaartamaan kohti koillista (vrt. Raahe-Laa-



tokka-vyöhykkeen kallioperäkarta 1999, insets). Ofioliittien obduktiosta alkanut, siitä suoraan  $D_1$ :n aikana keskeytymättä jatkunut ja vielä  $D_2$ :n päättymiseen saakka keskeytymättä jatkunut makaavien rakenteiden muodostumisprosessi noudattaa koko ajan samaa kaavaa. Kaikki varhaiset ylityönöt, siis 'pre- $D_1$ ':stä  $D_1$ :n kautta  $D_2$ :n loppuun asti, suuntautuivat Pohjois-Karjalassa ja Kainuussa kohti koillista, mutta kaikki pelkästään näille alueille rajoittuneet tutkimukset ovat olleet aivan sokeita siihen nähden, miksi työntö oli koilliseen suuntautuva.

Juuri tämän asian kanssa myös allekirjoittanut koki aikaisemmin ongelmia työskennellessään aluksi vain Itä-Suomessa. Merkillinen tosiasia oli myös se, miksi Outokummussa tai yleisemmin sanottuna Outokumpu-assosiaation esiintymisalueella  $F_1$  ja  $F_2$  akselit ovat koillissuuntaisia, vaikka luode-kaakkoiselle puristukselle kyseisinä ajankohtina ei ollut olemassa havaintoa missään muussa aineistossa. Idempänä, mm. Höytiäisellä on jo normaali akselisystematiikka. Tehyteni työtä Tansaniassa ja kaledonideilla sattumalta samantapaisen ongelman parissa upeilla kolmiulotteisilla paljastumilla, asia kirkastui kymmenkunta vuotta sitten yksinkertaisella tavalla. Keskinäinen analogia kaikissa kolmessa toisistaan kaukana sijaitsevassa kohteessa (P-Karjala/Kainuu, Ruaha-Tansania, Pohjoiset kaledonidit) voidaan hyvin selittää yhtäläisellä mekanismilla.

Selityksen mukaan Pohjois-Karjalassa ofioliittien alueella luode-kaakkoinen puristus on kokonaan ofioliittisten ultramafiittien ja ainakin  $D_1$ -vaiheeseen tultaessa myös jo valmiin ja yhä edelleen koilliseen työntyvän Outokumpu-assosiaation ja sen kanssa työntyvän ympäröivän massan *sisäinen* asia, eikä sen siten tarvitse mitenkään ilmetä alustassa eikä kyllin kaukana tästä assosiaatiosta. Tarvitaan vain olettaa, että liikkuvien, jotenkin levymäisten kappaleiden liike kohti koillista ei ollut toisiinsa nähden aivan yhdensuuntaista, mikä ei ole vaikea olettaus epähomogeenisessa ympäristössä. Täten kyseisten, näissä olosuhteissa duktiilien kappaleiden koillis-lounaissuuntaiset kyljet pusertuivat limiin koilliseen suuntautuvan kuljetuksen edistyessä, ja seurauksena syntyi akseliltaan koillis-lounainen paikoittainen poimurakenne, mutta tietenkin vain sinne, missä tällainen limityssauma oli alkanut varhain kehittyä. Outokumpu-assosiaation suurimmat  $F_1$ -poimurakenteet tunnetaan nimenomaan Outokumpu-Vuonos-Polvijärvi-jaksossa, ja myös Liperin länsi-, etelä- ja lounaispuolella, tyyppiesimerkkeinä paljastumat Liperin Siikasaaressa ja Turpeisensaaressa. Nämä paljastumat toimivat tervetulleena kompensationsa sille paljastumahavaintojen kannalta onnettomalle sattumalle, että samanlaiset poimurakenteet (vinoina) poikkileikkauksina Keretin lounaispuolella ovat 10-20 m paksujen maakerrosten alla, tosin kairoksessahan ne olivat jokapäiväistä elämää (allekirj. hav. v. 1965-1980). Jos taas levyt ajautuivat koilliseen matkatessan vähitellen pois päin toisistaan, oli luonnollisena seurauksena stratigrafian venyminen katkoksiin asti, ja mm. osa koilliseen työntyvistä ofioliitin levyistä saattoi tällä tavalla paloittua pieniksi sokeiksi linsseiksi, joita on alueella paljon.

$D_1$ :n aikana jatkui voimalla 'tektonisen stratigrafian' luominen Pohjois-Karjalassa ja Kainuussa\*. Arkeisen kratonin reunasta leikkautui siivuja, jotka kulkeutuivat sisemmäksi kratonin päälle. Kratonin päältä ja itse alustan kratonista leikkautui siivuja mitä tahansa seudulla saatavissa olevaa materiaalia ja kulkeutui uusiin asemiin, deformatiivukseen edelleen siellä. Kuopion eteläpuolella, Vehmasmäen läntisemmän kupolin länsikyljen vieressä on eräs tektoninen alloktoninen siivu, esimerkki hyvin monista muista, arkeista pohjaa ja sen mukana pala sitä leikkautta metadiabaasia kalevaisen suonigneissin sisässä. Se on siellä boudinoitunut 'mid- $D_2$ ':n (ks. jäljempänä) aikana, eli sen on täytynyt alloktonisoitua ympäristöönsä jo sitä ennen, siis  $D_1$ :n aikana, mahdollisesti alkaen jo 'pre- $D_1$ ':n aikana.

[\* Etelä-Suomessa, rannikkoseutu mukaan luettuna, Itä-Suomeen verrattava kontrastinen basement-cover stratigrafia puuttuu, joten siellä  $D_1$ :n ( $F_1$ :n) kokonaisvaikutuksia on vaikeampi arvioida kyseisen rakenteen yleisyydestä huolimatta].

\*\*\*

*D<sub>2</sub>: Raahe-Laatokka-vyöhykkeen koillinen ylityöntötektonismi etelästä päin suuntautuvan tekijän ajamana keskeytyttä jatkui [mutta lopulta päättyi geometrialtaan ihan muunlaisen rakenteen ilmestymiseen - D<sub>3</sub>, jäljempänä]. Tämä oli trondhjemiiittimigmatisaation intensiivisin vaihe ja vastaavien runsaiden magmakivimassojen runsaan lisääntymisen aika linjan Sortavala-Savonranta-Juankoski-Kiuruvesi-Tornio länsipuolella. Keski-Suomen granitoidialueen varhaisimmat suuret intruusioidet ilmestyivät. Myös Itä- ja Lounais-Suomessa Ni-kriittiset gabro-peridootti-intruusioidet tulivat ympäristöön D<sub>2</sub>:n kuluessa.*

Ero D<sub>1</sub>:n ja D<sub>2</sub>:n välillä tehdään 'refold relations' ja metamorfisten ominaisuuksien muuttumisen perusteella. Kummankin deformaatiovaiheen regionaalinen vaikutus on toistensa kaltainen. Jos 'pre-D<sub>1</sub>':n jälkeen jatkuneelta D<sub>1</sub>:lta jäi vahvenevan tektonisen pinkan luomisessa jotakin kesken, sen täydensi lopulta D<sub>2</sub>. Ylityöntyneet yksiköt saivat nykyiset asemansa pääasiassa 'pre-D<sub>1</sub>':n plus D<sub>1</sub>:n vaikutuksesta, D<sub>2</sub>:n osuuden jäädessä vähimmälle päätellen mm. siitä, että koillisimmatkin D<sub>2</sub>:n alku- tai keskivaiheilla intrudoituneet Ni-kriittiset massat ehtivät kulkeutua 'kirjekuorensa' sisällä kratonin päälle enää lyhyehkön matkan, kun aikaisemmin lähteneet yksiköt ja ofioliitit menivät kauas kratonin päälle.

Mm. Juojärvellä, Kaavilla, Juankoskella ja Vehmersalmella on kartoitettu kymmenittäin jopa itse ylityöntöpintoja niiden satuttua sopivaan rinteeseen tai rinteeseen alle onkaloiksi tai rapautumaluoliksi muodostuneina. Vaiheesta toiseen siirtyminen esittäytyy niissä S<sub>1</sub>-mineraaliliuskeisuuden hiertymisenä intrafoliaalisiksi F<sub>2</sub>-poimuiksi, kun työntö on jatkunut samaa saumaa pitkin vielä D<sub>1</sub>:n jälkeen.

D<sub>2</sub> deformaatio on sisäisesti hyvin kompleksinen, ja siinä voi erottaa kronologista subevoluu-tiota. Tätä subevoluu-tiota voidaan analysoida erityisen menestyksellisesti migmatiittituneilla vyöhykkeillä erilaisten ja eri ikäisten suonien ansiosta ja niiden suhteista muodostumien sisäisiin hiertoihin. Kolme peräkkäistä luonteeltaan erilaista ja progressiivista D<sub>2</sub>:n sisäistä kehitysvaihetta on erotettavissa, mutta hyvin lyhyen keston ja mahdollisten diakronisten ominaisuuksien vuoksi alueelta toiselle nämä on kuvattu jo ennen 1980-luvun puoliväliä vain D<sub>2</sub>:n sisäisenä progression, ei eri 'faaseina'. D<sub>2</sub>-vaihe alkoi ylipäänsä pyöreä-kärkisellä poimutuksella ('early-D<sub>2</sub>') (erotukseksi diagnostisesti sahakärkisistä F<sub>1</sub>-poimuista) ja nopealla neosomin lisääntymisellä. Seuraavaksi ilmestyi paikoin dominoiva kerrosten fragmentoituminen, jolloin erityisesti psammiittiset kerrokset ja mm. konkreetit paloittuivat boudineiksi duktiilisempien kerrosten muuttuessa toisinaan raitaiseksi suoni-paleosomimassaksi suonien tuoton saavuttaessa enimmänsä intensiteettinsä ('mid-D<sub>2</sub>'). Lopuksi tapahtui voimakkaasti subkonformia hiertymistä ja viipaloitumista ('late-D<sub>2</sub>') vähenevän migmatisaation, mutta lisään-tyvien suurten syväkivimassojen saattamana.

Sekä Etelä-Suomesta että Raahe-Laatokka-vyöhykkeeltä on havaintoja, jotka viittaavat voimakkaaseen massan litistymiseen hyvin duktiilisissa olosuhteissa D<sub>2</sub>:n keskivaiheilla ja lopussa. Tämä hetki on potentiaalinen vahventuneen kuoren luhistumisen hetki.

Ni-kriittiset intruusioidet mm. Enonkoski-Kotalahti (ja Pori-Vammala-) -vyöhykkeellä ilmestyivät oleellisesti D<sub>2</sub>:n evoluutioon liittyen, luultavasti mieluummin sen alkuvaiheisiin kuin loppuvaiheisiin liittyen, sillä toisinaan niiden palasia on migmatiiteissa boudineina. Esimerkiksi Enonkoskella malminoriittia leikkaa emäksinen juoni, joka on boudinoitunut; tämä on luonteenomainen 'mid-D<sub>2</sub>'-rakenne.

Ni-kriittiset intruusioid tulivat paikoilleen ennen luode-kaakkoisia lineamentteja, joita on 70-luvulla pidetty Ni-malmien suhteen kontrolloivina tekijöinä. Kyseiset lineamentit ovat kuitenkin  $D_3$ -lineamentteja (lähemmin jäljempänä), jotka kylläkin ovat saattaneet venyttää joitakin  $D_2$ :n aikana asettuneita gabroklustereita, mutta mitään geneettistä yhteyttä Ni-kriittisillä intruusioilla ja mainituilla lineamenteilla ei ole.

\*\*\*

*$D_3$ : Koilliseen suuntautunut tektoninen ylityöntösiivujen kasautuminen etelästä suuntautuvan voiman ajamana ei enää voinut jatkua loputtomiin, vaan asetelma päätyi umpikujaan, mahdollisesti luhistumiseen. Koska voima sinänsä ei lakannut vaikuttamasta, kompensoitui esille geometrialtaan kokonaan uudenvuolainen rakenne-evoluutio: Etelässä kasautui yhteen akseliltaan noin itä-läntisiä (-ENE-WSW-suuntaisia) pystyjä poimuja, jotka äärimmillään kaatuivat vergenssiltään pohjoisiksi ylikaatuneiksi poimuiksi. Kun nämä tapasivat vinon kratonin reunan, ne kiertyivät Raahe-Laatokka-vyöhykkeen suuntaisiksi symmetrisiksi poimuiksi. Kratonin reunassa syntyi asymmetrisia in-situ-poimuja. Metamorfinen lämpötila saavutti huippunsa. Korkein lämpötila tavataan Raahe-Laatokka-vyöhykkeellä pyrokseenigranitoidien välittömässä kontaktissa. Kontaktiaureolin sulkeumat sisältävät aikaisemmin muodostuneita  $F_2$  poimuja ja  $D_2$ -migmatiittia. Pyrokseenigraniittien ikä, 1885 Ma, indikoi mahdollisimman tarkasti  $D_3$ -deformaation käyntiinlähden alkamista, niiden täyttäessä muodostuvia transtension-tiloja. Runsa magmantuotanto jatkui keskempänä Suomea koko  $D_3$ :n elinajan, mahdollisesti n. 1870 Ma asti. Iältään 1870 Ma ikäinen Kerman graniitti, koillisin laatuun, asettui pääasiassa aikaisemmin  $D_3$ -vääntyneeseen Z-tilaan mutta koki vielä  $D_3$ :n viimeiset efektit.  $D_3$ :n \* päättyessä Raahe-Laatokka-vyöhykkeen nykyiset piirteet olivat lähes valmiit, paitsi Laatokan länsipuolella ja kaakkoisimmassa Suomessa.*

*[\* 1980-luvulla tätä rakennetta koskeva termi julkaisuissa oli  $D_{2c}$ , mutta se on nyt korvattu muo-  
dollisesti yksinkertaisemmalla termillä  $D_3$ , kun sitäpaitsi rakenteen karakteristiikka on vähitellen osoittautunut ansaitsevansa 'oman' nimensä. Vastaavasti silloiset seuraavat rakenteet saavat nyt korjatun järjestysnumeron  $D_4$ ,  $D_5$  ..., silloisten  $D_3$ :n,  $D_4$ :n... sijasta].*

Kun siis etelästä suuntautunut tektoninen kuljetus ei tahtonut lakata, mutta kratonin reunan vahvenemisenkaan ei enää ollut mahdollista, jäi ainoaksi mahdolliseksi liikkeen kompensatioksi liukuminen pitkin vinoa kratonin reunaa oikeakätisenä liikuntona. Siirtyminen  $D_2$ :sta  $D_3$ :een oli todennäköisesti aivan ohikiitävän hetken transitionaalinen.

Siellä, missä vino kratonin reuna ei ollut 'häiritsemässä', nähdään siis  $F_3$ -akselien pysyvän suunnilleen samassa sektorissa kuin aikaisempienkin akseleiden, mikä selvästi tukee käsitystä yhteisestä progressiosta aikaisempaan historiaan nähden. Tietenkin koko rakenneassosiaatio  $F_1$ - $F_2$ - $F_3$  on saattanut myöhemmin suurestikin könttänä deformatua, mutta silloinkin kyseisten akselien väliset keskinäiset kulmat pysyvät pieninä.

Kratonin reunan luona on runsaasti ohuita, pystyyn kääntyneitä arkeisen pohjan ja muita tektonisia siivuja. Niiden irrallisuus ei johdu siitä, että ne olisivat leikkautuneet irti kratonin reunasta Raahe-Laatokka-vyöhykkeen  $D_3$ -hiertoliikunnan seurauksena. Tällaista havaintoa ei ole olemassa. Kaikissa tapauksissa lähempi rakenneanalyysi osoittaa, että niiden on täytynyt leikkautua alustasta aikaisemman ylityöntötektonismin aikana, ja ne ovat sen jälkeen deformatuneet edelleen ja lopuksi kratonin reunassa puristuneet pystyihin asentoihin. Jäljempänä mainittu Suvasveden lohkon leikkautuminen  $D_3$ :n vaikutuksesta on sen sijaan aivan eri prosessi, kokonaisen suuren segmentin irtoaminen kratonin reunasta.

Raahe-Laatokka-vyöhykkeellä Haukivedeltä luoteeseen kratonin reunaan voimakkaasti keskittynyt oikeakätinen hirtosauma on hyvin paljastunut Vehmasmäen länsipuolella, läntisimmän kupolin kyljen läheisyydessä Suonenjoen tien varressa. Osoittautuu aivan odotetusti, että kyseinen  $D_3$ -hirtosauman ydinosa on saanut asunsa deformaation aikaisen metamorfisen lämpötilan ja syvyyden vuoksi hyvin duktiilisissa olosuhteissa ja trondhjemiittisen mobiilin aineksen voitelemana.

Paljastumilla  $D_3$ :n ( $F_3$ :n) ilmestymisen voi tunnistaa otollisesti siitä, että kaikki valmiit  $D_2$ -rakenteet, boudinit mukaan luettuina, siis ylipäänsä 'melkein valmis' migmatiitti alkoi poimuttua. Konformi-subkonformi deformaatio oli juuri päättynyt, ja siksi konformi-subkonformi migmatiittituumienkaan ei entiseen tyyliin jatkunut, vaan joukkoon ilmaantui erilaisia massiivisempia neosomipahkuja ja agmatiittitöyryitä ylipäänsä enemmän diskordanttiin tyyliin. Korkea regionaalimetamorfinen lämpötila ilmenee mm. stauoliitin kasvamisena vielä  $F_3$ -krenulaation päälle mm. Outokummussa. Pyrokseenigranitoidien kontaktiaureolien korkea lämpötila on eri asia ja vain näiden kivilajien läheisyyteen liittyvä piirre. Esimerkki myöhäisen korkean lämpötilan ja sen aikaisen deformaation vaikutuksesta on mm. Kiuruveden Ruostesuon malmin massiivinen mobilisaatio: malmissa on sulkeumina pyörineitä sivukiven kappaleita, joissa on kaikkia aikaisempia rakenteita. Samaan aikaan Outokummun malmi vain 'hikoili' mobilisaation rajoituksessa paikallisiksi läikiksi (kun taas sen pääasiallinen mobilisaatio liittyi  $D_1$ -vaiheeseen, tai se alkoi jo aikaisemmin).

Etelä- ja Keski- Suomelle ominaiset itä-läntiset (ENE-WSW)  $F_3$ -poimut reorientoituivat kratonin reunassa kohti kratonin reunan suuntaa ja musertuivat usein rikki. Progression edetessä reunaan syntyi myös asymmetrisia, pystyakselisia in situ  $F_3$ -poimuja. Varsinkin poimujen kylkiosat saattavat olla huomattavan paljon repeytyneitä. Pahkumaiset ja juonimaiset neosomit näyttävät helpottaneen repeytymisprosessia. Kaiken kaikkiaan kompleksinen  $D_3$ -rakenne kratonin reunassa saattaa näyttää vaikeaselkoiselta varsinkin migmatiittialueilla, mutta tämä kompleksisuus on hyvin ymmärrettävissä muodostumaympäristönsä yhteydessä ja se huomioiden. On mahdollista, että tutkimustiedon lisääntyessä tämän kompleksisuuden sisällä tullaan tunnistamaan kyllin systemaattista progressiota rakenteen alajaotukseksi; tällä hetkellä 'riittää' yllä oleva selitys.

$D_3$ -rakenteet eivät aivan totaalisti pääty juuri kratonin reunaan, vaikka se onkin imenyt valtaosan deformaatiosta. Merkittävin kratonin sisälle kehittynyt  $D_3$ -rakenne on ns. Suvasveden pystyasentoinen siirrosvääntymä (Savonrannan-Suvasveden-Vehmersalmen-Kallaveden-Kiuruveden) siirros, jota pitkin ulkonevasta kratonin reunasta on lohjennut suuri segmentti ja laahautunut luoteeseen päin 20-30 km. Suvasveden siirroksen analogia, tosin sata kertaa heikompi, on havaittavissa Juojärven koillisen selkärangan kohdalla, missä on paikoin oikeakätisiä äkillisiä liuskeiden vääntymiä. Nuoret Kermajärven graniitti (1870Ma) ja Maarianvaaran graniitti (1857Ma) breksioivat myöhemmin näitä vääntymiä. Satunnaisesti tavataan Outokummun lounais- ja koillispuolella vähäinen  $D_3$ :n koillissuuntainen vääntymäkomponentti, joka on mahdollinen Oulujärven tienoilla ilmenevien koillissuuntaisten isompien rakenteiden analogia. Mutta Suvasveden siirroksen koillispuolella ja yleensä Pohjois-Karjalassa  $D_3$ :n vaikutus on ylipäänsä hyvin vähäinen. Se ilmenee vain vaivoin löydettävänä vähäisenä  $S_3$ -krenulaationa, siitäkin huolimatta, että  $D_3$  musertaa melkein kaiken alleen kratonin reunassa.

Kuopion länsipuolella  $D_3$ :n seurauksena pystyksi muovautunut kratonin reuna on suunnilleen NW-SE-suuntainen eli Raahe-Laatokka-vyöhykkeen suuntainen. Tilanne muuttuu tultaessa kaakkoon Haukivedelle. Siellä rakenne länkeytyy itään päin, ja Raahe-Laatokka-vyöhykkeelle ominainen oikeakätinen siirrossarja näyttää kompensoituvan pinkkojen yhteen työntymisillä (ks. Special Paper 21, fig. 24; allekirjoittaneen v. 1982-1986 töiden perusteella). Kun Kangaslammin ofioliitin sirpale (alkuperäinen löytäjä H. Vanhala) edellyttää obduktiota ja ylityöntöä täältä

koilliseen kratonin päälle, näyttää siltä, että  $D_3$ :een astuttaessa Haukiveden ja Rantasalmen väliin ratkesi tiheä sarja pohjoiseen suuntautuneita alityöntöjä, alas menevien levyjen maanpintaleikkausten kulkusuunnan ollessa itä-läntinen. Näihin liittyvä N-S puristuksen aiheuttama kuoren  $D_3$ -lyhenemisen määrä siis vastaa oikeakätisen liukumisen määrää pitkin kratonin reunaa Kuopion ja Iisalmen alueiden länsipuolella. Kovin suuri ei liikunnan määrä pitkin kratonin reunaa näytä olevan, ei niin suuri, että olisi mitään erityistä aihetta pohtia mahdollisten eksoottisten lohkojen rinnakkain asettumista tänä ajanjaksona.

Haukiveden rakenne vuorostaan sumentuu tullessa vielä enemmän kaakkoon, lähelle Suomen kaakkoisrajaa. Raahe-Laatokka-rakenteelle luoteessa tyypilliset kuviot korvautuvat muilla kuviolla Suomen rajan läheisyydessä ja Laatokan länsipuolella Venäjän puolella. Samalla tullaan Etelä-Suomea karakterisoivan myöhään jatkuneen metamorfoosin ja siihen liittyvien myöhäisten metamorfisten rakenteiden alueelle, niiden itäisellä jatkeella. Maankuori on täällä säilynyt myöhäiseen aikaan asti (< 1850 Ma) reologisesti ihmeellisen pehmeänä. Lännempänä kehittyvät akseliltaan normaalit itä-läntiset  $F_3$  rakenteet\* pääsevät Värttilän kaakkoispuolella jopa kratonin reunan päällä olevalle liuskealueelle. Raja pohjoisemman jäykän ja hauraahkon kratonin reunan ja Kaakkois-Suomen ja läntisen Laatokan pehmeämmän kratonin reunan välillä on suunnilleen linjan Savonlinna-Värttilä kohdalla. Esimerkiksi Venäjän Karjalassa Ruskealan marmorikiven sivukivissä kratonin reunan alueella, siis yläpuolella, on suuria, pystyjä, akseliltaan 'normaaleja' itä-läntisiä  $F_3$ -poimuja ilman että alla oleva arkeinen maankuori olisi niiden muodostumista mitenkään vaikeuttanut tai vääntänyt muuhun suuntaan. Muistetaanpa, että ko. linjan pohjoispuolella  $D_3$ -rakenteet vain vaivoin ovat päässeet jäykän kratonin reunan alueelle, enimmästään ei lainkaan.

[\* Etelä- ja Lounais-Suomessa  $D_3$ :n normaali tyyli, siis akseliltaan itä-läntinen pysty tai ylikääntynyt poimurakenne rikkoutuu kahdella merkittävällä alueella muista syistä kuin arkeisen kratonin vaikutuksesta. Nämä ovat Pori shear zone, joka on luode-kaakkoinen  $D_3$ :n aikana alkanut rakenne, ja saman tapainen koillis-lounainen Hiiumaa-Porkkala-Mäntsälä shear zone. Jälkimmäinen oli uudelleen aktiivinen vielä noin 1600 Ma sitten ja myöhemminkin, kuten paikalliset tutkijat MP, TE ja SM ovat todistaneet].

Raahe-Laatokka-vyöhykkeen kaakkoispää Suomen rajan läheisyydessä ja Laatokalla näyttää siis  $D_3$ :n ja aikaisempien rakenteiden kannalta muodollisesti hyvin erilaiselta kuin sen luoteinen osa. Tapahtumaketjun syyt ovat kummassakin päässä kuitenkin yhteiset, ja näiden yhteisten, yksinkertaisten osarakenteiden tyyli (= geometria + vergenssi + metamorfiset ominaisuudet + seuralaisneosomit jne.) vain vaihtelee.

\*\*\*

*'Pysähtyneisyyden aika', n. 1870-1860 Ma*

*Aika  $D_3$ :n loppumisesta siihen asti, kun  $D_4$  ei vielä ole alkanut.*

\*\*\*

*$D_4$ : Muodostui perusteiltaan aivan uusi stress-kenttä. Kautta koko Etelä- ja Itä-Suomen ja Lapin kehittyi itä-länsi-puristuksen\* aikaansaama rakenne, joka ilmenee siellä täällä yleensä pystyinä poimuina tai kaltevina thrusteina. Tähän aikaan ei ollut liikkeellä enää mitään neosomia, paitsi Maarianvaaran graniitin ja Pohjois-Ruotsin analogioiden alueilla.  $D_4$  on syntektoninen 1857 Ma Maarianvaaran graniitin suhteen. Maarianvaaran graniitti ei migmatisoisi sivukiviä samassa mielessä kuin regionaalimetamorfinen migmatisaatio paljon aikaisemmin,  $D_2$ :n aikana, vaan*

kyseiset neosomit ovat luonteeltaan diskordantteja lähetteitä sivukiveen. Neosomittomuus ja myöhäinen asema metamorfoosin  $M_3$ -huippuun nähden auttaa rakenteen tunnistamisessa.

[\* Huom.  $F_4$ -rakenteita ei pidä sekoittaa erääseen myöhempään samassa sektorissa esiintyvään, kaikkialla Etelä-Suomessa ja Lapissa postmetamorfiseen, usein pseudotakylittiseen rakenteseen. Tämä näinkin myöhäinen rakenne voi ollan paikoin merkittävän kokoinen, kuten Inkoon Korssundetin kilometrin laajuinen, kymmenien asteiden suuruinen, karttakuvassa pseudoduktii-linen taipuma!].

$F_4$  poimurakenne on riippumaton varhaisemmasta evoluutiosta. Kysymyksessä on perusteiltaan aivan uusi stress-kenttä.

$F_3$ :n ja  $F_4$ :n yksiselitteinen suhteellinen ajallinen erotus näyttäytyy mm. siinä, että  $F_4$  poimurakenne ylittää mm. Suvasveden  $F_3$ -siirrosvääntymän ja koko Haukiveden  $D_3$ -alueen häiriintymättömänä, näiden vääntymien siihen mitenkään vaikuttamatta, normaalia  $F_4$ :n lähes pohjois-eteläistä trendiä noudattaen. Tämä on hyvin demonstroitu ja dokumentoitu. Kyseinen rakenne on kuitenkin niin vähäinen, että Haukivedellä ja Suvasvedellä se ei juurikaan erotu karttakuvassa, mutta paljastumilla sen näkee monin paikoin siksak-poimuina ja krenulaatioina.

Aika myöhäisen asemansa vuoksi  $F_4$  trendi pysyy vakaammin omassa alkuperäisessä (n. N-S - NNW-SSE) sektorissaan kuin vanhemmat rakenteet omissaan. Neosomittomuus, lukuun ottamatta mainittuihin Maarianvaaran graniittiin ja analogioihin liittyviä tapauksia, on luonteenomainen kyseisen rakenteen tyyliin kuuluva seikka.

$D_4$ -rakenteita tavataan kaikkialla Etelä- ja Keski-Suomessa (ja Lapissa), mutta epätasaisesti jakaantuneena. Joillakin alueilla sitä saa hakea ennen kuin se sattuu kohdalle. Eräs kookkaimista  $F_4$ -esiintymistä on noin kilometrin levyinen, liki pohjois-eteläinen kaista Sotkuman kupolin ja Lipasvaaran länsipuolella, missä kiilleliuske on täynnään tähän kuuluvia suuria chevron poimuja. Mutta niin keskittynyt tämä rakenne on, että vain joitakin satoja metrejä mainitun vyöhykkeen itä- tai länsipuolella vastaavat rakenteet ovat yleensä vain satunnaisia krenulaatioita. Tämä viittaa jonkinlaiseen lohkorajan tapaiseen kontrolliin. Kysymyksessä on todennäköisesti positiivinen 'flower structure', jonka länteen haarautuvassa, mutta vielä lähes pystyssä osassa olemme edellä mainitussa konsentroituneen  $D_4$ :n vyöhykkeessä, ja jonka itäinen haarakke on Sotkuman kupolin itäreunalla. Itse Sotkuman kupoli olisi näin ollen ollut aktiivinen nousija vielä tähän aikaan, vaikka olikin korkea alue jo sedimentaation tapahtuessa ympäristössä. Kyseisen flowerrakenteen läntisimmän, jo huomattavasti loivemman haarakkeen vaikutus havaitaan Outokummun malmia deformeineena, kahtena poimu-siirrosyhdistelmänä, joiden työntösiirrostason kaade on  $30^\circ$ - $40^\circ$  itään (suurempi näistä on leikannut aikaisemmin yhtenäisemmän malmin Kumpu- ja Lietukka-nimisiksi malmioiksi). Muualla nämä ylipäänsä kaikkialla noin pohjois-eteläisesti (-NNW-SSE) suuntautuneet poimurakenteet ovat hyvin paikallisia ja pieniä, usein vain paljastumanosan puitteissa ilmeneviä. [Lapissa nämä samat  $D_4$ -rakenteet tuon tuostakin haajoivat koillis-lounaiseksi ja luoteis-kaakkoisiksi konjugaatti-komponenteikseen].

Raahe-Laatokka-vyöhykkeen rakennekehityksen kannalta  $D_4$  deformaatiolla on melko marginaalinen merkitys. Karttakuvaan se aiheuttaa valikoidusti pientä lisäkompleksisuutta, ja paljastumilla aikaisempien rakenteiden suuntausten epävakauden lisäämistä.\*

[\* Vaikka  $F_4$ -rakenne onkin useimmiten merkitykseltään vähäpätöinen, se kuuluu hyvän tavan mukaan aina raportoida, sillä se voi joskus osua tärkeään pisteeseen. Otettakoon esimerkiksi Kumpu-muodostuma Lapissa. Kumpu-muodostuman alustassa tavataan tämä rakenne, mutta ei enää Kumpu-muodostumassa itsessään. Johtopäätös on, että Kumpu-sedimentit kerrostuivat  $D_4$ :n jälkeen eli myöhemmin kuin noin 1860 Ma sitten – ja sen jälkeen vielä metamorfoituivat ja deformeituivat yhdessä alustansa kanssa erityisesti  $D_5$ :n aikana yli 1800 Ma sitten, sillä  $F_5$  ja sitä



nuoremmat rakenteet tavataan sekä alustassa että Kumpu-muodostumassa. (15 vuotta sitten raportoitu jaottelu on korrelaation vuoksi tätä kohdetta koskien lievästi täydennetty asian muuttumatta)].

\*\*\*

*D<sub>5</sub>: Tämä on suuressa osassa Raahe-Laatokka-vyöhykettä postmetamorfinen, akselitasofraktuurien tai itäisissä fylliiteissä myös akselitasokrenulaation luonnehtima rakenne, joka on kuitenkin mm. Etelä-Suomen kaligraniittimigmatiittialueilla samaan aikaan, eli karkeasti n. 1840-1820 Ma sitten voimakkaasti metamorfinen vanhan andalusiitin reunojen uudelleenkasvamisineen. Akselisuunta on n. ENE-WSW -- NE, mutta voi usein olla myös primääristi pysty. Raahe-Laatokka-vyöhykkeen pääosassa tämä on aika vähäpätöinen rakenne, joka kuitenkin vaikuttaa paikoin, mm. Liperissä ja Kaavilla merkittävällä tavalla kartan kuvioihin, kun muodostuu laajahkoja, avoimia rakenteita. Lähestyttäessä Raahe-Laatokka-vyöhykkeen kaakkoispäätä ja Laatokan Karjalaa, jo Suomen puolella havaitaan D<sub>5</sub>-rakenteen voimakas vaikutus sen komplisoidessa aikaisempia trendejä. Raahe-Laatokka-vyöhykkeen kaakkoisosan karakteristiikka myöhään jatkuneine metamorfooseineen ja alle 1850Ma ikäisine granitoideineen on oikeastaan hyvin tuttu Etelä-Suomen tutkijoille mutta vieras vyöhykkeen luoteisosan tutkijoille, monella tavoin. Kuitenkin vyöhykkeen koko rakenteellinen olemus pitkin pituuttaan koostuu kummassakin päässä samoista yksinkertaisista elementeistä, mutta kaikinpuolisilta tyyteiltään vaihdellen.*

Etelä-Suomessa ja Raahe-Laatokka-vyöhykkeen lounaispuolella Haukivedeltä luoteeseen, sekä suunnilleen linjan Haukivesi-Värtsilä eteläpuolella Raahe-Laatokka-vyöhykkeellä pystyasentoiset F<sub>3</sub>-rakenteet ja samoin pystyasentoiset F<sub>5</sub>-rakenteet ovat alkuperäisessä asennossaan saman esiintymissektorin rajoissa (ENE-WSW -- NE), mistä syystä niiden erotus vaatii erityistä huomiota ja tutkijan taitoa. Niiden sekoittaminen keskenään johtaisi vakaviin virheisiin yleisessä päättelyssä. On huomattava, että jälkimmäisen rakenteen akselikaade Etelä-Suomessa vaihtelee primääristi välillä 0°-90°, riippuen siitä, minkä asentoista aikaisempaa F<sub>3</sub>-rakennetta se on deformoinut. Loivimmat F<sub>5</sub>-akselikaateet ovat tietenkin odotettavissa siellä, missä F<sub>3</sub>-poimurakenne on heikosti kehittynyt ja siten kerrosten kaade on säilynyt loivana.

Raahe-Laatokka-vyöhykkeen kaakkoisosan (ja Etelä-Suomen) kaligraniitit näyttävät hakeutuneen tiloihinsa passiivisesti, mahdollisesti ekstension tapaisissa olosuhteissa. Ne näyttävät osittain käyttävän hyväkseen yleensäkin intruusioiden tapaan rakenteellisia heikkousvyöhykkeitä, esimerkiksi paljon aikaisempien F<sub>3</sub>-rakenteiden eri asentoisia tiloja, tai yhtä hyvin ne menevät ristiin rastiin niistä välittämättä. Kaligraniittien ja F<sub>5</sub>:n ikäsuhde on vain hyvin väljästi hallinnassa. Toistaiseksi ainoa vihje on, että F<sub>5</sub> on vahvasti metamorfinen pääpiirtein kaligraniittialueella, mutta ei sen pohjoispuolella, esimerkiksi Pohjois-Karjalassa.

\*\*\*

*D<sub>late</sub>: Toistaiseksi Raahe-Laatokka-vyöhykkeellä 'faaseiksi' jaotteleman evoluution osa, joka kollektiivisesti käsittää ylipäänsä vyöhykkeen myöhäiset rakenteet. Kutakin voi tarvittaessa referoida yksilöllisesti, sillä vaikutukset ovat usein aika yksilöllisiä.*

Näihin rakenteisiin kuuluu mm. huomiota herättävä pseudotakyliittinen ruhjoutuminen lukemattomissa paljastumissa vyöhykkeellä, joka kulkee pohjoiselta Polvijärveltä Liperin länsiosien kautta etelään päin. Näihin kuuluu myös lukemattomia erilaisia siirroksia. Neljä vähintään 20 metrin myöhäistä siirrosta rikkoo Outokummun malmia erillisiksi lohkoiksi ja ulokkeiksi, vaikka

malmi oli vielä  $D_1$ :n päättyessä käytännöllisesti katsoen yksi yhtenäinen, litteä, poimuttunut levy. Kaikkein myöhäisimmät siirrokset vyöhykkeellä ovat oletettavasti fanerotsooisia.

Muutamit siirrokset ovat hyvin pitkäikäisiä, ja alettuaan varhain, ne ovat liikkuneet vielä hyvin myöhään. Mm. Outokummun-Vuonoksen muodostuman halkaisee keskeltä pitkin pituuttaan amfiboliittifasieksen olosuhteissa alkanut työntösiirros, joka hipoo malmin lievettä mutta nousee siitä ylös maan pintaan. Tämä sadoissa maanalaisissa pisteissä kartoitettu, kairauksilla lävistetty ja yli kymmenen kilometrin pituudelta määritetty sauma jakaa muodostuman kahteen osaan, joista eteläisempi on työntynyt pohjoiseen päin (tai kaakosta luoteeseen päin) allensa jääneen 'makkaran' selkään joidenkin satojen metrien verran. Se eli vielä retrogradisissa biotiitti- ja kloriittivaiheissa, ja lopuksi sitä pitkin jauhautui savista massaa pinnanläheisissä, jo jäähtyneissä olosuhteissa. Viimeisissä vaiheissa siihen on syntynyt vettä läpäisevää huokoisuutta.

Myös Suvasveden siirros on pitkäikäinen, joskin sen myöhäisimmät liikkeet ovat vähäisiä rajuun alkuun verrattuina. Siirroksen varsinaiseen ydinkeskustaan ei yleensä pääse kurkistamaan siinä aina olevan laakson vuoksi, mutta aivan sen viereisillä paljastumilla havaitaan retrogradista kloriittiutumista.

Pyhäsalmen malmin 'eteläpää' päättyy pystyakseliseen poimupussiin, jonka kylki on revennyt koillissuuntaisen, pystyasentoisen, vasenkätisen siirroksen vaikutuksesta (nykyinen syvämälmä). Kyseinen pystyakselinen tektoninen rakenne on tämän kirjoituksen mukaisessa suksessiossa vähintään  $F_5$ . Geologisesti tällainen väkivaltainen päättyminen ei edusta Pyhäsalmen malmin todellista eteläpää. Potentiaalisesti kyseisen siirroksen eristämänä on vielä löytymättä varsinainen malmin eteläpää (Koistinen 1984, 1985, Outokumpu Oy Pyhäsalmen kaivos, arkisto), xx miljoonaa tonnia(?).

Myöhäiset tai hyvin myöhäiset rakenteet eivät sanottavasti näytä vaikuttavan karttakuvaan varsinkaan enää 1:100 000 mittakaavassa, joitakin poikkeuksia lukuunottamatta (esim. aikaisemmin mainittu Inkoo/Korssund pseudoduktiilinen rakenne, Raahe-Laatokka-vyöhykkeen ulkopuolella). Kalliorakentamisen kannalta ruhjeilla ja raoilla on tietenkin kaikkialla suuri merkitys, sillä kallioperämme on enemmän tai vähemmän melkoista silppua kilometrien syvyyteen.

Suomusjärvi 16.06.2001

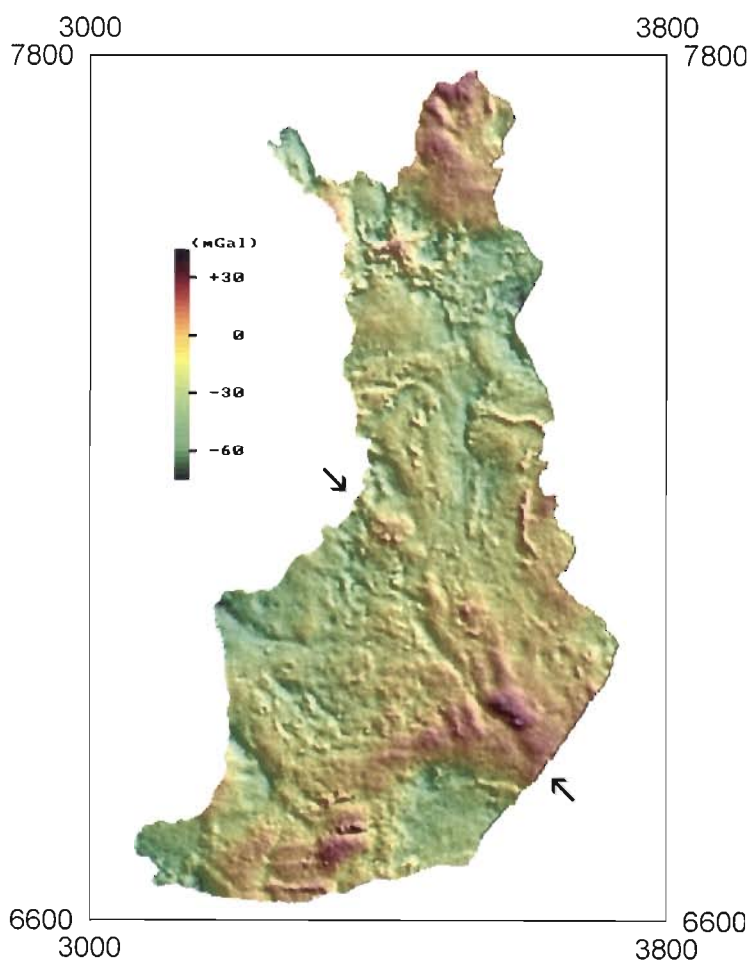


Seppo Elo

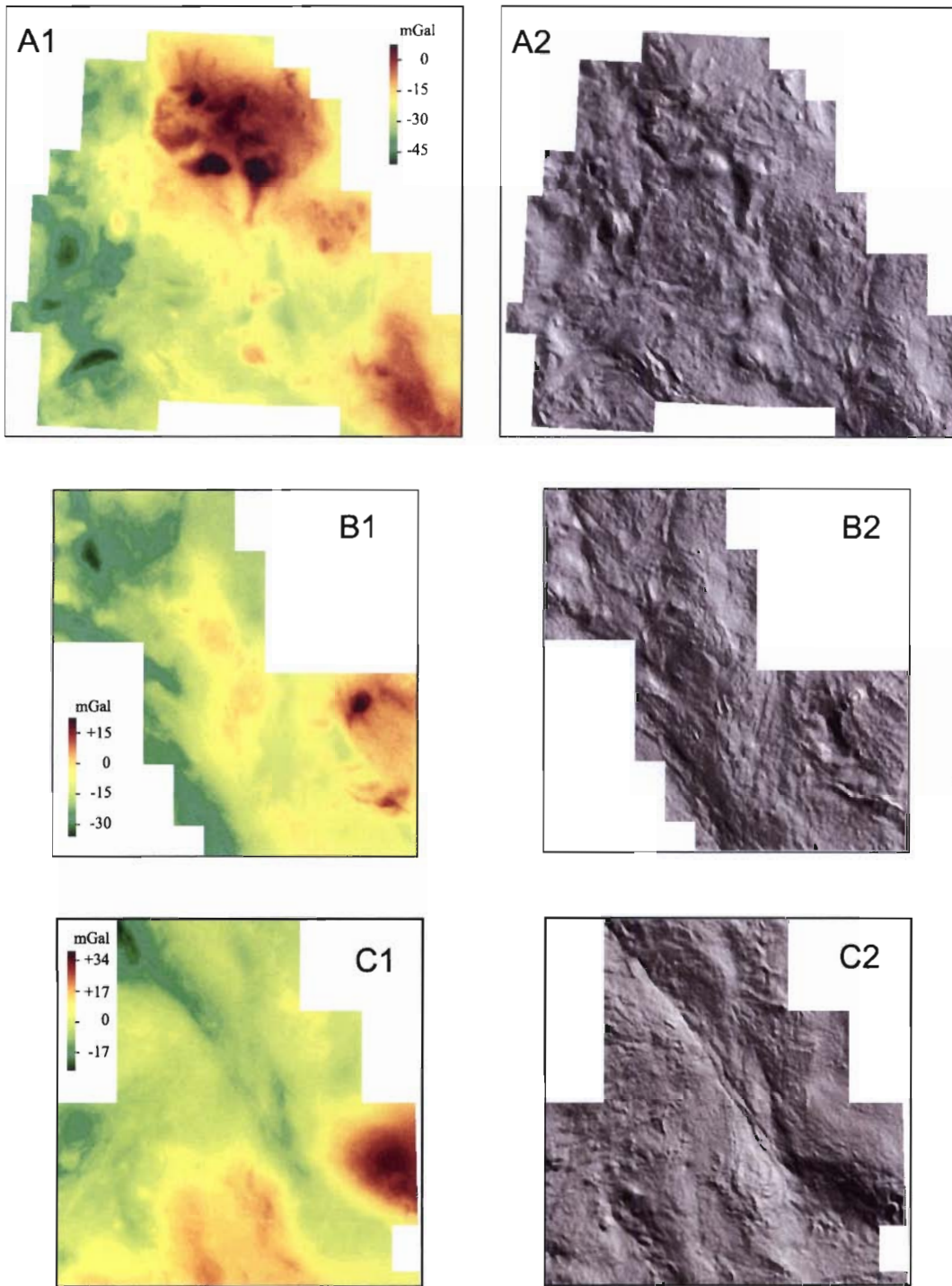
## RAAHE-LAATOKKA-VYÖHYKKEEN PAINOVOIMA-ANOMALIOISTA

### Raahe-Laatokka-vyöhykkeen gravimetriset yleispiirteet

Painovoima-anomalioiden tarkastelu on ollut osa Raahe-Laatokka-vyöhykkeen kuvauksia siitä lähtien kun A. Kahma merkitsi Suomen metallogeeniseen karttaan (Kahma, 1973) vyöhykettä seurailevan negatiivisen painovoima-anomalian eli ”gravimetrisen haudan”. Lähtökohdan antoi Honkasalon (1962) Geodeettisessa laitoksessa laatima Suomen Bouguer-anomaliakartta. Laatokan-Perämeren-malmivyöhykesymposiumissa vuonna 1978 painovoima-anomaliat olivat enemmän tai vähemmän näkyvästi esillä (Elo, et al., 1978). Erilaisia Geodeettisen laitoksen aineistoon perustuvia painovoima-anomaliakarttoja on sen jälkeen julkaistu useita (esimerkiksi Kiviniemi, 1980; Elo, 1992; Elo, 1997; Kääriäinen ja Mäkinen, 1997; Ruotoistenmäki et al., 1997; Korhonen et al., 1999). Kuvassa 1 on yksi aikaisemmin julkaisematon versio koko Suomen Bouguer-anomaliakartasta.



**Kuva 1.** Vinalaistunut Suomen Bouguer-anomaliakartta Geodeettisen laitoksen havainnoista. Alkuperäisten havaintojen keskimääräinen pisteväli on noin 5 kilometriä. Nuolet osoittavat Raahe-Laatokk-päähietovyöhykkeen paikkaa.



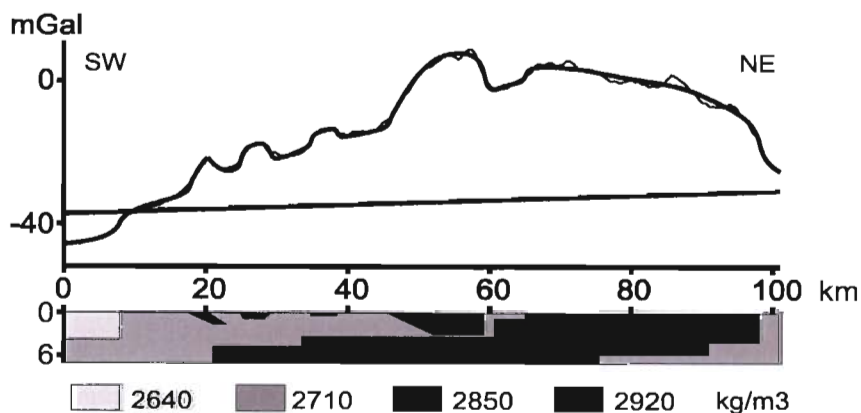
**Kuva 2.** Bouguer-anomaliakarttasikermä Geologian tutkimuskeskuksen havainnoista. 1: Bouguer-anomaliakartta, 2: Bouguer-anomalian vinovalaistuskartta, valo koillisesta. A: X=7040-7180 km ja Y=3340-3490 km (mm. Kiuruvesi ja Vihanti), B: X=6980-7100 km ja Y=3420-3540 km (mm. Pielavesi ja Kiuruvesi), C: X=6860-6980 ja Y=3460-3580 km (mm. Haukivesi ja Suonenjoki). Alkuperäisten mittausten keskimääräinen pisteväli on 500 metriä.

Geologian tutkimuskeskus on tihentänyt Geodeettisen laitoksen aineistoa omilla alueellisilla mittauksillaan, joissa keskimääräinen pisteväli on vaihdellut 400 metristä 1000 metriin ja joiden lukumäärä on nyt yli 200 000. Näistä Raahe-Laatokka-vyöhykkeelle osuu 125 000 havaintoa, jotka kattavat 30 000 km<sup>2</sup>:n laajuisen alueen. Kuvassa 2 on valikoima Geologian tutkimuskeskuksen aineistoon perustuvia karttoja Vihannin-Kiuruveden, Kiuruveden-Pielaveden ja Suonenjoen-Haukiveden alueilta. Ne tuovat uutta yksityiskohtaisuutta Raahe-Laatokka-vyöhykkeen rakenteeseen ja koostumukseen.

Raahe-Laatokka-vyöhykkeen gravimetrinen minimi liittyy Etelä-Suomen kaakko-luode-suunnassa halkaisevaan siirros- ja hiertovyöhykkeeseen. Minimi on erityisen selväpiirteinen Tervon (3313) karttalehdellä. Gravimetrinen minimin koillispuolella on jono laajahkoja painovoimamaksimeita, joista suurimmat sijaitsevat Haukiveden, Pielaveden-Kiuruveden ja Vihannin alueilla. Alueellinen minimi, sitä koillisen puolella reunustavat alueelliset maksimit sekä kaakosta luoteeseen haaroittuvien ja näitä leikkaavien siirros- ja hiertovyöhykkeiden rajaamat kiilamaiset ja linssimäiset rakenteet ovat Raahe-Laatokka-vyöhykkeen tyypillisimmät gravimetriset piirteet.

### Vihannin alueen erityispiirteet

Kuvan 2 kartoissa A1 ja A2 (Vihannin alue) näkyy sekä vyöhykkeen suuntaisia että sitä leikkaavia siirroksia ja hiertovyöhykkeitä ja näiden rajoittamia linssimäisiä ja kiilamaisia lohkoja. Hiertovyöhykkeiden joissakin mutkissa tavataan niihin asettuneen graniittisen kiviaineksen aiheuttamia gravimetrisia minimeitä. Isot suhteellisen ehjät mafiset intruusioiden aiheuttavat teräväpiirteisiä pyöreähköjä gravimetrisia maksimeita, joita nuoremmat siirrokset saattavat halkaista. Suurimpien mafisten intruusioiden syvyysulottuvuus on gravimetrinen tulkinnan perusteella noin 2 - 4 km. Päähiertovyöhykkeen pohjoispuolella pintaan tai lähelle pintaa ulottuu suhteellisen korkean metamorfoosiasteen lohkoja, jotka alueellisesti kohottavat Bouguer-anomalian tasoa. Vihannin painovoimamaksimilla on siis kaksi lähes tasaveroista aiheuttajaa nimittäin isot mafiset intruusioiden ja korkean metamorfoosin lohkot. Kuvassa 3 on esitetty yksi mahdollinen tulkintamalli Vihannin alueen lounaasta koilliseen ylittävällä Bouguer-anomaliaprofiililla.



**Kuva 3.** Vihannin Bouguer-anomaliaprofiili  $x=7100.00-7152.66$  km  $y=2505.00-2591.18$  km. Malli kuvaa yksinkertaistettua massajakautumaa 7 km:n syvyyteen asti. Havaittu anomalia on esitetty ohuella viivalla ja laskettu anomalia sekä sen nolataso paksulla viivalla. Yksityiskohtaisempi kuvaus on tekstissä.

Tulkintaprofiili alkaa Raution batoliitilta vasemmalla ja ylittää vinosti mm. Ylivieskan sekä Haapaveden mafiset intruusiot. Viimeksimainittu aiheuttaa selvärajaisen painovoimamaksimin Vihannin kompleksin lounaisosassa. Kompleksin koillisosassa pintaan tai lähelle pintaa tulee suhteellisen korkean metamorfoosin lohko, joka lounaassa sijaitsee syvemmällä pinnan alla. Lohko sisältää vaihtelevan määrän mafisia intruusioita, jotka eivät aiheuta yhtä selväpiirteisiä painovoimamaksimeita kuin intruusiot alhaisemman metamorfoosin ympäristössä. Koska metamorfisen lohkon sisällä tiheys saattaa vaihdella, rajapintojen pinnanalainen muoto ei ole tarkkaan tulkittavassa. Pintaan puhkeavat kontaktit ja anomaaliset massat ovat sen sijaan kutakuinkin oikeita. Profiilin painovoima-anomaliat johtuvat siis ensisijaisesti maankuoren ylimmän osan tiheysvaihteluista.

### **Viitasaaren-Pyhäjärven-Tervon-Pielaveden-Kiuruveden alueen erityispiirteet**

Myös Pielaveden-Kiuruveden alueen (kuvan 2 kartat B1 ja B2) hiertovyöhykkeillä on graniittituneita osueita mutta mafiset intruusiot ovat Vihannin alueen intruusioihin verrattuna joko pienempiä tai voimakkaammin deformatuneita ja fragmentoituneita.

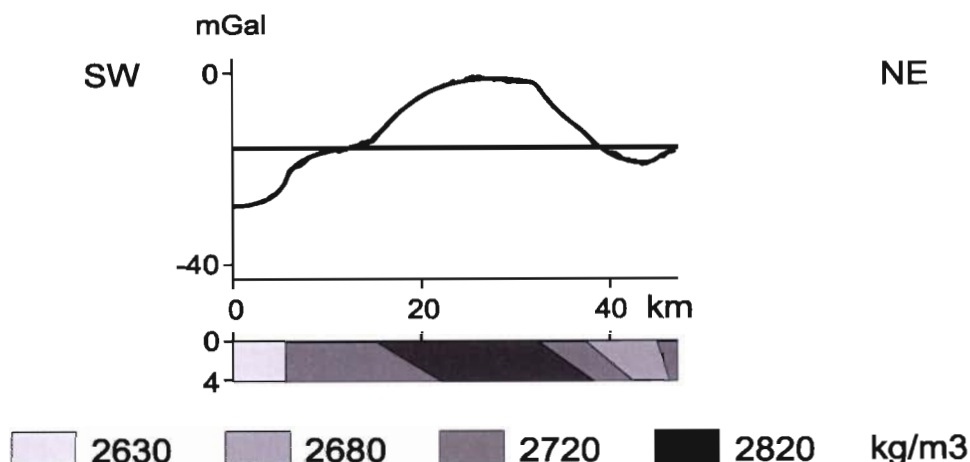
Puranen et al. (1978) tarkastelivat kallioperän keskitiheyden ja painovoima-anomalioiden suhdetta Viitasaaren, Pihtiputaan, Pielaveden ja Kiuruveden karttalehdillä (3311, 3312, 3314 ja 3323) ja totesivat havaittujen kallioperän tiheyksien osittain selittävän Bouguer-anomalian vaihtelun, mutta että kallioperäkarttojen avulla arvioidut  $100 \text{ km}^2$ :n laajuisten alueiden keskitiheydet jäivät korkeimman maksimin (regionaaliin verrattuna  $+15 \text{ mGal}$ ) kohdalla liian pieniksi ja syvimmän minimin (regionaaliin verrattuna  $-20 \text{ mGal}$ ) kohdalla liian suuriksi.

Geologi Antti Pääjärven kanssa Tervon karttalehdelle (3313) arvioimamme kallioperän  $100 \text{ km}^2$ :n alhaisimmat keskitiheydet  $2640\text{--}2650 \text{ kg/m}^3$  syvimmän minimin kohdalla riittävät minimin aiheuttajiksi. Verrattuna Suomen kallioperän keskitiheyteen, joka on  $2695\text{--}2720 \text{ kg/m}^3$  (Elo 1997) saamme tiheyskontrastiksi Tervon minimin kohdalla noin  $-70 \text{ kg/m}^3$ . Tervon alueella pienet tiheydet liittyvät granodioriitteihin, joissa on niin runsaasti kalimaasälpähajarakeita, että tiheys laskee graniittien tasolle. Lehdellä 3321 sijaitseva Pyhäjärven graniitti aiheuttaa samankaltaisen gravimetrisen minimin kuin Tervon kalimaasälpäriikkaat granodioriitit. Viitasaaren (3312) lehdellä minimin kohdalla on pinnalla suprakrustisia kiviä, jotka osittain peittävät gravimetrisen minimin aiheuttajan.

Kiuruveden gravimetrisen maksimin kohdalla on tavattu kiviä, jotka ovat metamorfoituneet  $5.0\text{--}6.0 \text{ kb}$ :n paineessa ja  $650\text{--}850 \text{ }^\circ\text{C}$ :n lämpötilassa (Hölttä, 1988, vyöhykkeet III, IV ja V). Näistä vyöhyke III, joka on leveydeltään noin  $6 \text{ km}$ , edustaa metamorfoosin huippua. Sen kohdalla Geologian tutkimuskeskuksen petrofysiikan rekisterin kallioperänäytteiden keskitiheys on  $2850 \text{ kg/m}^3$  johtuen osaksi korkeasta metamorfoosiasteesta ja osaksi mafisesta magmatismista. Näin korkea keskitiheys riittää hyvin maksimin aiheuttajaksi. Verrattuna Suomen kallioperän keskitiheyteen, joka on  $2695\text{--}2720 \text{ kg/m}^3$  (Elo 1997) saamme tiheyskontrastiksi metamorfoosin ytimen kohdalla noin  $+140 \text{ kg/m}^3$ . Tärkeää on vielä todeta, että mainitun ytimen keskimääräinen susceptibiliteetti  $0.038 \text{ SI}$  ja remanentti magnetoituma  $2.15 \text{ A/m}$  ovat selvästi suurempia kuin vierisillä alueilla.

Kuvassa 4 on esitetty yksi mahdollinen tulkintamalli Kiuruveden gravimetrisen maksimin lounaasta koilliseen ylittävällä Bouguer-anomaliaprofiililla.





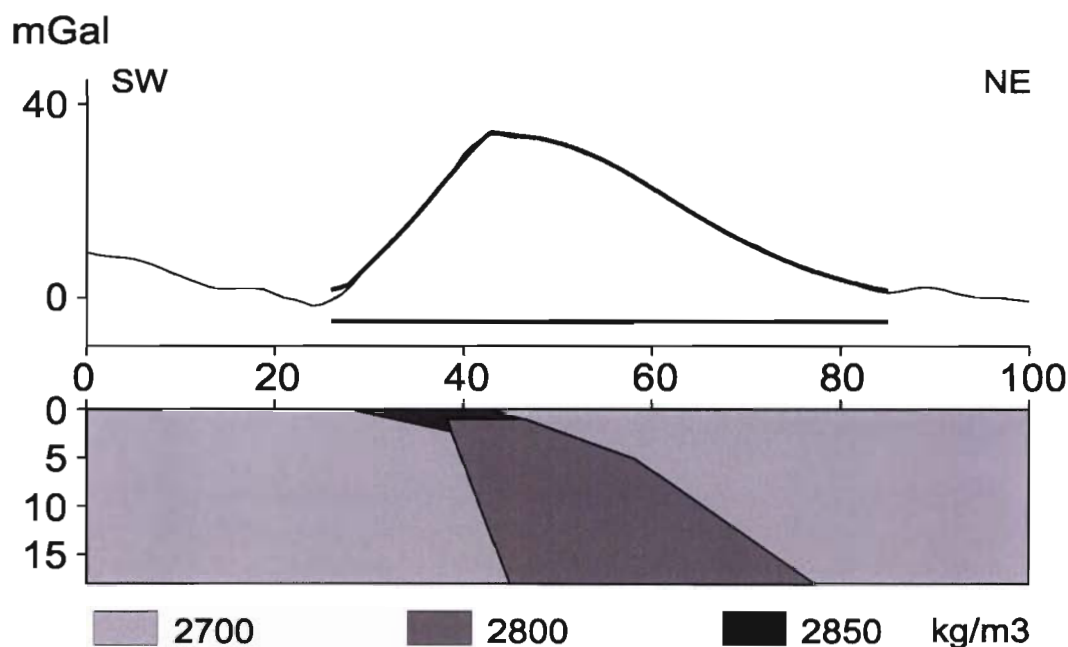
**Kuva 4.** Kiuruveden Bouguer-anomaliaprofiili  $x=7040.00-7065.04$  km  $y=3450.00-3490.07$  km. Malli kuvaa yksinkertaistettua massajakautumaa 4 km:n syvyyteen asti. Havaittu anomalia on esitetty ohuella viivalla ja laskettu anomalia sekä sen nollassa paksulla viivalla. Yksityiskohtaisempi kuvaus on tekstissä.

Tulkintaprofiili alkaa Pyhäjärven graniitilta vasemmalla ja ylittää Kiuruveden maksimin pohjoisosan. Kiuruveden kompleksi puhkeaa pintaan ja sisältää Höltän (1988) määrittelemät metamorfiset lohkot III, IV ja V. Korkein metamorfoosiaste pinnassa tavataan lohkon koillisreunassa. Suhteellisen korkean metamorfoosiasteen lohkon koillispuolella sijaitseva gravimetrinen minimi johtuu graniiteista tai kalirikkaista granodioriiteista, joiden sijoittumista kontrolloivat siirros- ja hirtovyöhykkeet. Tämänkin profiilin anomaliat johtuvat siis ensisijaisesti maankuoren ylimmän osan tiheysvaihteluista.

### Suonenjoen-Haukiveden alueen erityispiirteet

Haukiveden alueen merkittävä piirre on se että poikkeuksellisen paksun kuoren kohdalla on yksi Suomen suurimpia yksittäisiä painovoimamaksimeita (regionaaliin verrattuna +40 mGal). Kuoren paksunemiseen pitäisi päinvastoin liittyä moninkertainen laaja-alainen Bouguer-anomalian minimi. Yksi selitys (Elo 1997) tälle on seuraavanlainen. Kuoren alaosan keskitiheys on vaipan yläosan ja normaalin alakuoren tiheyksien keskipaikkeilla. Rajapinnat ovat sellaisia, että anomaalisen alakuoren yläosa muodostaa sitä ympäröivän normaalin alakuoren kanssa massaylijäämän ja anomaalisen kuoren alaosa muodostaa sitä ympäröivän vaipan yläosan kanssa massa-alijäämän ja nämä vastakkaismerkkiset massat enemmän tai vähemmän kumoavat toistensa vaikutuksen.

Lisäksi kuoren yläosakin on ympäristöään selvästi tiheämpi. Haukiveden gravimetrisen maksimin lounaisreunalla pinnassa on noin 15 km:n levyinen ja 40 km:n pituinen lohko, jonka keskitiheydeksi on geologisten ja petrofysikaalisten tietojen perusteella arvioitu poikkeuksellisen korkea  $2850 \text{ kg/m}^3$  ja joka aiheuttaa myös magneettisia anomaliaita. Lohko sisältää runsaasti mafisia intrusioita ja vulkaniitteja. Haukiveden maksimin pääosa sijaitsee kuitenkin magneettisesti ja pintatiheysiltään neutraalilla alueella. Kuvassa 5 on esitetty yksi mahdollinen tulkintamalli Haukiveden gravimetrisen maksimin lounaasta koilliseen ylittävällä Bouguer-anomaliaprofiililla.



**Kuva 5.** Haukiveden Bouguer-anomaliaprofiili  $x=6860-6830.71$  km  $y=3550.00-3620.71$  km. Malli kuvaa yksinkertaistettua massajakautumaa 18 km:n syvyyteen asti. Havaittu anomalia on esitetty ohuella viivalla ja laskettu anomalia sekä sen nollassa paksulla viivalla. Yksityiskohtaisempi kuvaus on tekstissä.

Mallissa on edellisen perusteella kaksi osaa, lounaisella reunalla suhteellisen ohut, tiheä ja magneettinen lohko ja koillisen puolella magneettisesti neutraali, tiheä ja noin 18 kilometrin syvyyteen ulottuva lohko. Pinnanalainen lohko on ympäristöään tiheämpi joko intermediäärinen tai mafisen koostumuksensa ja/tai suhteellisen korkean metamorfoosiasteensa takia.

Alueen ylittävän syväseismisen BALTIC-luotausprofiilin (Luosto et al. 1985) tuloksissa Haukiveden gravimetrisen maksimin aiheuttaja ei näy mitenkään. Tämän perusteella maankuoressa saattaa yleisemminkin olla massaylijäämiä, joita ei ole havaittu seismisissä luotauksissa (Elo 2000).

Kuvan 2 kartoissa C1 ja C2 (Suonenjoen-Haukiveden alue) näkyy selvästi kartan keskellä kaakosta luoteeseen haaroittuvia siirros- ja hirtovyöhykkeitä sekä näiden rajaamia kallioperän linsejä ja kiiloja. Haukiveden maksimin länsipää sijaitsee kuvien oikeassa reunassa ja Tervon minimin kaakkoispää vasemmassa ylänurkassa.

## Yhteenveto

Raahe-Laatokka-vyöhykettä luonnehtii useammasta haarasta koostuva jono Bouguer-anomalian maksimeja (+10 ... +40 mGal), joiden välissä ja erityisesti lounaisreunalla on enemmän tai vähemmän lineaarisia painovoimaminimeitä (-15 ... -10 mGal). Vyöhyke jakautuu painovoima-anomaliakarttojen perusteella karkeasti kaakkoluode ja eteläkaakko-pohjoisluode-suuntaisten, luodetta kohti haaroittuvien ja näitä leikkaavien siirrosten ja hirtovyöhykkeiden erottamiin liistakkeisiin, kiiloihin tai linsseihin, jotka muodostavat isompia yksiköitä, joista huomattavimmat ovat Haukiveden, Leppävirran-Varkauden, Airakselan-Talluskylän, Pielaveden-Kiuruveden ja Vihannin yksiköt. Tärkeimmät vyöhykettä leikkaavat siirrokset ovat lounaskoillis-, länsilounas-itäkoillis-, länsiluode-itäkaakko- ja etelä-pohjois-suuntaisia.

Huomattavimmat Bouguer-anomalian minimi aiheutuvat hierto- ja siirrosvyöhykkeisiin sijoittuneista kaligraniiteista tai granodioriiteista, joissa on poikkeuksellisen suuri määrä kalimaasälpä-hajarakeita.

Huomattavimmat Bouguer-anomalian maksimit aiheutuvat osittain pintaan puhkeamattomista korkean metamoorfoosiasteen lohkoista, joista osa on heikosti ja osa voimakkaasti magnetoituneita; mafisista intruusioista, joista osa sijaitsee deformatiivisissa korkean metamorfoosiasteen lohkoissa fragmentteina ja osa on taas pinnallisemmissä oloissa suhteellisen hyvin säilyneitä, isohkoja intrusioita; ja mafisista vulkaniiteista.

Vyöhykkeen kaakkoisosassa maankuori on anomaalisen paksu ja kuoren alaosassa isostaattisesti kompensoitu. Perämeren rannikolla kuori on normaalin paksuinen.

Lohkot eroavat toisistaan ja ympäristöstään magneettisilta ja tiheysominaisuuksiltaan, minkä perusteella malmivyöhykkeidenkin rajausta voidaan vielä tarkentaa aeromagneettisten ja alueellisten painovoimamittaustulosten sekä geologisten havaintojen yhteistulkinnalla.

## Viitteet

- Elo, S.; Korhonen, J.; Puranen, R. 1978.** Laatokan - Perämeren -vyöhykkeen geofysikaalisia tutkimuksia. In: Laatokan - Perämeren -malmivyöhyke: Geologijaoston järjestämä symposium Otanie-messä Teknillisen korkeakoulun kemian osaston I-salissa 16.2.1978: Vuorimiesyhdistys ry., 36-58.
- Elo, Seppo 1992.** Painovoima-anomaliakartat (Gravity anomaly maps). In: Koljonen, T. (ed.) Suomen geokemian atlas. Osa 2: Moreeni (The Geochemical Atlas of Finland. Part 2: Till). Espoo: Geologian tutkimuskeskus, 70-75.
- Elo, Seppo 1997.** Interpretations of the gravity anomaly map of Finland. In: Pesonen, L. J. (ed.) The lithosphere in Finland - a geophysical perspective. *Geophysica* 33 (1), 51-80.
- Elo, Seppo 2000.** Gravity anomalies in Finland due to crustal and upper mantle sources. In: Pesonen, L. J., Korja, A. & Hjelt, S.-E. (eds.) Lithosphere 2000: a symposium on the structure, composition and evolution of the lithosphere in Finland, Espoo, Otaniemi, October 4-5, 2000: programme and extended abstracts. Institute of Seismology. University of Helsinki. Report S-41, 53-57.
- Honkasalo, T. 1962.** Gravity Survey of Finland in years 1945-1960. Helsinki 1962. 35 pages. 3 maps.
- Hölttä, P. 1988.** Metamorphic zones and the evolution of granulite grade metamorphism in the early Proterozoic Pileavesi area. Geological Survey of Finland, Bulletin 344. 50 p.
- Kahma, A. 1973.** Metallogenic Map of Finland. Geological Survey of Finland, Bulletin 265, Map 1. Geological Survey of Finland, Otaniemi 1973.
- Kiviniemi, A. 1980.** Gravity measurements in 1961 - 1978 and the results of the gravity survey of Finland in 1945 - 1978. Publications of the Finnish Geodetic Institute, 91, 22 p. and three maps.
- Korhonen, Juha V.; Koistinen, Tapio; Elo, Seppo; Säätuvuori, Heikki; Kääriäinen, Jussi; Nevanlinna, Heikki; Aaro, Sven; Haller, Lars Åke; Skilbrei, Jan Reidar; Solheim, Dag; Chepik, Anatoli; Kulinich, Anatoli; Zhdanova, Ludmila; Vaher, Rein; All, Tarmo; Sildvee, Heldur 1999.** Preliminary magnetic and gravity anomaly maps of the Fennoscandian Shield 1:10 000 000. In: Autio, S. (ed.) Geological Survey of Finland, Current Research 1997-1998. Geological Survey of Finland. Special Paper 27, 173-179.

- Kääriäinen, J. and Mäkinen, J., 1997.** The 1979-1996 gravity survey and results of the gravity survey of Finland 1945-1996. Publications of the Finnish Geodetic Institute, No. 125, 24 p.
- Luosto, U., 1985.** Deep Seismic Sounding Studies in Finland 1979-86. Report S-11. Institute of Seismology, University of Helsinki, 21 p.
- Puranen, Risto; Elo, Seppo; Airo, Meri-Liisa 1978.** Geological and areal variation of rock densities, and their relation to some gravity anomalies in Finland. In: ed. S. Saxov Proceedings of the Symposium on the Role of Density, held in Aarhus, May 1978. GeoSkifter 10, 123-164.
- Ruotoistenmäki, T.; Elo, S.; Aaro, S.; Kauniskangas, E.; Kortman, C.; Skilbrei, J.; Tervo, T. 1997.** Mid-Norden Project, geophysical sub-project : introduction to combined geophysical maps of central and northern Fennoscandia. In: Autio, S. (ed.) Geological Survey of Finland, Current Research 1995-1996. Geological Survey of Finland. Special Paper 23, 185-191.



Hannu Huhma

## PROTEROTSOOISEN KUOREN ALKUPERÄ RAAHE-LAATOKKA –VYÖHYKKEEL- LÄ SM-ND ISOTOOPPIEN VALOSSA.

Maapallon kuoren muodostumiseen liittyy voimakas kemiallinen fraktioituminen. Tämän seurauksena muodostunut felsinen aines on selvästi rikastunut keveistä lantanideista ja siinä on siten alhainen Sm/Nd suhde verrattuna vaippaan, josta materiaali on alunperin lähtöisin. Vuosimiljoonien kuluessa ja  $^{147}\text{Sm}$ :n hajoessa  $^{143}\text{Nd}$ :ksi ( $T_{1/2} = 106$  Ga) kehittyy kuoreen pienempi  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ( $=\epsilon$ , normalisoitu kondriittien suhteen) kuin vaippaan. Tähän perustuu Sm-Nd menetelmän käyttö kuoren alkuperän selvityksissä. LREE rikastuneista kokokivistä tehtyjen Sm-Nd analyysien avulla voidaan arvioida keskimääräistä ajankohtaa jolloin aines erkaantui vaipasta ( $T_{\text{DM}}$  = malli-ikä köyhtyneen mallivaipan suhteen = crustal residence age). Vaippa on luonnollisesti heterogeeninen, mutta referenssinä pidetään yleisesti konvektiivista köyhtynyttä vaippaa, josta valtaosa merellisestä kuoresta on peräisin.

Valtameren keskiselänten basalteista (MORB) voidaan mitata konvektiivisen vaipan nykyiseksi Nd-isotooppikoostumukseksi noin  $\epsilon = +10$ . Vastaavia vanhempia kiviä analysoimalla on arvioitu köyhtyneen vaipan koostumuksen kehitystä maapallon muodostumisesta nykypäivään. Eräs paljon käytetty arvio on DePaolon (1981) esittämä malli, jonka mukaan esim. 1900 Ma siten vaipan epsilon on  $\epsilon = +3.7$ . Hiljattain Nägler & Kramers (1989) esittivät mallin jonka mukaan  $\epsilon_{\text{Nd}}(1900) = +4.1$ . Vastaavat lukemat esim. 2000 Ma sitten ovat +3.5 (DePaolo) ja +3.9 (Nägler & Kramers). Emäksisistä kivistä tehdyt analyysit osoittavat suurta vaihtelua initiaali- $\epsilon$  arvoissa, mikä usein johtuu vanhemman kuoren aineksen aiheuttamasta kontaminaatiosta kenties jo emäksisen magman varhaisessa kehitysvaiheessa kuoren alaosissa. Tämä johtaa pienempiin, jopa negatiivisiin  $\epsilon$ -lukemiin kuten esim. Lapin kerrosintruusioissa (esim. Hanski et al, 2001a). Toinen suuri ongelma vanhojen kivien initiaalisuhteiden määrittämisessä on metamorfoosin aiheuttama Sm/Nd fraktioituminen, mikä johtaa väärin näennäisiin  $\epsilon(T)$  arvoihin (esim. Huhma et al 1990, näyte 14C). Köyhtynyttä vaippaa alhaisemmat  $\epsilon$ -arvot voivat myös johtua siitä, että kivien lähteenä ei olekaan ollut konvektiivinen astenosfääri vaan vaipan osa, jossa on ollut tasainen tai jopa LREE rikastunut trendi jo pitemmän aikaa (EM – enriched mantle).

Kohtuullisen luotettavia korkeita  $\epsilon$ -arvoja on Suomen mafisista kivistä saatu mm. Peräpohjan Jouttiaavan basalteista,  $\epsilon(2090) \approx +4.2$  (Huhma et al, 1990), Kittilän Jeesiörovan komatiiteista,  $\epsilon(2060) \approx +4.0$  (Hanski et al, 2001b) ja Vesmajärven tholeiiteista,  $\epsilon(2015) \approx +3.8$  (Hanski & Huhma, in prep.). Raahe-Laatokka vyöhykkeeltä lähellä DM-mallia olevia  $\epsilon(1900)$ -arvoja on saatu mm. Rantasalmen pikriiteistä ( $\epsilon \approx +3.5$ ), ja DM-mallia voidaan hyvinkin käyttää referenssinä tutkittaessa kivien Nd:n keskimääräistä kuoressa oleskelun ikää. Usein emäksisten kivien  $\epsilon(T)$ -arvot ovat DM-mallia pienempiä myös Svekofennisellä alueella (0 ... +3). Näyttää myös siltä, että Ni-malmien yhteydessä olevat mafiset intruusiot antavat alempia lukemia kuin monet muut mafiitit (esim. Laukunkangas  $\epsilon \approx 0$ , Huhma 1986), minkä voisi selittää kuoren kontaminaatiolla, mutta EM-lähteen vaikutustakaan ei voi sulkea pois.

Sm-Nd analyysit Jormuan ja Outokummun ofioliitteihin liittyvistä emäksistä kivistä viittaavat siihen, että materiaali ei ole peräisin ainakaan suoraan köyhtyneestä mallivaipasta, jollaisesta esim. ym. Keski-Lapin kivet antavat viitteitä. Jormuan E-MORB-tyyppisten vulkaniittien, juonien (sheeted dykes) ja gabrojen  $\epsilon(1950)$  on noin +2, kun taas varhaisemmat OIB-tyyppiset juonet ja vaipan peridotitit leikkaavat juonet antoivat noin kondriittisen lukeman ( $\epsilon \approx 0$ , Peltonen et al., 1996, 1998).

**Arkeisen kuoren** Nd-isotooppikoostumus 1.9 Ga sitten riippuu kivien iästä ja Sm/Nd-suhteesta. Tyypillisten myöhäisarkeisten granitoidien  $\epsilon(1900)$  on noin  $-10$  luokkaa, mutta 3.1 Ga gneisseistä on saatu jopa lähellä  $-20$  olevia  $\epsilon(1900)$ -arvoja. Jos arkeisen kiven REE-trendi on keskimääräistä kuorta vähemmän LREE:stä rikastunut on  $\epsilon(1900)$  arvo korkeampi ja lopulta erotuskyky vaipan materiaaliin häviää. Keskeinen kysymys graniittien alkuperän arvioinnissa onkin niiden lähteenä olevan (alemman?) kuoren REE-trendin luonne.

Svekofennisen alueen **felsisten magmakivien** initiaali- $\epsilon$ - arvot ovat  $-1$  ja  $+3$  välillä, ja vastaavat malli-iat  $T_{DM}$  (DePaolo 1981) noin 2.3 – 1.93 Ga (mm. Huhma 1986; Patchett & Kouvo 1986). Noin  $+3$  arvoja on saatu erityisesti Raahe-Laatokka vyöhykkeen sekä 1.88 Ga syväkivistä että noin 1.92 Ga gneisseistä ja felsisistä vulkaniiteista esim. Pyhäsalmeilta (Lahtinen & Huhma 1997). Näiden kivien  $T_{DM}$  malli-iat ovat lähellä zirkoni-ikiä ja tulokset osoittavat että kivet edustavat uutta juveniilista kuorta, jossa vanhemman kuoren aineksen osuus on olematon. Erityisesti on osoitettu, että ns. Kettuperän, Venetpalon ja Kirkkosaaren doomien gneisseillä ei ole mitään tekemistä arkeisen kuoren kanssa. NORDSIM-tulosten valossa näiden gneissien zirkonipopulaatiot ovat varsin homogeenisia, jolloin perinteistä ikäarviota 1.92-1.93 Ga voidaan pitää luotettavana (Vaasjoki et al, submitted).

Epsilon-arvot Keski-Suomen granitoidialueelta ovat tyypillisesti lähellä nollaa ja malli-iat usein noin 2.1-2.2 Ga (mm. Ramö et al, 2001). Nähtävissä on siis selvä 1.9 Ga vanhemman LREE-rikastuneen litosfäärin/kuoren vaikutus kivien genesikseen. Suorat U-Pb iänmäärittäisiin perustuvat todisteet yli 1.93 Ga kivien olemassaolosta Svekofennisellä alueella kuitenkin puuttuvat, vaikkakin huomattava osa metasedimenttien zirkoneista on iältään 1.95-2.0 Ga luokkaa (Huhma et al, 1991; Claesson et al., 1993; Lahtinen et al, in review). Lähellä nollaa olevia  $\epsilon(1900)$ -luokkia voidaan saada 1) sekoittamalla vaippaperäistä ( $\epsilon \approx +4$ ) ja arkeisen kuoren ( $\epsilon \approx -10$ ) ainesta keskenään noin 1.9 Ga sitten (Huhma 1986; Patchett & Kouvo 1986), tai 2) olettamalla että kivien protoliittina on noin 2.1 Ga kuori (Lahtinen & Huhma 1997), tai 3) jos vanhalla ns. ”rikastuneella vaipalla” (EM) on osuutta kivien genesiksessä. Tästä rikastuneesta vaipasta saatiin viitteitä Haverin metabasalteista, joiden  $\epsilon(1900) \approx +0.5$  ja joiden Pb-isotoopit osoittavat että läpikotaista ylemmän kuoren aineksen (sedimenttien) kontaminaatiota ei ole tapahtunut (Vaasjoki & Huhma 1999; Huom! Muutamat Haverin sulfidit viittaavat myöhäisiin (Au-pitoisiin?) fluideihin, joissa Pb:n lähteenä on  $^{207}\text{Pb}$ -rikas aines, todennäk. sedimentti).

Myös Raahe-Laatokka-vyöhykkeen pyrokseenigraniiteissa on lähellä nollaa olevia initiaali-suhteita ( $\epsilon$ ). Lähestyttäessä arkeista kratonia proterotsooisten granitoidien  $\epsilon$ -lukemat tippuvat selvästi ja osa Karjalaisen alueen graniiteista näyttää olevan suurelta osalta Arkeisen kuoren sulamistuotteita. Ei voi kuitenkaan varmuudella päätellä mitä esim.  $\epsilon(1860)$  arvo  $-6$  (mm. Maa-rianvaara; Huhma 1986) todella tarkoittaa. Se toki osoittaa että arkeisen kuoren osuus on huomattava, mutta materiaali ei ole peräisin ainakaan puhtaasti sellaisesta kuoresta jota tyypilliset analysoidut arkeiset granitoidit ( $\epsilon \approx -10$ ) edustavat. Mukana on joko proterotsooinen komponentti tai sitten arkeinen lähde on vähemmän LREE-rikastunut kuin yläkuori keskimäärin. Tehdyillä granitoidien Sm-Nd analyyseillä on pystytty jonkin verran rajaamaan arkeisen kuoren vaikutuspiiriä (esim. Lumijoen gneissi on selvästi proterotsooinen), mutta on isojakin alueita joista analyysejä ei ole tehty.

Sm-Nd menetelmää on käytetty myös **metasedimenttien** materiaalin alkuperän arviointiin. Svekofennisten metasedimenttien  $\epsilon(1900)$  vaihtelee  $-3$  ja  $+1$  välillä ja vastaavat  $T_{DM}$  malli-iat ovat 2.4 - 2.15 Ga luokkaa. Tämä yhdessä detritaalisten zirkonien SIMS-tulosten kanssa osoittaa että sedimenttien lähteenä on ollut sekä arkeista (noin 1/3) että proterotsooista kuorta (noin 2/3; Huhma, 1987; Huhma et al., 1991; Claesson et al., 1993). Tulokset ns. yläkalevasta ovat samantapaisia. Alakalevan malli-iat ovat keskimäärin vanhempia, mutta osa näytteistä joissa zirkoni on

puhtaasti arkeista sisältää Sm-Nd tulosten mukaan kuitenkin merkittävän proterotsooisen komponentin. Tarkempi selvitys metasedimenttien isotooppituloksista on tekeillä (Lahtinen et al).

#### Viitteet:

- Claesson, Stefan; Huhma, Hannu; Kinny, Peter D.; Williams, Ian S. 1993.** Svecofennian detrital zircon ages - implications for the Precambrian evolution of the Baltic Shield. In: Gorbatshev, R. (ed.) *The Baltic Shield. Precambrian Research* 64 (1-4), 109-130.
- DePaolo, D.J. (1981)** Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature* 291, 684-687.
- Hanski, E., Walker, R.J., Huhma, H. and Suominen I., 2001a.** The Os and Nd isotopic systematics of c. 2.44 Ga Akanvaara and Koitelainen mafic layered intrusions in northern Finland *Precambrian Research*, 109, 73 – 102.
- Hanski, E., Huhma, H., Rastas, P. & Kamenetsky, V.S., 2001b.** The Palaeoproterozoic Komatiite-Picrite Association of Finnish Lapland. *Journal of Petrology*, 42, 855-876.
- Huhma, H.; Claesson, S.; Kinny, P. D.; Williams, I. S. 1991.** The growth of Early Proterozoic crust: new evidence from Svecofennian detrital zircons. *Terra nova* 3 (2), 175-178.
- Huhma, Hannu 1986.** Sm-Nd, U-Pb and Pb-Pb isotopic evidence for the origin of the Early Proterozoic Svecokarelian crust in Finland. *Geological Survey of Finland. Bulletin* 337. 48 p. + 2 app.
- Huhma, Hannu 1987.** Provenance of early Proterozoic and Archaean metasediments in Finland: a Sm-Nd isotopic study. *Precambrian Research* 35, 127-143.
- Huhma, Hannu; Cliff, Robert A.; Perttunen, Vesa; Sakko, Matti 1990.** Sm-Nd and Pb isotopic study of mafic rocks associated with early Proterozoic continental rifting: the Peräpohja schist belt in northern Finland. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 104 (3), 367-379.
- Huhma, H.; Claesson, S.; Kinny, P. D.; Williams, I. S. 1991.** The growth of Early Proterozoic crust: new evidence from Svecofennian detrital zircons. *Terra nova* 3 (2), 175-178.
- Lahtinen, Raimo; Huhma, Hannu 1997.** Isotopic and geochemical constraints on the evolution of the 1.93-1.79 Ga Svecofennian crust and mantle in Finland. *Precambrian Research* 82 (1-2), 13-34.
- Nägler, Th.F. & Kramers, J.D. 1998.** Nd isotopic evolution of the upper mantle during the Precambrian: models, data and the uncertainty of both. *Precambrian Research* 91, 233-252.
- Patchett, J. and Kouvo, O. (1986)** Origin of continental crust of 1.9-1.7 Ga age: Nd isotopes and U-Pb zircon ages in the Svecokarelian terrain of south Finland. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 92, 1-12.
- Peltonen, Petri; Kontinen, Asko; Huhma, Hannu 1996.** Petrology and geochemistry of metabasalts from the 1.95 Ga Jormua Ophiolite, northeastern Finland. *Journal of Petrology* 37 (6), 1359-1383.
- Peltonen, Petri; Kontinen, Asko; Huhma, Hannu 1998.** Petrogenesis of the mantle sequence of the Jormua ophiolite (Finland): melt migration in the upper mantle during Palaeoproterozoic continental break-up. *Journal of Petrology* 39 (2), 297-329.
- Rämö, O.T., Vaasjoki, M., Mänttari, I., Elliott, B.A., & Nironen, M.** Petrogenesis of the post-kinematic magmatism of the Central Finland Granitoid Complex I; radiogenic isotope constraints and implications for crustal evolution. (*Journal of Petrology*, in press).
- Vaasjoki, Matti; Huhma, Hannu 1999.** Lead and neodymium isotopic results from metabasalts of the Haveri Formation, southern Finland: evidence for Palaeoproterozoic enriched mantle. In: Kähkönen, Y. & Lindqvist, K. (eds.) *Studies related to the Global Geoscience Transects/SVEKA Project in Finland. Bulletin of the Geological Society of Finland* 71 (1), 143-153.

*Ilmo Kukkonen*

## **PROJECT FIRE: DEEP SEISMIC REFLECTION SOUNDING IN FINLAND 2001-2005**

The aim of the project **FIRE** (**F**innish **R**eflection **E**xperiment) is to investigate the structure of the crust in Finland on several transects using reflection seismics during 2001-2005. The project is participated by the Geological Survey of Finland, and the universities of Helsinki and Oulu. The transects will cross the major geotectonic units of the Precambrian in Finland, including several areas of metallogenic significance. The seismic fieldwork will be carried out by the Russian company Spetgeofizika acting as a contractor. The funding of the contractor is based on the partial compensation of the debt of Russian Federation to Finland. A national consortium has been formed for the project between the Geological Survey of Finland, Institute of Seismology of the University of Helsinki, Institute of Geoscience of the University of Oulu and the Sodankylä Geophysical Observatory. The research is participated by about 20 scientists from the consortium.

The seismic measurements are carried out using the Vibroseismic method. Explosion sources are not used. The seismic signal is produced with five hydraulic vibrator trucks weighing each 15.4 tons (Fig. 1). The applied signal is a linear sweep ranging from 12 to 80 Hz, and the maximum applied force is up to 60 % of the vibrator weight. The sweep duration and the correlated record length are 30 s, which corresponds to about 90 km in depth. Eight sweeps are stacked together at each shot point. The applied sounding geometry is the common depth point method, and with 360 active channels at 50 m intervals and shot points at 100 m intervals, the resulting fold is as high as 90. Thus each reflector will be recorded 90 times, which is very useful in improving the final signal to noise ratio. The recording line is 18.4 km long.



Fig. 1. The vibrator trucks of Spetsgeofizika ready to start the reflection seismic soundings in Vartius, eastern Finland, September 2001. Photo by I. Kukkonen.

Acquisition is done on public roads, and the geophones are installed on the road bank, typically at a distance of about 1-2 m from the edge of the road hard surface (oil gravel or asphalt). Each geophone channel consists of 12 vertical geophones connected in series. The signals are recorded digitally using the *INPUT/OUTPUT* Telemetric system. The sampling interval is 2 ms which



allows recording of high frequencies and results in a good resolution. Field processing is done with the *Seismic Viewer* software.

The locations of the FIRE profiles are shown in Fig. 2. Selection of the profile locations was based on three major arguments: (1) Geological and geophysical relevance, (2) Previously existing seismic wide-angle data (absolute velocity information required), and (3) Road network in the transect areas. All these factors cannot be ideally satisfied at the same time, but pragmatic compromises could be found. According to the project plan, the acquisition of FIRE-1 was planned for 2001, FIRE-2 and 3 in 2002, and FIRE-4 in 2002.

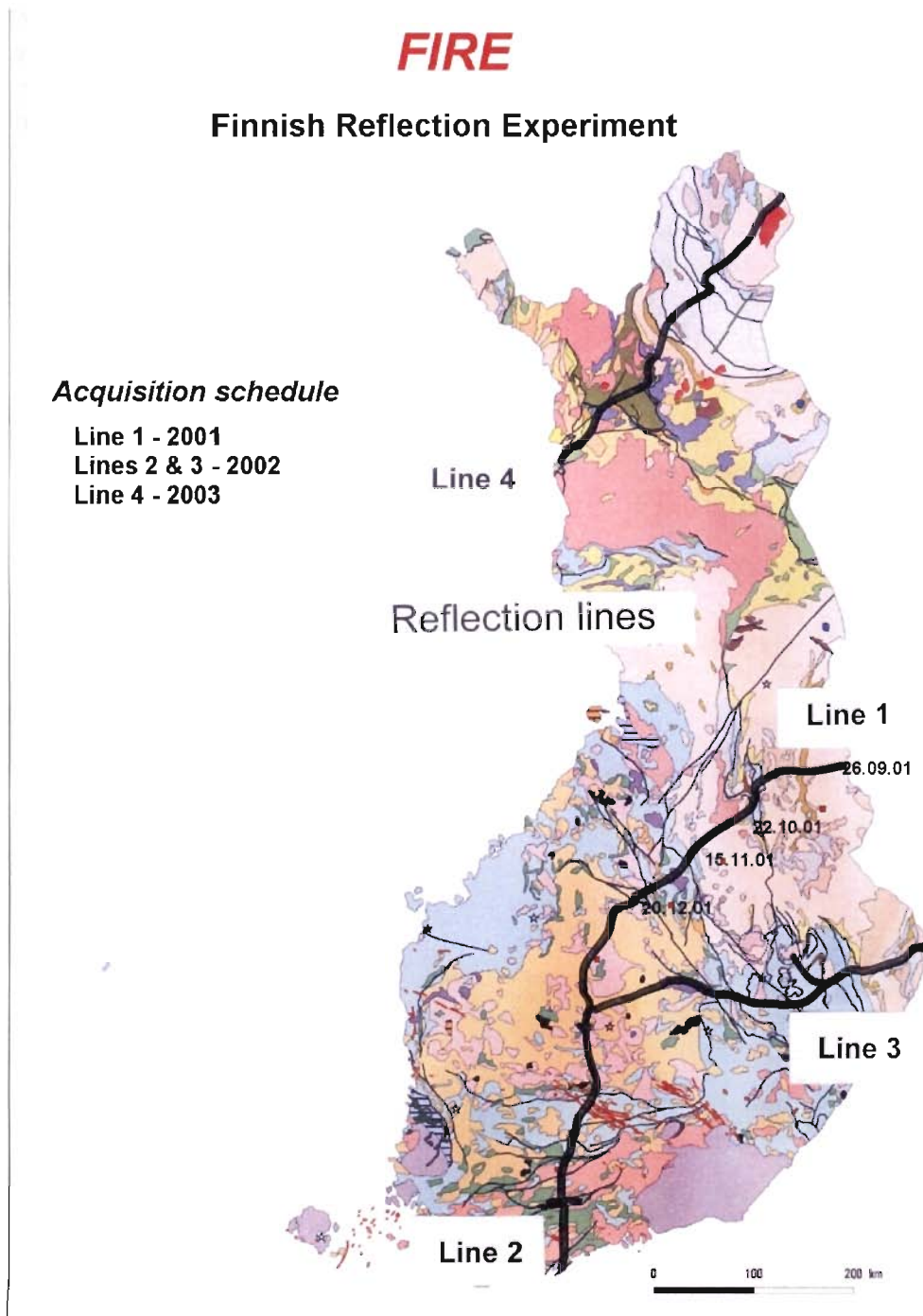


Fig. 2. The location of the FIRE transects plotted on a lithological map of Finland (Geological Survey of Finland). Some milestones reached in 2001 are indicated on FIRE-1. The first field work season ended on Dec.20, 2001.

The fieldwork started in September 2001, and before the end of the year about 400 km of the first transect (FIRE-1) was surveyed. The profile starts in eastern Finland in the central part of the Archaean craton, and crosses the Proterozoic Kainuu schist belt, the Archaean-Proterozoic boundary zone, the Early Proterozoic primitive island arc system in the Kiuruvesi-Pyhäsalmi area, the Ladoga-Bothnian Bay zone and ends on the central Finland granitoid complex. The obtained data so far is of very good quality and several previously unknown structural features have been discovered already in the brute stack plots. At the moment, the final processing and migration of the data is being done.

The project FIRE is expected to provide new structural information on several problems on the geology of the central part of the Fennoscandian Shield. Combining the seismic information with previous geological and geophysical data and models is expected to yield revised insights to the lithospheric structure and shield evolution. Some of the topics to be investigated in the FIRE project in Eastern and Central Finland can be shortly listed (profiles FIRE-1 and FIRE-3):

- (1) Crustal reflective structures in general and their correlation with surface geology and geophysics;
- (2) The subduction and collision structures between the Archaean craton and the primitive island arc system of the Pyhäsalmi area;
- (3) General relations between the Archaean and Proterozoic crust, particularly in the area of thick crust;
- (4) Shear and fracture systems at the Archaean-Proterozoic boundary;
- (5) Properties and structure of the Archaean craton in the area of the Proterozoic overprint and outside of it;
- (6) The middle and lower crustal characteristics of the Central Finland Arc Complex (the central Finland Granitoid complex);
- (7) Relations between the Central Finland Arc Complex and the Tampere Schist belt;
- (8) Structure and tectonic setting of the high-grade Archaean and Proterozoic blocks outcropping in central-eastern Finland;
- (9) Structure and depth extent of the Proterozoic metasedimentary units and ophiolite complexes close to the border of the Archaean craton (including the Outokumpu nappe);
- (10) Possible reflections related to kimberlite and alkaline magmatism;
- (11) Relations between possible upper mantle reflectors and lower crustal reflectors;
- (12) Correlation of seismic reflections with deep electromagnetic conductors and thermal regime of the lithosphere;
- (13) Correlation of reflectors recorded on FIRE transects on continent and BABEL transects in the Bothnian Bay;
- (14) Deep structure of ore bearing areas (e.g., Kuhmo and Ilomantsi greenstone belts, Pyhäsalmi area, Outokumpu, Kotalahti nickel belt).

Respectively, thematic topics to be investigated in southern Finland can be listed as follows (FIRE 2):

- (1) Correlation of crustal reflectors with surface geology and geophysics;
- (2) Deep structure of the southern Finland volcanic-sedimentary complex;
- (3) Structure and relations of the Tampere Svecofennian collisional zone with the Central Finland Granitoid complex, as well as with the southern Finland volcanic-sedimentary complex;
- (4) Structure and tectonic characteristics of the Hyvinkää-Mäntsälä layered intrusion;
- (5) Deep structure of the potassium-rich granitoid belt in southern Finland;
- (6) Lower crustal properties in the area of thick crust and 'normal' crust;
- (7) Correlation of reflectors recorded in FIRE and BABEL projects;

- (8) Deep structure of ore bearing areas (e.g., eastern part of the Vammala Ni belt, Hyvinkää-Mäntsälä layered intrusion, southern Finland leptite belt).

In northern Finland, the preliminary list of questions to be solved with the aid of FIRE data is as follows:

- (1) Correlation of crustal reflectors with surface geology and geophysics;
- (2) Are the Lapland Granulite belt and the Tanaelv Belt blocks overthrust from the NE, or only rootless nappes?
- (3) Depth extent of the Lapland Granulite belt and its contacts with the Archaean basement;
- (4) Factors contributing to the higher crustal thickness under the Central Lapland Granitoid Complex in comparison to the Greenstone belt;
- (5) Internal structure of the Central Lapland Greenstone belt and continuation of the metamorphic zones in depth;
- (6) Structures of the Archaean basement below the Central Lapland Greenstone Belt;
- (7) Correlation of deep crustal structures with the seismically active zones and young (postglacial) faulting in central Lapland;
- (8) The deep structure of the Central Lapland Granitoid Complex, its relations with the Greenstone Belt, and the origin of the migmatitic granitoid complex itself;
- (9) Deep structure of ore bearing areas (e.g. polymetallic zones of Kittilä and Kolari).

*Matti Pajunen*

## **PALAEOPROTEROZOIC METAMORPHIC OVERPRINT ON THE ARCHAEOAN CRUST IN EASTERN FINLAND**

### **Introduction**

The Archean craton of eastern Finland consists of tonalitic-trondhjemitic-granodioritic migmatites and granitoids (TTG) and greenstone and paragneiss belts (Luukkonen 1992, Korsman et al. 1997, Korsman et al. 1999). The complex structural evolution history of the easternmost parts of the Archean Karelian domain is described by Luukkonen (1988, 1992) and Sorjonen-Ward (1993) (Fig. 1). The metamorphic studies (Paavola 1984, Tuisku and Sivonen 1984, Hölttä and Paavola 1989, Blais and Auvray 1990, Gruau et al. 1992) conducted have shown that amphibolite- to granulite-facies conditions were achieved in the TTG areas and greenschist- to amphibolite-facies conditions in the greenstone belts. Widespread low-grade retrogression characterizes both associations.

Mafic magma intrusions that modified the craton between 2.44 and 1.97 Ga ago (Vuollo 1994) record several Palaeoproterozoic rifting stages. In the southwest the Palaeoproterozoic Svecofennian domain along a suture zone (Korsman et al. 1997, Korsman et al. 1999) borders the craton. The Svecofennian arc complex collided with the passive Archean craton margin about 1.9 - 1.875 Ga ago (Vaasjoki and Sakko 1988). In this collision both the cover sediments and Svecofennian sequences were overthrust on the southwestern margin of the craton (Koistinen 1981).

Palaeoproterozoic overprint on the Archean in eastern Finland has been under increasing interest during the last years. The Palaeoproterozoic sequences overlying the craton were metamorphosed under amphibolite facies conditions (Koistinen 1981, Tuisku and Laajoki 1990) and were intruded by Palaeoproterozoic granitoids and dyke rocks (Huhma 1981, Huhma 1986, Laukkanen 1987, Korsman et al. 1997). Therefore, we may suspect that also the neighbouring Archean rocks were affected by an identifiable Palaeoproterozoic metamorphic overprint. This overprint is evident as in metasomatic zones including variable aluminium silicate, staurolite, cordierite and orthoamphibole-bearing mineral assemblages that locally cut the Archean structures and metamorphism in the eastern TTG areas (Pajunen and Poutiainen 1999, see Fig. 1)). This paper describes the tectonic and metamorphic overprint features during the Svecofennian collision, especially during its post-collisional stage.

### **Crustal structure**

The Archean crust in Finland is composed of several terrains that are separated from each other by the Svecofennian sequences or high-strain zones. To the east of the Kainuu schist belt the Archean domain can be divided into two different terrains on the basis of deep crustal structure. Along the approximately north-south-trending Kuhmo greenstone belt the thickness of the crust decreases eastward from 55 km to 45-42 km (Luukkonen 1992 ja Korsman et al. 1999). The major contrast is found in thickness of the high velocity layer in lower crust. It is up to 18 km thick in Nurmes-Sotkamo area increasing southwestward to c. 20 km thick in Ladoga-Bothnia Bay zone and decreasing again to less than 10 km in the southwestern Finland. Such kind high velocity layer is missing east of the Kuhmo greenstone belt, where the crustal structure is normal when correlated to the other Archean terrains (Fig. 1, Korsman et al. 1999). Later, Hölttä et al. (2000) analysed the lower crustal xenoliths from the Lahtojoki kimberlites in the eastern Finland. The xenoliths are from crustal depths of c. 22-37 km and are mafic granulites and hydrated mafic amphibole-rich rocks.



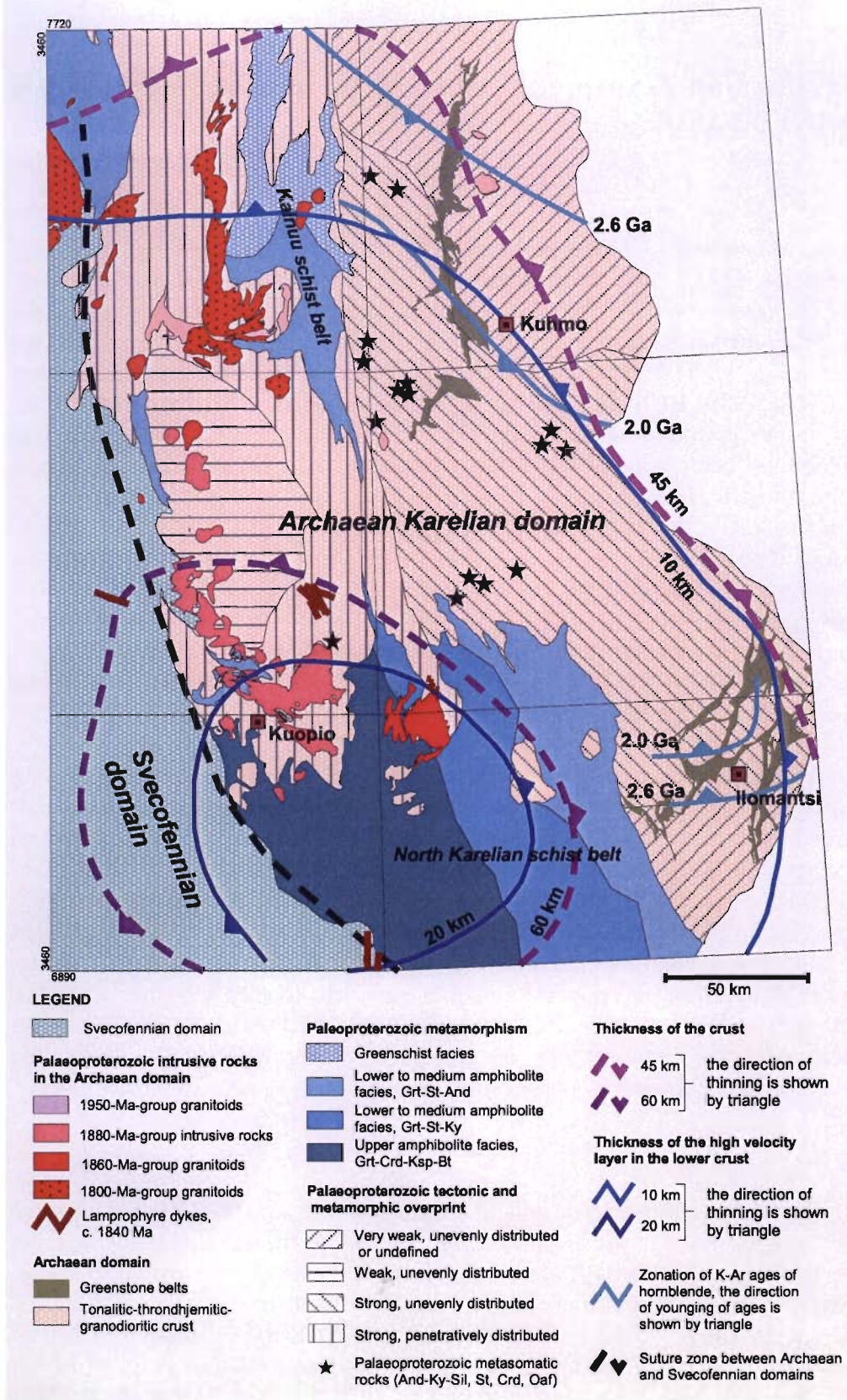


Figure 1. Palaeoproterozoic overprinting features on the Archaean Karelian domain. Modified from Korsman et al. (1997, 1999), Kontinen et al. (1992) and Pajunen and Poutiainen (1999).

Only limited deep crustal structural information is available from the refraction seismic data in the northern part of the GGT/SVEKA transect, in the Archaean terrain. However, density variations between the Archaean crustal blocks along the profile are high enough for geophysical modelling and when connected with the structural observations an idea of the major crustal vergences were obtained. The Varpaisjärvi granulite terrain is differing from its surrounding TTG areas by its higher density. By modelling this density contrast the westward-dipping vergence of the granulite terrain was obtained. Deep crustal conductors are also westwards dipping, but tectonic significance of the conductors is still obscure (Korsman et al. 1999).

### **Observations on Svecofennian deformation in the Archaean craton**

The effects of the Svecofennian collision seen in the nappes and overthrusts northeast of the suture zone were discussed first by Wegmann (1928) and Väyrynen (1939). Park and Bowes (1983) and Park (1988) studied the basement-cover relations noting the sliced structure of the Archaean basement owing to Palaeoproterozoic tectonism but preservation of Archaean structures further away from the thrust zones. Also Jegouzo and Blais (1993) observed that some Palaeoproterozoic structures overprint the Archaean basement in the Sotkamo area, and that Palaeoproterozoic diabase dykes are overprinted by metamorphic schistosity. The steeply foliated Palaeoproterozoic sequences within the Archaean in central Russian Karelia, east of the Finnish border, demonstrate the considerable extent of the Palaeoproterozoic reconstructive structures (Sorjonen-Ward 1993). To the west, however, only a weak Palaeoproterozoic deformation in the Lentiira and Ilomantsi areas, has been described (Luukkonen 1985, 1988, 1989, Sorjonen-Ward 1993). However, the observations of Kohonen et al. (1991) and Kohonen (1995) have confirmed that the Svecofennian orogeny gave rise to the formation of a block structure in the vicinity of the western edge of the craton.

### **Isotope geological evidence on Palaeoproterozoic overprint**

Isotope geological studies provide evidence of the Palaeoproterozoic reactivation. Isotopic resetting is recorded in the K-Ar isotopic compositions of biotite and hornblende in TTG, which show late heating to temperatures exceeding the K-Ar closure temperatures of biotite and hornblende over large areas of the Archaean (Fig. 1). Biotites record average ages of  $1795 \pm 21$  Ma and hornblendes  $1851 \pm 41$  Ma (Kontinen et al. 1992). O'Brien et al. (1993) determined K-Ar ages of 1811-1707 Ma on biotites in the Ilomantsi area, and attributed them to Palaeoproterozoic resetting; Karhu et al. (1993) made a similar suggestion on the basis of the large variation in the oxygen isotope composition of carbonates in that area. According to Gruau et al. (1992), the Nd and O isotopic and REE compositions of the southern Kuhmo greenstone belt komatiites were modified by regional metamorphism and CO<sub>2</sub> fluidization recording ages of about 1.8 Ga. The lower crustal xenoliths from kimberlites are variable in ages indicating several thermal pulses during both, Archaean and Svecofennian times (Hölttä et al. 2000).

### **Metamorphic evidences on Palaeoproterozoic overprint**

Medium-pressure kyanite-sillimanite metamorphism was described to be widespread in the eastern Archaean terrain (Korsman 1982, Belyaev et al. 1993, Petrov 1993). Belyaev et al. (op. cit.) and Petrov (op. cit.) among others attributed it to Palaeoproterozoic reactivation. The Palaeoproterozoic metadiabase dykes are often strongly foliated, but the significance of the structures with respect to regional tectono-metamorphic evolution is not straightforward. In most

cases Palaeoproterozoic metamorphic overprint features are difficult to identify from the retrograde structures that formed during the late Archaean era without detailed metamorphic-tectonic and isotopic study. Several occurrences of coarse-grained kyanite rocks are exposed in the eastern Archaean area in zones trending predominantly northwest-southeast that crosscut all the Archaean structures and, locally, the Palaeoproterozoic metadiabase dykes, too. Their metamorphic history illustrates vividly the Palaeoproterozoic reactivation of the craton (Pajunen and Poutiainen 1999).

The early structures and metamorphic assemblages of kyanite rocks were formed within the framework of ductile shearing or by penetrative metasomatism in zones of mobile brecciation. Static-state coarse-grained mineral growth during the ongoing fluid activity covered the early-foliated fabrics, and metasomatic zoning developed. The early-stage metasomatism was characterized by Si, Ca and alkali leaching. The late-stage structures are dilatational semi-brittle faults and fractures with unstrained, coarse-grained fabrics often formed by metasomatic reactions displaying Mg enrichment. Metamorphism proceeded from the low-T early-stage Chl-Ms-Qtz, Ky/And-St, eventually leading to the high-T late-stage Crd-Sil assemblages. The thermal peak, at 600-620°C/4-5 kbar, of the process is dated to 1852±2 Ma (U-Pb) on xenotime. Al-silicate growth successions in different locations record small variations in the Palaeoproterozoic clock-wise P-T paths. Pressure decreased by c. 1 kbar between the early and late stage, i.e. some exhumation had occurred during prograde metamorphism. Fluid composition also changed during the progression, from saline H<sub>2</sub>O to CO<sub>2</sub> rich. Weak retrograde features of high-T phases indicate a rapid cooling stage and termination of fluid activity. According to pressure determinations the Archaean ± Palaeoproterozoic crust has been uplifted and exhumed about 15-20 km rapidly since 1850 Ma in post-collisional processes (Pajunen and Poutiainen 1999).

## Discussion

The metamorphic observations from kyanite rocks connected with structural and metamorphic observations of Koistinen (1981) and Tuisku (1991) from the Palaeoproterozoic Karelian sequences demonstrate the tectono-metamorphic history during and after the Svecofennian collision in the eastern edge of collisional belt. In the Palaeoproterozoic sequences overlying the Archaean craton the thermal peak was achieved late, after D<sub>3,4</sub>, in the Palaeoproterozoic tectonic evolution. The thermal peak was achieved under decreasing pressure and is often structurally connected with zonal deformation (Tuisku op. cit.). The early-stage Ky-St assemblages resemble those described from nearby Palaeoproterozoic sediments in the Kainuu and North Karelia schist belts. The static Ky-St metamorphism in kyanite rocks was generated by fluid-induced leaching processes at elevated T during the post-orogenic stage after collision in Palaeoproterozoic and/or reactivated Neoproterozoic zones of weakness. Exact dating of the thermal process is not done in Karelian sequences, but the metamorphic succession is extremely similar to that of kyanite rocks indicating similar and rather contemporaneous development.

The distribution of late-stage Crd-Sil metasomatism-metamorphism indicates that the corresponding thermal event was widespread in the Nurmes-Sotkamo area. The tectonic character of these late structures (whether extensional or compressional) is not precisely studied in the Karelian belts, but structures that formed during peak-T metamorphism in kyanite rocks show evidences of dilatational process.

Isotopic studies on Archaean granitoids and greenstone belts also indicate such late heating and contemporaneous magmatic activation occurred in the North Karelian schist belt, e.g. the 1850-



Ma magmatic activity recorded by Maarianvaara granodiorite, microtonalitic and lamphrophyre dykes. The strongest 1850 Ma old thermal peak can be regionally connected to the areas, where the lower crustal high velocity zone and the whole crust are exceptionally thick. When correlating the deep crustal structure to that of east of the Kuhmo greenstone belt, where such kind late, strong thermal event is not identified, is it likely that the features seen on the present erosion level are a reflection of the formation of the lower crustal structure. On the basis of geophysical data, Korja et al. (1993) suggested that the lower crust and Moho of the westernmost Archaean was re-formed during Palaeoproterozoic time. The dilatational late-stage heat flow and strong fluid flow that turned to CO<sub>2</sub>-rich with concomitant Mg-enrichment may reflect deep origin of fluid. Therefore, the seismic deep structure of the crust is supposed to be a product of some kind of disturbance in the lower crust and uppermost lithospheric mantle. So, it is likely at least partly that the thick crust and especially the high velocity layer in the lower crust was formed during the post-collisional lower crustal growth and orogenic collapse and related magmatic underplating process that was caused by stabilizing astenospheric and lower lithospheric isotherms (Korja 1995, Pajunen and Poutiainen 1999). Svecofennian lower crustal magmatism was later evidenced by the direct observations on lower crustal xenoliths by Hölttä et al. (2000). Crustal thinning during the collapse was prohibited due to the continuing collision between the two arc Svecofennian complexes in south. The isostatic balance was achieved by input of large amounts of mafic magma into the lower and middle crust (cf. Korsman et al. 1999).

## REFERENCES

- Belyaev, O.A., Mitrofanov, F.P. and Petrov, P.P. 1993.** Geological-petrological model of the Baltic Shield, metamorphic structure development. Symposium on "The Svecofennian Domain", geological/geophysical aspects of continental crust and annual meeting of IGCP-275, in Turku, Finland, August 23-25, 1993, Abstracts, p. 12.
- Blais, S. and Auvray, B. 1990.** Serpentinization in the Archean komatiitic rocks of the Kuhmo greenstone belt, Eastern Finland. *Canadian Mineralogist* 28, 55-66.
- Gruau, G., Tourpin, S., Fourcade, S. and Blais, S. 1992.** Loss of isotopic (Nd, O) and chemical (REE) memory during metamorphism of komatiites: new evidence from eastern Finland. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 112/1, 66-82.
- Hölttä, P. and Paavola, J. 1989.** Kornerupine-bearing granulites and evidence of uplift in the Archean Varpaisjärvi area, Central Finland. Geological Survey of Finland, Special Paper 10, 11-17.
- Hölttä, P., Huhma, H., Mänttari, I., Peltonen, P. and Juhanoja, J. 2000.** Petrology and geochemistry of mafic granulite xenoliths from the Lahtojoki kimberlite pipe, eastern Finland. *Lithos* 51, 109-133.
- Huhma, A. 1981.** Youngest Precambrian dyke rocks in North Karelia, East Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 53, 67-82.
- Huhma, H. 1986.** Sm-Nd, U-Pb and Pb-Pb isotopic evidence for the origin of the early Proterozoic Svecokarelian crust in Finland. Geological Survey of Finland, Bulletin 337. 52 p.
- Jegouzo, P. and Blais, S. 1993.** Évidences structurales pour une reprise karélienne de la croûte archéenne de Finlande orientale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 316, Série II, 1297-1301.
- Karhu, J.A., Nurmi, P.A. and O'Brien, H.E. 1993.** Carbon and oxygen isotope ratios of hydrothermal carbonates associated with gold mineralization in the late Archaean Hattus schist belt, Ilomantsi, eastern Finland. Geological Survey of Finland, Special Paper 17, 307-316.

- Kohonen, J. 1995.** From continental rifting to collisional crustal shortening – Paleoproterozoic Kaleva sediments of the Höytiäinen area in North Karelia, Finland. Geological Survey of Finland, Bulletin 380, 79 p.
- Kohonen, J., Luukkonen, E. and Sorjonen-Ward, P. 1991.** Nunnanlahti and Holinmäki shearzone in North Karelia: Evidence for major Early Proterozoic ductile deformation of Archaean basement and further discussion of regional kinematic evolution. Geological Survey of Finland, Special Paper 12, 11-16.
- Koistinen, T.J. 1981.** Structural evolution of an early Proterozoic strata-bound Cu-Co-Zn deposit, Outokumpu, Finland. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences 72, 115-158.
- Kontinen, A., Paavola, J. and Lukkarinen, H. 1992.** K-Ar ages of hornblende and biotite from Late Archaean rocks of eastern Finland – interpretation and discussion of tectonic implications. Geological Survey of Finland, Bulletin 365. 31 p.
- Korja, A. 1995.** Structure of the Svecofennian crust - growth and destruction of the Svecofennian orogen. Institute of Seismology, University of Helsinki, Report S-31. 36 pp.
- Korja, A., Korja, T., Luosto, U. and Heikkinen, P. 1993.** Seismic and geoelectric evidence for collisional and extensional events in the Fennoscandian Shield – implications for Precambrian crustal evolution. In: Green, A. G., Kröner, A., Götze, H.-J. and Pavlenkova, N., (eds.). Plate Tectonic Signatures in Continental Lithosphere. Tectonophysics 219, 129-152.
- Korsman, K. 1982.** Metamorfoositutkimuksen merkityksestä. Teoksessa: Laajoki, K., Paakkola, J. and Tuisku, P., (toim.). Suomen kallioperän ja malmien metamorfoosi ja deformaatio. Res Terrae, Ser. B 5, 36-40 (in Finnish).
- Korsman, K., Koistinen, T., Kohonen, J., Wennerström, M., Ekdahl, E., Honkamo, M., Idman, H. and Pekkala, Y. (editors), 1997.** Suomen kallioperäkartta - Berggrundskarta över Finland - Bedrock map of Finland 1:100 000. Geological Survey of Finland, Espoo, Finland.
- Korsman, K., Korja, T., Pajunen, M., Virransalo, P. and the GGT/SVEKA Working Group, 1999.** The GGT/SVEKA Transect: Structure and evolution of the continental crust in the Palaeoproterozoic Svecofennian orogen in Finland. International Geology Review 41, 287-333.
- Laukkanen, J. 1987.** Väli-Suomen lamprofyyrjuonet. English abstract: The lamprophyres of Middle Finland. Geologian tutkimuskeskus, Tutkimusraportti – Geological Survey of Finland, Report of Investigation 76, 91-98.
- Luukkonen, E. 1985.** Structural and U-Pb isotopic study of late Archaean migmatitic gneisses of the Presvecokareliides, Lylyvaara, eastern Finland. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences 76, 401-410.
- Luukkonen, E. 1988.** The structure and stratigraphy of the northern part of the late Archaean Kuhmo greenstone belt, eastern Finland. Geological Survey of Finland, Special Paper 4, 71-96.
- Luukkonen, E.J. 1992.** Late Archaean and early Proterozoic structural evolution in the Kuhmo-Suomussalmi terrain, eastern Finland. Turun yliopiston julkaisuja – Annales Universitatis Turkuensis. Sarja-Ser. A. II. Biologica-Geographica-Geologica 78. 37 p.
- O'Brien, H.E., Nurmi, P.A. and Karhu, J.A. 1993.** Oxygen, hydrogen and strontium isotopic compositions of gold mineralization in the late Archaean Hattu schist belt, Ilomantsi, eastern Finland. Geological Survey of Finland, Special Paper 17, 291-306.
- Paavola, J. 1984.** On the Archean high-grade metamorphic rocks in the Varpaisjärvi area, Central Finland. Geological Survey of Finland, Bulletin 327. 33 p.
- Pajunen, M. and Poutiainen, M. 1999.** Palaeoproterozoic prograde metasomatic-metamorphic overprint zones in Archaean tonalitic gneisses, eastern Finland. Bulletin of the Geological Society of Finland 71, 73-132..

- Park, A.F. 1988.** A new section through the sub-Karelian unconformity at Niinivaara, Savo, eastern Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 60, 67-73.
- Park, A.F. and Bowes, D.R. 1983.** Basement-cover relationships during polyphase deformation in the Svecokareliides of the Kaavi district, eastern Finland. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 74, 95-118.
- Petrov, V.P. 1993.** Svecofennian tectono-metamorphic evolution of the north-eastern Baltic Shield. Symposium on "The Svecofennian Domain", geological/geophysical aspects of continental crust and annual meeting of IGCP-275, in Turku, Finland, August 23-25, 1993, Abstracts, p. 47.
- Sorjonen-Ward, P. 1993.** An overview of structural evolution and lithic units within and intruding the late Archean Hattu schist belt, Ilomantsi, eastern Finland. *Geological Survey of Finland, Special Paper* 17, 9-102.
- Tuisku, P. 1991.** Metamorphism and structural evolution of the early Proterozoic Puolankajärvi Formation, Finland. *Res Terrae, Ser. A, No. 4*, 47 p.
- Tuisku, P. and Laajoki, K. 1990.** Metamorphic and structural evolution of the Early Proterozoic Puolankajärvi formation, Finland – II. The pressure-temperature-deformation-composition path. *Journal of Metamorphic Geology* 8, 375-391.
- Tuisku, P. and Sivonen, S. 1984.** Paine- ja lämpötilaolosuhteet Kuhmon vihreäkivivyöhykkeen metamorfoosissa. English summary: Geothermometry and geobarometry in the Archaean Kuhmo – Suomussalmi greenstone belt, Eastern Finland. *Arkeisten alueiden malmiprojekti, Raportti* 19, Oulun yliopisto – University of Oulu. 65 p.
- Vaasjoki, M. and Sakko, M. 1988.** The evolution of the Raahe-Ladoga zone in Finland: isotopic constrains. *Geological Survey of Finland, Bulletin* 343, 7-32.
- Väyrynen, H. 1939.** On the geology and tectonics of the Outokumpu ore field and region. *Bulletin de la Commission Géologique de Finlande* 124. 91 p.
- Vuollo, J. 1994.** Palaeoproterozoic basic igneous events in Eastern Fennoscandian Shield between 2.45 Ga and 1.97 Ga, studied by means of mafic dyke swarms and ophiolites in Finland. *Acta Universitatis Ouluensis A* 250. 47 p.
- Wegmann, C.E. 1928.** Über die Tektonik der jüngeren Faltung in Ostfinnland. *Fennia* 50, 1-22.

*Asko Kontinen*

## **PROTEROZOIC TECTONOTHERMAL OVERPRINT IN THE EASTERN FINLAND ARCHAEOAN COMPLEX AND SOME THOUGHTS OF ITS TECTONIC SETTING**

### **Introduction**

#### **Preface**

This paper is a summary for a talk presented (partly) in the workshop “Raahe-Laatokka-Symposio” held in Kuopio 21-03-2001. Most of the content included stems from the research of the “K-Ar Project” of the Middle-Finland Bedrock Study Group of the memorable Petrological Department of the past Geologian Tutkimuslaitos-GTL. The project was operative in years 1985-1992.

Before the K-Ar project it was already tentatively known that the Archaean bedrock in eastern Finland had been subjected to amphibolite facies Svecofennian metamorphism and deformation (e.g. Papunen & Vormaa 1985, p.129, Tuisku 1988, Blais 1990). The purpose of the K-Ar project was further to delineate the nature, and map the areal distribution the Svecofennian tectonothermal overprint principally using K-Ar dates of hornblendes and biotites based on sampling as far as possible across the entire Archaean domain. In a late stage of the project also a few  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  hornblende dates were acquired to get further constraints for interpretation of the K-Ar dates. The first part of the talk gives a short review, with certain clarifications, of the results and conclusions of the K-Ar project.

During the course of the K-Ar project the potential of using Palaeoproterozoic 2.4-1.96 Ga dolerite dykes as handy recorder of Svecofennian metamorphism and strain in the Archaean bedrock became obvious. The second part of the talk will introduce a map outlining in a tentative and qualitative way the distribution of Svecofennian metamorphism and strain in the Palaeoproterozoic dolerites in the Archaean domain of eastern Finland, and includes a short discussion with examples of what the dolerites witness of the Proterozoic overprint.

With reference to the theme “Raahe-Ladoga zone” (RLZ) of this symposium, the third part of the talk will shortly analyse the tectonic nature of the Proterozoic-Archaean “suture” contained in the RLZ. Based on this analysis a tentative model of the tectonic nature and history of the “suture”, or the Svecofennia-Archaean Boundary Fault (SABF), is given.

Finally we will critically assess, from the perspective that the overprinting studies have given us, the ore potential of the eastern Finland Archaean domain.

### **The eastern Finland Archaean complex**

We will use in the following the term Eastern Finland Archaean complex (EFAC), with which we denote the Archaean domain between the SABF and the westernmost Karelian schist belts in the Russian Karelia east of the Finland-Russia border.

The EFAC comprises, typical for many late Archaean cratonic remnants, a collage of various tectonic terranes including apparent microcontinents, plutono-volcanic arcs, oceanic plateaux, accretionary metasedimentary complexes etc. which were accreted together by the “Lopian



Orogeny” about 2.7-2.65 Ga ago (e.g. Puchtel et al. 1998, Hölttä 2000, and references therein). It seems that cratonization of the EFAC after the “Lopian orogeny” was largely completed at least before 2.5 Ga. The first preserved Proterozoic supracrustal deposits, the 2.4-2.3 Ga Sumi-Sariola volcanic and sedimentary rocks deposited on an already deeply eroded migmatite-granulite grade gneiss basement. Total peneplanation of the cratonized complex must have been a reality at least since 2.3 Ga, judging from that the entire craton was between 2.3-2.1 Ga covered by a shallow, periodically tidal sea(s).

Throughout early Proterozoic time the EFAC was intruded by dolerite dyke swarms (and associated shallow sills) - at least ca 2.4, 2.3 Ga, 2.2 Ga, 2.1 Ga, 2.60 Ga and 1.97 Ga dyke swarms are present (e.g. Vuollo et al. 1995) - which witness of periodical episodes of craton-wide (Karelian Supercontinent) extension, but without no associated major rifting (inside the craton). Differentiated gabbro-pyroxenite±peridotite sills of 2.2 Ga age are ubiquitous in the Jatuli cover strata all over the EFAC. Typically these locate in the basal part of the cover sequence or in the basement usually less than 1 km below, marking the depth where the hydrostatic pressure at dyke heads exceeded that of the lithostatic pressure. Basaltic dykes typically propagate to sills 2-4 km below bedrock surface. Thus the extensive 2.2 Ga sills provide an excellent palaeodepth marker; where the 2.2 Ga sills are present there the 2.2 Ga earth surface was no more than 2-4 km higher up.

Compared to many Archaean greenstone-granitoid terrains, the EFAC is relatively deeply eroded, and consists over 85% of migmatitic or granitoid plutonic rocks. High-grade mafic migmatites with amphibolite (tholeiite basalt) palaeosomes and tonalite neosomes are common all over the EFAC, and in many areas comprise granulite grade subdomains. The latter are common and well documented in the Iisalmi block, known at least in the eastern part of the Pudasjärvi block (Tapani Mutanen, Jorma Räsänen & Heikki Juopperi, pers. comm.), present around Taivalkoski within the Taivalkoski block (Kontinen et al. 1992) and are widespread in the area east of the Finlad-Russia boarder in the Kuhmo block (e.g. Korsakova et al. 1987). The list can be lengthened by the charnockitic plutons, enderbicidic gneisses and mafic granulites that are present in many places in the Lieksa area (Sorjonen-Ward 1993; observations of the present author) and in Russia on the opposite side of the Finnish boarder (e.g. Korsakova et al. 1987). No more than 15% of the EFAC consists of unmigmatized, amphibolite grade metavolcanic-metasedimentary schist belts.

However, anyone who is familiar with the high-grade migmatites and granulites in the EFAC knows that they are to a large extent retrograded mineralogically to lower amphibolite facies, most rocks comprising minerals like actinolitic hornblende, biotite, chlorite, epidote, saussurite/sericite altered oligoclase, sphene etc. The retrograded rocks often exhibit protomylonite foliations and fabrics (Fig. 1). The retrogressive mineralogical and textural features are a clear indication of profound tectonothermal overprint since the high-grade Archaean metamorphism. Whether this overprint was and to what extent an Archaean or Proterozoic process, and what was its more precise tectonic context, is the actual subject of this talk.



Fig. 1. Example of typical protomylonitic granitoid (leucotonalite in this case) of the EFAC. Note broken plagioclase crystals and quartz and biotite deformed in schlierens. Contact against penetratively schistose Palaeoproterozoic metadolerite dyke (dark greygreen) is visible in the lower part of the photo. Sample from a macadam quarry near the Nurmes town. Width of the view 15 cm.

### **The K-Ar project, results and conclusions**

During the K-Ar project 68 biotite and 61 hornblende K-Ar datings were obtained mainly on medium- to coarse-grained intermediate granitoid rocks samples collected from 94 locations from a fairly large area of the eastern Finland. Already in an early stage of the dating process, it was observed that most biotites and hornblendes in the Archaean area are partially or totally reset to yield Proterozoic ages. Archaean hornblende and biotite ages were got mainly for samples from granulite areas. Excluding data for the unreset or clearly incompletely reset samples, the hornblende ages by the K-Ar project define on average of  $1851 \pm 41$  Ma ( $n=30$ ) and biotite ages an average of  $1795 \pm 21$  Ma ( $n=48$ ) (Kontinen et al. 1992).

Based on the K-Ar mineral ages it was concluded that the entire EFAC was subjected to amphibolite facies reheating in association with the Svecofennian orogeny. Petrographic study indicated that metamorphic recrystallization, static rehydration in most cases, was the main mechanism responsible for the mineral age resetting. Areal intensity variations in the retrogressive metamorphic reactions in the EFAC, that may be drastic even over short distances, were thought to reflect variations in availability of aqueous fluid (water activity) during the metamorphic heating. Accordingly, the granulite and other blocks with preserved rocks with Archaean K-Ar mineral ages were considered to represent domains that remained relatively dry, and hence unrecrystallized and unreset in terms of hornblende and biotite K-Ar isotope systems.

An overthrust setting initiated about 1900 Ma ago in an early stage of the collision of the Svecofennian island arc complex to the “craton margin” was considered the most plausible tectonic explanation for the heating of the basement (see Kontinen et al. 1992). The present Kainuu-Outokumpu thrust belt was considered as an erosional remnant of an originally much more extensive and thicker thrust complex that 1900-1850 Ma ago covered the EFAC; we name the inferred thrust complex for the purposes of this talk to Eastern Finland Thrust Complex (EFTC). The hornblende and biotite ages were considered to record cooling of the lower plate after the peak heating stage that was assumed to have taken place 30-40 Ma after the emplacement of the upper plate to allow thermal relaxation of isotherms in the underthrust lower plate (cf. Thompson & England 1984). This would mean peak-heating of the lower plate (the present erosional surface as the reference) about 1870 Ma ago, followed by 20 Ma of residence in high temperatures before cooling below 500 °C about 1850 Ma ago as implied by the hornblende K-Ar ages.

Recognizing the similarity in the available K-Ar hornblende and biotite dates across the Svecofennian and Archaean boundary, it was concluded that the Svecofennian and Archaean domains were exhumed and cooled since 1850 Ma essentially as a single united plate.

Subsequent to the K-Ar project, a few hornblende samples were dated also by the  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  method using incremental heating. The step-heating based  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  age determinations on selected, very high purity hornblende samples from Kuhmo, Lieksa and Ilomantsi indicate that the totally reset hornblendes in the EFAC would produce  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  plateau ages generally between 1825 and 1795 Ma (Fig. 2). The five totally reset samples analysed yield an average of  $1809 \pm 12$  Ma. The  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  hornblende plateau ages thus indicate that the EFAC would have cooled below 500 °C not before than about 1810 Ma ago, ie. about 40 Ma later than what was assumed by the K-Ar project based on the hornblende K-Ar ages. This is an important constraint in connection with P-T information and a xenotime age from metasomatically altered Archaean tonalite gneisses at Hiltuspuro east of Tipasjärvi belt, which combined suggest 600-620 °C temperatures and 5-6 kbar pressures at  $1852 \pm 2$  Ma (Pajunen and Poutiainen 1999). If the the Hiltuspuro xenotime records the Svecofennian thermal peak, as Pajunen and Poutiainen (op cit.) argue, then it could be assumed, starting from the overthrust model, that the pressure peak (maximum thrust load) was attained probably some 30-40 Ma earlier, that is, about 1890-1880 Ma ago. Note, however, that owing to the high closure temperature for U-Pb in xenotime, the Hiltuspuro xenotime may record a pre-peak hydrothermal event instead of the peak.

We strongly emphasise that a relatively thick thrust cover over the EFAC between 1.90 and 1.80 Ga is a necessary component in any relevant tectonic model to the tectonic setting of the thermal overprint of the EFAC. One important constraint here is that the presence of the thin autochthonous planket of the Jatuli-type 2.3-2.1 Ga sediments all around the EFAC, and the presence of the shallow 2.2 Ga gabbro wherlite sills in the Kuhmo Greenstone Belt and also in eastern part of Ilomantsi (Peter Sorjonen-Ward, pers. comm.) limit the post-2.2 Ga erosion of the EFAC, even in its central part, to a few kilometres at most. Yet the temperature-pressure data from the Hiltuspuro rocks, for example, indicate a lithostatic load at 1852 Ma equivalent to at least 15-20 km thick column of rock (Pajunen and Poutiainen 1999). A thick thrust cover still at 1.85-1.80 Ga over the EFAC is implied also by the fact that it is absolutely required to explain the structurally late amphibolite facies peak metamorphism of the autochthonous parts of the Kainuu Schist Belt (KSB) and North Karelia Schist Belt (NKSB) resting directly on the EFAC.

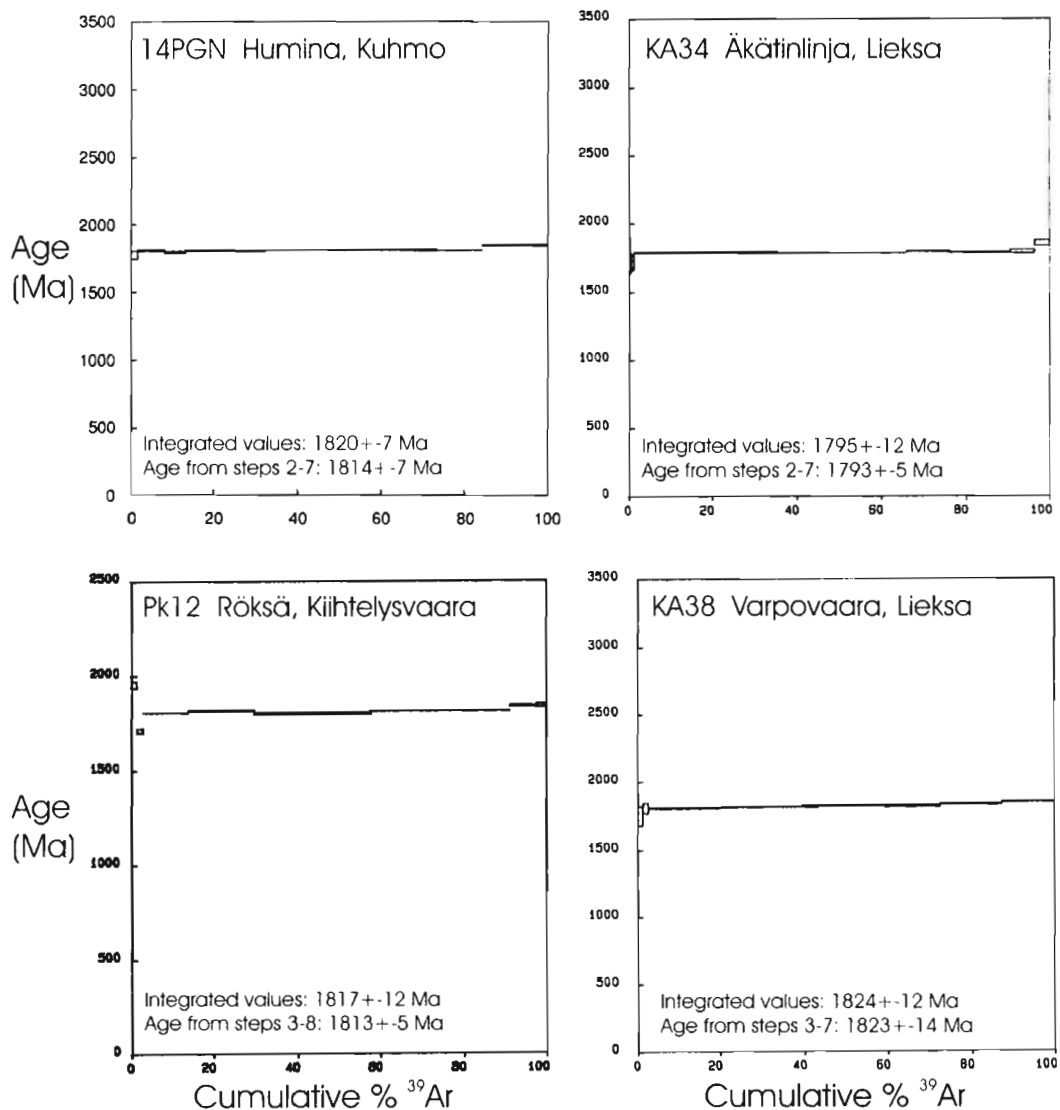


Fig. 2. Examples of  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  incremental-release age spectra of hornblende from the Eastern Finland Archaean Complex. 14-PGN: 4411 09C,  $X=7121.34$ ,  $Y=4445.30$ ; KA34: 4341 02A,  $X=7051.66$ ,  $Y=4504.44$ ; PK12: 4241 06B,  $X=6945.56$ ,  $Y=4512.50$ ; KA38: 4332 10B,  $X=7017.44$ ,  $Y=4534.34$ .

Ingress of aqueous fluid in the underthrust high-grade gneissic basement, to facilitate its retrograde hydration and metasomatism, is a potential problem in the proposed overthrust model. Evidence from other similar thrust systems elsewhere show, however, that infiltration of aqueous chloride-fluid from sediments undergoing metamorphism in the upper plate down to the underthrust high-grade basement is a possible and in nature observed process involving equilibrium flow of the fluid down a temperature gradient (eg. St-Onge and Lucas 1995).

One more aspect of the Proterozoic overprint is yet worth to mention. Namely, the overprint-related retrogressive destruction of ilmenomagnetite and magnetite to sphene and hydrous silicate minerals, which caused that overprinted Archaean high-grade rocks lost their originally often high magnetic susceptibilities. Therefore much in the regional anomaly patterns on magnetic anomaly maps from the EFAC is ultimately after the Proterozoic overprint. For the same reason Archaean remanent magnetization can be, and have been, recognised only from the



most pristine granulite facies rocks that display no evidence of retrogression - all other Archaean rocks in the EFAC tend to show just strong Svecofennian remanence characters (e.g. Neuvonen et al. 1997, Mertanen 2001). The palaeomagnetic data is in fact an additional strong evidence of pervasive Svecofennian thermal overprint in the EFAC.

### **Palaeoproterozoic dolerites– useful recorder of Svecofennian heating and strain in the EFAC**

As we noted in the beginning of this talk, the EFAC is all over its area extensively cut by mostly 2.4-1.96 Ga Paleoproterozoic dolerite dykes, which over large areas are hydrated/deformed to amphibolite facies/amphibolites. Outcrops of the dykes can be found by very little field effort in most parts of the area (a high density observation network is easily achieved by observing just roadside outcrops). Noting in addition that evidence for Archaean dolerite dykes dissecting the Archaean gneisses in eastern Finland are scanty, not a single reliably dated dyke demonstrated so far, the dolerite dykes within the EFAC provide a very potential easy to use recorder of the Svecofennian tectonothermal overprint. Let us first see if other preconditions for such approach would exist.

Proterozoic dyke swarms that have escaped post-emplacement orogenic tectonic-thermal overprinting exhibit generally just relatively restricted syn-intrusion autometamorphic or subsequent retrogressive phenomena or deformation (e.g. Cadman et al. 1990). Relatively little is known of the emplacement depth of the dyke swarms in the EFAC, but the widespread presence of the 2.2 Ga differentiated gabbro-pyroxenite±sills (also 2.3 and 1.97 Ga sills are known) suggests that mostly the dykes must represent intrusion in relatively shallow crust. Therefore, even in the very unlikely case that the syn-emplacement water activities would have been all the time of the 2.3-1.96 Ga dyking exceptionally high, and syn-emplacement metamorphism thus pervasive, the sills and dykes should still show no more than zeolite to lower greenschist facies metamorphism, not metamorphism in upper greenschist to lower amphibolite facies as they actually do. Therefore, and because there are no evidence of anatexis or other regional scale granitic plutonism, metamorphism or deformation in the 2.3-1.90 Ga period from any part of the Karelian craton, we have all reasons to believe the Palaeoproterozoic dolerites have got their metamorphic and structural overprint in association with the the Svecofennian orogenic processes.

Pristine dolerites as rocks composed mainly of plagioclase and pyroxenes should have high shear strengths, significantly higher than quartz-bearing granitic plutonic or migmatitic rocks typical for the EFAC (e.g. Kirby & McCormick, 1984). Hydrated and recrystallized to amphibolite facies metadolerites the dykes would likely have lower rigidity but still comparable to that of the typical EFAC granitoid gneisses.

In summary, there hardly could not be a much better recorder of the Svecofennian metamorphic and structural overprint in the EFAC than what is offered by the Paleoproterozoic dolerite dykes.

Our observations on the dolerites over the EFAC suggest that there are areas where the dolerites are systematically thoroughly hydrated to amphibolite facies and pervasively strained, and also areas where a large proportion of the dykes are still more or less pristine and largely undeformed, and of course, also areas where the situation is something in between of these end member cases. Fig. 3 presents a map in which we have tentatively outlined distribution of the hydrous metamorphic overprint and strain recorded by the dolerite dykes in the EFAC.

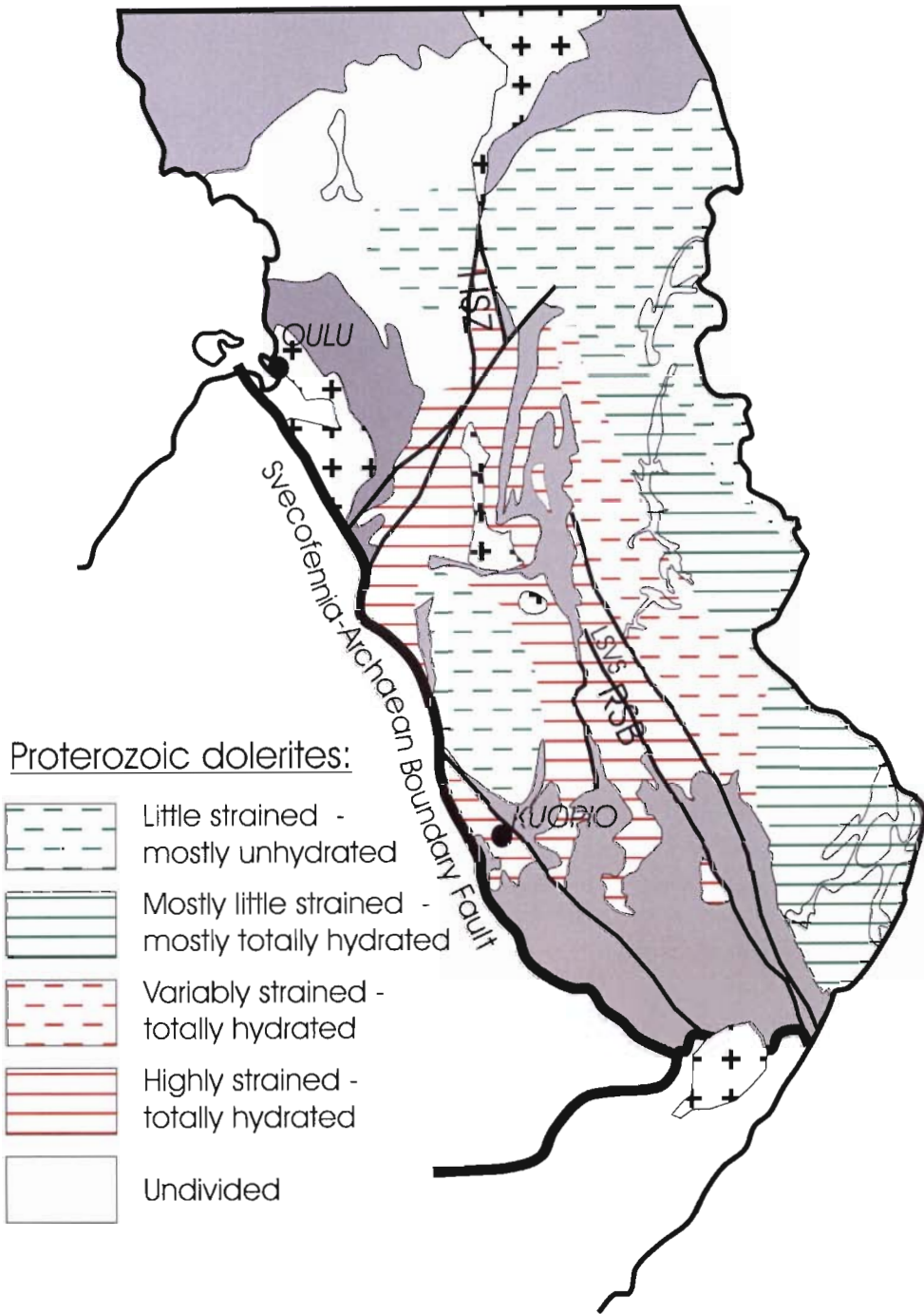


Fig. 3. Schematic map of distribution of strain and metamorphism in the Palaeoproterozoic dolerite dykes in the EFAC. RSB=Rautavaara Shear Belt, HSZ= Hirvaskoski Shear Zone, LSVS= Lappavaara-Sotinpuro-Vaikko Shear.

The distribution of the hydrous metamorphic overprint as recorded by the dolerite dykes matches well with that indicated by the K-Ar ages. Accordingly, granulite blocks and other areas that yield Archaean hornblende+biotite ages comprise frequently a large proportion of unhydrated and undeformed dykes, whereas those areas that yield mainly totally reset K-Ar mineral ages comprise mainly highly deformed and totally hydrated-metamorphosed dykes. Observations

from the dykes thus strongly support the concept that the K-Ar mineral ages record an amphibolite facies Svecofennian tectono-thermal overprint covering the entire EFAC, and support the concept that intensity in related metamorphism and strain was controlled by areal variation in availability of hydrous fluid.

Furthermore, observations across the dyke contacts tell us that the deformations and related structures/fabrics that are seen in the dolerites are present also in their Archaean host rocks – not only near the dyke margins but also in outcrops further away. Therefore, it is clear that further pursuing and supplementing the approach illustrated by the Fig. 3 would provide an extremely productive approach to understanding of the degree, distribution and pressure-temperature conditions of Proterozoic metamorphism and deformation within the EFAC. Mapping out the regional distribution in the dyke strikes and dips would help us to understand how the various blocks or subdomains of the EFAC possibly have been reassembled in response to the Svecofennian tectonic processes, revealing for instance possible vertically rotated or horizontally tilted blocks.

Regional aeromagnetic maps show many correlations with the map in Fig. 3. Dykes with high magnetization character (magnetite rich sills in the Palaeoproterozoic cover aside) are seen only in granulite and other blocks (e.g. SE Iiomantsi) which have escaped the Svecofennian hydrous overprint and related amphibolite facies metamorphism, elsewhere in the EFAC the dyke susceptibilities are low because primary ilmenomagnetite/magnetite were consumed in the overprint related metamorphic reactions. The clear positive correlation in the magnetic susceptibilities between the basement rocks and dyke rocks is a significant signature of the Proterozoic age of the retrogression in the basement. If the widespread amphibolite-facies retrogression in the host basement, which we relate to Svecofennian orogeny, would be of Archaean age, such clear correlation would very probably not exist. The areally exhaustive and covering nature of the Svecofennian heating is seen in that even the best preserved, least hydrated dolerites only rarely preserve their primary remanent magnetizations, but instead show only strong overprinted Svecofennian magnetization (Mertanen, 2001).

The widest zone in the EFAC of thoroughly deformed and hydrated-metamorphosed, in many places tectonically inclined, in some places folded dykes (Fig. 4), locates on sides of the southern tail of the Kainuu Schist Belt between the more rigidly behaved parts of the Iisalmi and Kuhmo blocks. We name this belt for the purposes of this talk as to “Rautavaara Shear Belt” (RSB). At least two distinct subzones can be discerned in this up to 50 km wide zone of deformed metadolerites. To the east of the Lappavaara-Sotinpuro-Vaikko Shear (LSVS) (Fig. 3) metadolerites in the RSB are strongly schistose and lineated with orientations usually to the SSE-SE. To the west of the LSVS dolerite dykes and sills are also pervasively deformed but show schistosity and lineations that usually dip to the SW. The Juuanvaara-Petronvaara area in the southern part of the RSB has features indicating basement involved thrust stacking, elsewhere in the RSB evidence for basement detachment is missing, however.

In the areas east of the RSB Proterozoic dolerites are, though relatively little deformed and subvertical-vertical, anyhow mostly thoroughly hydrated-metamorphosed at least until the Finland-Russia border. In the area west of the RSB inside of the rigid Iisalmi block, especially within the granulite sub-blocks, the dolerites are typically well preserved, sometimes remarkably pristine. In the Lapinlahti area it can be seen that even very close to the western margin of the Iisalmi block and SABF, the dykes still are vertical and strike mostly SE as they usually strike elsewhere in the Iisalmi block (and in the EFAC). The boundary between the EFAC and Svecofennian domains appears thus as a very abruptly cutting feature.



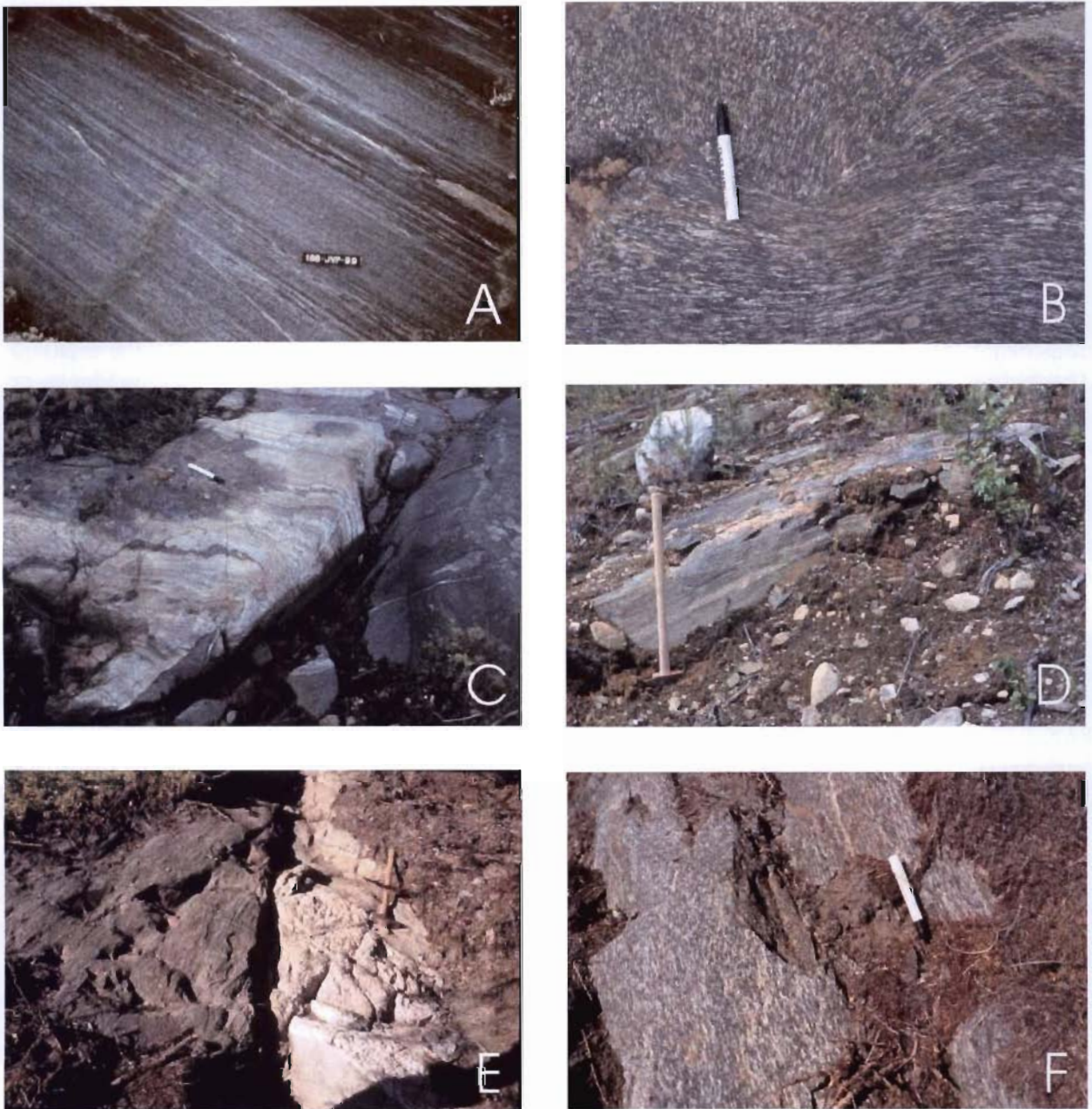


Fig. 4. Examples of deformation of Palaeoproterozoic dolerites in the EFAC: (A) pervasively schistose and lineated metadolerite, Kiieskangas, Juuka, 4312 08B, X=7029.00, Y=4442.12; (B) boudinage detail in a schistose-folded metadolerite, Kolkonsuonlampi, Sotkamo, 4322 06A, X=7090.66, Y=4434.80; (C) shallow dipping ( $35^{\circ}$  S) contact of a schistose-lineated metadolerite dyke and Archaean hornblende-banded tonalite gneiss, Heiskasenlehto, Sotkamo, 4322 06A, X=7090.50, Y=4430.05; (D) metadolerite with a shallow dipping ( $30^{\circ}$  SSW) schistosity, Valkeelamminkangas, Valtimo, 4322 04C, X=7079.05, Y=4439.63; (E) contact of schistose metadolerite and bedded pyroclastic rock of the Tipasjärvi Greenstone Belt, Ala-Kolkonjärvi, Valtimo, 4322 08A, X=7081.12, Y=4442.45; (F) pervasively lineated, coarse-grained metadolerite from the middle part of the dolerite dyke in photo 4E.

In an interesting comparison to the RSB, a much narrower shear zone recognized and named to Hirvaskoski Shear Zone (HSZ) by Kärki et al. (1993) is present between the Taivalkoski and Pudasjärvi blocks to the north of the KSB. In the area to the north of Hirvaskoski the HSZ is just 7 to 5 km wide and comprises only schists and gneisses of the Archaean Central Puolanka Group and Western Puolanka Paragneiss, respectively. The rigid blocks immediately on both sides of the HSZ comprise well-preserved or partially amphibolitized granulite grade gneisses dissected

by numerous, mainly SE striking, vertical and often remarkably well-preserved dolerite dykes. One observation of a well-exposed 30 m wide, vertical, SE trending dolerite dyke from inside the HSZ at Lylyvaara (east of Kelonkylä) suggests that Proterozoic dolerites within the HSZ would be metamorphosed to amphibolite facies but nevertheless be relatively little deformed. It is worth to note, also, that the Sumi-Sariola type amygduloidal metalavas and volcanic conglomerates at Linattijärvi display very little strain despite of that they locate immediately along the eastern contact of the HSZ (observations of the present author). More study is needed, but the present data from the dolerites nevertheless indicates that much of the shearing in the HSZ would be of Archaean rather than Proterozoic origin.

Suture after opening and closing of ocean (once or more times) between the Pudasjärvi-Iisalmi and Taivalkoski-Kuhmo blocks is envisioned in many models of the Proterozoic evolution of the KSB (e.g. Laajoki, 1986; Laajoki, 1991; Kontinen, 1987). However, similar 2.3-1.96 Ga dolerite dyke swarms in the basement on both sides of the "suture" preclude at least the wildest speculations with exotic microplate status for the Pudasjärvi and Iisalmi blocks (cf. e.g. Park, 1991). Moreover, dolerite deformation in the RSB and HSZ is best explained in terms of late "D4" reverse to strike-slip faulting and associated shearing (cf. Kärki, 1995) and there is little evidence in the dyke arrangement of Proterozoic thrust stacking within either of the zones (the Juuanvaarat-Petrovaarat subzone in RSB excluded). In the north the dolerites appear to strike through the Pudasjärvi-Taivalkoski block boundary with just little deformation, which implies that no suture or perhaps even no major Proterozoic fault displacement is likely to exist between these blocks.

Many other questions related to the Proterozoic overprint can easily be resolved using the metadolerites as heating and strain recorders. The unsettled debate of the Proterozoic tectono-thermal reactivation of the Tipasjärvi and Kuhmo greenstone belts is one example of such application. Let us see what the dolerites tell us in this issue.

In the Tipasjärvi case the belt is dissected by many readily identifiable Proterozoic dolerite dykes (Fig. 4). These dykes are frequently hydrated/metamorphosed to amphibolite facies mineral assemblages and frequently show pervasive schistosity and lineations, which are seen overprinted on older Archaean structures also in the country greenstones (amphibolites). Thus it is most clear that the Tipasjärvi belt suffers of a strong amphibolite facies Proterozoic metamorphic-structural overprint, and that the late schistosity-lineation elements and related mineral parageneses in the greenstones are Proterozoic not Archaean.

Proterozoic tectonic-thermal overprint of the Kuhmo belt has been known for long (e.g. Tuisku 1988, Blais 1990), but there has been quite differing views of its magnitude (cf. Luukkonen, 1991). Proterozoic (2.2 Ga) gabbro-pyroxenite-peridotite sills inside of the belt at Vuosanka and Kellojärvi have amphibolite facies mineral assemblages comprising actinolitic hornblende-oligoclase-biotite±garnet but are relatively little deformed (Eero Hanski, pers. comm, observations of the present author). Dolerites in the gneissic area to the east of the belt are also relatively unstrained. An abrupt change in Proterozoic strain is recorded in the Proterozoic dolerites at the western margin of the Kuhmo belt, where there is an abrupt change from the relatively massive metadolerites inside of the belt to the mostly pervasively schistose dykes characteristic for the area between the Kuhmo Belt and KSB. This feature suggests that Proterozoic faulting significantly contributes to the very sharpness of the western N-trending contact of the Kuhmo belt.

In the light of the dolerite data amphibolite facies Proterozoic metamorphic overprint is a clear in both of the above cases, but compared to the Tipasjärvi Belt, there appears to be less Proterozoic

strain within the Kuhmo Belt. However, Proterozoic faults are clearly an important tectonic element (also) in Kuhmo. The amphibolite facies Proterozoic overprint is supported also by isotope data from the Tipasjärvi and Kuhmo belts (Tourpin 1991, Gruau et al. 1992). We have one  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  age determination for hornblende from a coarse grained hornblende tonalite from Humina, some 5 km west of Kellojärvi (Kuhmo). The Humina hornblende yields a plateau age of  $1814\pm 7$  Ma, which we interpret to record cooling through 500 °C after the thermal peak of the Svecofennian overprint.

As a final example of dolerite application we discuss the Varpaisjärvi granulites. It has been proposed that the granulite blocks were emplaced to their present high positions in the crust by Palaeoproterozoic thrusting (Paavola, 1986) or by a combined process of early extensional listric faulting and late back-thrusting that involved local overturnings in the crust (Ward & Kohonen, 1989). What do the dykes tell us?

There are numerous Palaeoproterozoic dykes inside of the granulite blocks, many of these dykes are relatively unmetamorphosed and undeformed and mostly vertical-subvertical. Deformation and rehydration of the dykes is usually restricted in narrow zones along the dyke margins. The prominent dyke trend in the granulite blocks is the same NW-SE as it is elsewhere in the rigid part of the Iisalmi block or in the EFAC in general. So, if the granulite blocks were uplifted during the Svecofennian orogeny, the process certainly did not involve much vertical tilting, horizontal rotation or penetrative shear deformation of the individual granulite blocks let alone the Iisalmi block as a whole. Furthermore, there are no petrographic evidence for that the dykes would have crystallized and/or subsequently resided for a long time in the granulite facies P-T conditions. In summary, geological observation of the Varpaisjärvi dolerites suggest that the granulite exhumation for its major part must have taken place already during the Archaean time. The Proterozoic effect was rather opposite, and it is seen merely as retrogression of large parts of the Iisalmi block from granulite facies to amphibolite facies.

It can even be speculated that the Iisalmi and Pudasjärvi blocks actually represent *late Archaean thrust plates* on a younger late Archaean gneissic basement exposed in the Archaean paragneisses voluminous in the Central Lapland “Granite Complex” in the north and in the Western Puolanka and Rautavaara paragneisses in the east. In this case the 2.63 Ga suture between the Iisalmi granulites and Rautavaara paragneisses (Hölttä, 2000) could represent metamorphic sole beneath the overthrust Iisalmi granulite plate and thus date the thrusting event. The inferred underplate paragneiss complex was thermally reactivated in the 1.85-1.80 Ga stage of the Svecofennian orogeny and partially melted to produce the large quantities of S-type of 1.82-1.80 Ga pegmatoid, muscovite±garnet-bearing microcline granites that are seen everywhere in its present exposure. The extensive occurrence of microcline granites of this age in the area between Oulu and Kestilä suggest that the inferred paragneiss underplate complex may indeed be continuous under the whole area of the granulite overplates.

### **Nature of the boarder zone between the EFAC and Svecofennian domain**

In this part we will first try to get some idea of the tectonic processes that have led to the “suture”, or as we call it, the SABF, that separates the EFAC from the Svecofennian domain and then present a model of its tectonic history. The approximate location of the SABF can be located on maps by drawing a line from Liminka (south of Oulu) to Oravikoski (northwest of Leppävirta) and further to Meijeri (west of Sortavala).



*Early part of the story – the break-up*

Recent models of the origin of the Proterozoic-Archaean transition in the RLZ usually vision break-up of the “Karelian Supercontinent”, depending on model, sometime between 2.1 and 1.95 Ga ago. Study of the sedimentary record and radiometric dating of dykes and volcanic rocks in the possible break-up related rock formations are in key role for understanding of the early evolution of the “craton margin”.

Palaeoproterozoic strata on the western margin of the EFAC comprise metasediments in four major unconformity- or thrust-bound tectofacies: (1) the only very sporadically preserved riftogenic volcanic-sedimentary deposits in the 2.4-2.3 Ga Sumi-Sariola tectofacies, (2) the autochthonous, mainly shallow marine, “epicratonic” mature quartzitic sediments in the extensive 2.3-2.0 Ga Jatuli tectofacies, (3) the riftogenic, relatively shallow marine conglomerates, quartz wackes, iron formations and black shales in the “lower Kaleva”/“eastern Kaleva” tectofacies, and (4) the allochthonous, mainly deep marine, unmaturing sandy (greywacke) turbidites, with intercalated fault-bound slivers of ophiolite fragments, in the “Upper Kaleva”/“Western Kaleva” tectofacies.

The Jatuli tectofacies was seen in many early plate tectonic interpretations as a 2.3-2.0 Ga epicontinental (self) facies of the “Svecofennian Sea”. The Jatuli in eastern Finland however seems to be a part of the extensive cratonic platform depository that 2.3-2.0 Ga ago covered most part of the Karelian Continent, the “Greater Finland Lost Continental Fragment” included. Furthermore, palaeocurrent data from Kainuu and Russian Karelia suggest that the palaeoslope and drainage during this period was mainly towards the “N-NW” (e.g. Sokolov and Heiskanen 1985). The overall impression is that the deposition of the Jatuli strata between 2.3-2.0 Ga was by no way linked with the Svecofennian evolution.

The autochthonous Lower Kaleva type sediments in KSB and NKSB represent the first deeper water marine deposits in rifted basins on the Karelian platform and thus probably indicate beginning of the break-up of the Karelian Supercontinent and development of the “craton margin”. Timing of the various and distinct Lower Kaleva type successions is currently poorly understood, however, and we can only say that their deposition took place in various settings and stages between 2.1 Ga and 1.9 Ga ago. A better idea of the time of the actual break-up is provided by the 1.98-1.97 Ga dolerite dykes that represent the last major Proterozoic dyke swarming known in the western margin of the EFAC. It is quite probable that the actual plate separation took place some 30-20 Ma later to this dyking, ie. about 1.95 Ga ago.

The Kainuu-Outokumpu ophiolite chain and the associated upper Kaleva have been considered in various ways to have been related to 1.97-1.95 Ga plate separation(s) and related oceanisation(s) along the Kainuu-Outokumpu zone or parts of it (e.g. Kontinen, 1987; Kohonen, 1995). However, it is very difficult to see a record of 2.0- 1.95 Ga rifting, oceanisation and subsequent suture(s) in the sedimentary and structural record - not in the KSB, nor in the NKSB. And as we described above, our observations from dolerite arrangement and deformation in the basement blocks flanking of the Kainuu-Outokumpu zone, or in the RSB and HSZ, effectively speak against such scenarios, too. Moreover, gravitational modellings suggest that KSB would be just a shallow (<2 km) feature without any deep structural roots (Seppo Elo, pers. comm.).

Nevertheless, there is firm evidence of origin of the 1.95 Ga Jormua Ophiolite as nascent ocean crust in a present Red Sea type break-up setting (cf. Peltonen et al. 1996, 1998). Noting the difficulties in modelling the Kainuu-Outokumpu zone as the “root-zone” of the ophiolites, Peltonen et al. (1996) proposed that the JOC indicates 1.95 Ga break up, but west to the Iisalmi-

Pudasjärvi complexes, and that the JOC and the accompanying allochthonous units in the middle of KSB would now represent a strongly deformed klippe (first proposed by P. Hoffman, written comm., 1987). The flat-lying character of the basal thrust below the from west thrust klippe is strongly overprinted by the late, very intense “D4” reverse and strike-slip faulting and associated shearing along the KSB (cf. Kärki, 1995), making recognition of the klippe difficult. This situation has led to many erroneous interpretations where late normal and strike-slip faults in the KSB have been mistakenly considered as ophiolite controlling early thrusts in a suture.

Peltonen et al. (1996) noticed also that the 1.96 Ga Otanmäki alkaline granites SW of Jormua are similar to the A-type granites emplaced in association of the opening of the Red Sea, and proposed that these granites thus provide further evidence (to that from the JOC) of the 1.95 continental break-up of the Karelian Supercraton. The very restricted distribution of the alkaline granites in a thin fault-bounded, heavily tectonized sliver between the Archaean Kajaani and Iisalmi Complexes suggests that the alkali granites, with the accompanying Archaean gneisses and lower Kaleva type metasediments, would also be an allochthonous, originally from west transported unit from the rifted 1.96 Ga margin. The Archaean Manamalsalo Complex in the central part of the KSB, and also the Archaean Piiparinmäki and Pirttimäki Complexes (Laajoki & Luukas 1988, Pietikäinen & Vaasjoki 1999) further to the SW, which all have strong Proterozoic structural and metamorphic overprint, may perhaps also represent parautochthonous-allochthonous thrust slices from the rifted, attenuated margin. Note that like the Otanmäki slice, also some of these basement slices carry remnants of lower Kaleva type cover (Laajoki & Luukas, 1988).

As we noted above, the 1.98-1.97 Ga dolerite dykes and sills observed in EFAC both in Kainuu and North Karelia indicate extensional magmatism that fits well to precede the inferred 1.95 Ga break-up. The following period from 1.96 Ga to 1.875 Ga seems to have been a period of total magmatic quietness in the “craton margin”, which may indicate the period when a true passive margin existed along the western margin of the EFAC.

Though by timing still poorly constrained, the autochthonous Lower Kaleva in the eastern parts of the KSB, and NKSB (Eastern Kaleva), representing deposition in half-grabens on tilted fault blocks (Kontinen, 1986), could represent deposition in the early rift stage (2.0-1.95 Ga) of the inferred 1.95 Ga break-up, but considering the geographic position and thick underlying basement, obviously in a position far away from the final locus of the plate separation. The Lower Kaleva type cover on the parautochthonous-allochthonous Archaean gneiss complexes in the western parts of the KSB (Pirttimäki, Piiparinmäki, Otanmäki) and in association with the NKSB (Kuopio, Juojärvi, Sortavala) may represent strata whose deposition took place in the more “distal” parts of the rifted margin. Note, however, that all these sedimentary units, also those sitting on the proposed allochthonous basement thrust slices, are underlain by the thick Archaean crust in the EFAC lower plate, which according to the dolerite evidence from the Iisalmi block is not affected by rifting or thrusting, not even very close to the actual Svecofennia-EFAC boundary.

The bulk of the Upper Kaleva type deposits in KSB and NKSB have been interpreted in terms of deposition on continental rise-slope (Kontinen and Ward, 1991) and the turbidites and tempestites of the Jalka-aho Formation in Puolanka could represent an example of related deep shelf facies (Laajoki 1991, Kontinen et al. 1995). However, there are serious difficulties in interpretation of the Upper Kaleva as part of a 2.0-1.95 Ga passive margin scenario. Namely, deposition of upper Kaleva was subsequent to 1.92 Ga from a puzzling source with a 1.98-1.92 Ga juvenile, intermediate plutonics (deeply dissected mature plutonic arc) and Archaean rocks (craton) as the main provenance components (Claesson et al. 1993), and moreover, most of the

Upper Kaleva is present in obvious allochthonous components in the EFTC. Nevertheless, we think that some sort of trailing edge setting with respect to the 1.96-1.90(1.88?) Ga margin would be the most probable tectonic scenario. For example, a setting similar to the present assemblage of the Indian east coast and turbidite fan covered Bengal Bay system (fed by the Brahmaputra-Ganges system) would well comply with the requirements for massive sediment supply, effective source mixing, obvious deep sea turbidite fan origin, absence of syndepositional magmatic activity, and deposition on continental to oceanic basement (cf. Kontinen & Sorjonen-Ward 1991). Compared to Himalaya the orogenic source component in the provenance of Kaleva must have been more juvenile in cross-composition, however. In the hold out scenario Upper Kaleva at 1.91 Ga would correspond to the Bengal Bay fans, and the Svecofennides at 1.91 Ga could represent something in far oceanic distance that resembled the present Indonesia-type assemblage. On the other hand, perhaps the “Bothnian basin” in the Svecofennides also represents part of the more closer “Upper Kaleva type” turbidite covered oceanic domain?

Taken together there seems to be considerable evidence for 1.95 Ga break-up and subsequent passive margin setting along the western margin of the EFAC. However, it is important to recognize that the evidence supporting this view comes mainly from allochthonous units, and that there is little in the EFAC (lower plate) even close to the Svecofennian boarder that would suggest its major-scale rifting and subsequent back-stacking by thrust tectonics. Consequently the thinned margin if it ever existed must now be buried below the Svecofennides or it has been removed by post-1.9 Ga tectonic processes. The next section tries to evaluate which of these two alternatives would be more plausible.

#### *The Svecofennia-Archaeon boundary zone – a collisional suture?*

In many recent views the Svecofennia-EFAC boundary zone has been interpreted to comprise a suture after (oblique) collision of the Svecofennian island arc domain to the EFAC, or Karelian Craton, somewhere about 1885 Ga ago (e.g. Lahtinen , Korsman et al, 1999). There are, however, many aspects in the geology of the Karelian domain east of the PABF that speak against simple Svecofennia-Archaeon collision models.

One such aspect is the absence of any sedimentary formations in the area to the east of RLZ and that could easily be seen as Svecofennian syncollisional forebasin or postcollisional molasse deposition. The Lower Kaleva deposits appear all to be derived form Archaean and Karelian platformal sources, and the upper Kaleva units contain detrital zircons not younger than about 1.92 Ga, which is, however, the apparent maximum age of Svecofennian magmatism. It is difficult to understand a major, and as it has been modelled, very high velocity continent-continent collision without foredeep and extensive foreplatform deposits. Their absence would be, however, more understandable in the case if the EFTC covered the EFAC already before the actual collision of the Svecofennian domain to the Karelian craton.

If there is little evidence of presence of Svecofennia close to the EFAC during the postulated 1.885 Ga collision, as little there is evidence of its nearness in the preceding stages when the Svecofennian “volcanic arcs” were active, ie. in the time period from 1.92 to 1.88 Ga. Especially strange this fact is considering the upper Kaleva, which however in many models is considered to represent back arc or forarc depositon relative to the 1.92-1.90 Ga Svecofennian “primitive arc complex”(e.g. Park 1984, Kohonen 1995, Lahtinen 2000). If deposition of the Upper Kaleva really took place in a close proximity of the primitive arc, wouldn't we expect to see at least some evidence of the existence of the arc in the upper Kaleva succession? In form of wind-



blown tuff intercalations, as interbeds of resedimented volcanoclastic sands, or so-forth, but no, such features are completely absent in the monotonously epiclastic Upper Kaleva. Moreover, there is no evidence for trench sediments at an accretionary wedge underthrust along the eastern margin of “the primitive arc”.

Many features in the SABF underline its nature as a very abrupt demarcation line between two apparently completely unrelated crustal domains: (1) The E-W main structural grain of the Svecofennian domain very abruptly terminates to the SABF in a nearly perpendicular angle; (2) Lithostratigraphic correlations over the SABF are impossible and two totally different rock kingdoms appear to be in very abrupt contact in a very varied way along the SABF; (3) Proterozoic granitoids on the Svecofennian side of the SABF yield ages typically between 1890 and 1870 Ma, whereas immediately on the east side of the SABF most of the granitoids have ages between 1875-1855 Ma.; (4) There appears to be a very abrupt change in the source characters of the syn- and post-collisional Proterozoic granites over the SABF, too. So, for example, the  $1.884 \pm 5$  Ma “postcollisional” Vaaraslahti hypersthene granite (Salli, 1983) in Pielavesi just 10 km to the west of the SABF yields a typical Svecofennian Nd epsilon value of  $-0.6$  (Patchett and Kouvo, 1986) indicative of only little if any Archaean component in its source (cf. Rämö et al., 2001), whereas immediately on the opposite side of the SABF in Lapinlahti and Iisalmi Proterozoic (1.87-1.86 Ga) quartz diorite to granite plutons have significantly lower epsilon values usually below  $-3$  (Ruotoistenmäki et al., 2001; and references therein) indicative of input from the host Archaean crust. The jump in the isotope signatures of the “syn-/postcollisional” granites over the SABF appears to be similarly abrupt also elsewhere along its extension (e.g. Huhma, 1986); (5) Microtonalite dykes (probably 1870-1860 Ma), which are very common along the eastern margin of the EFAC, however appear to be entirely absent (at least undocumented) on the Svecofennian side. These dykes are very abundant in EFAC for example in the Lapinlahti area (Paavola, 1986), but apparently totally absent in the Pielavesi area on the opposite side of the EFAC-Svecofennia boundary zone (Olli Äikäs, pers comm.); etc.

Noting the apparent remoteness of the Svecofennia in the time period 1.92-1.88 Ga, and the character of the SABF as a very abrupt demarcation line between two apparently unrelated terranes, we are tempted to consider the SABZ as a major strike-slip feature. Strike-slip characters in the structure of the LRZ have been recognized for long since (e.g. Gaal and Rauhamäki 1971, Halden 1982, Park 1985, 1991), but are generally considered a relatively late feature without more fundamental importance to the understanding of the Svecofennian orogeny (e.g. Koistinen, this volume). We think there are circumstantial evidence, probably more than what was included in the above sections, to support the hypothesis that strike-slip tectonics and the SABF played in the Svecofennian orogenesis a far more important role than has been thought so far.

#### *A strike-slip model for the PABZ*

Based on the type of grounds and reasoning we brought up above, we are inclined to think that the Svecofennian domain as a whole represents an exotic terrane that had relatively little to do with the pre 1850 Ma evolution of the “craton margin”. To render such a scenario possible, we propose that the SABF in the boarder zone between the Svecofennides and the EFAC, acted since 1875 Ma essentially a major, lithosphere dissecting master strike-slip (transform) fault along which the Svecofennian protocraton was transported to its present position - probably from the SE and not much earlier than about 1850 Ma ago.

We further propose that the thrusting of the Eastern Finland Thrust Complex (EFTC), which most probably took place already 1.90-1.89 Ga ago, preceded and was tectonically possibly completely unrelated to the subsequent strike-slip event. The tectonic setting of the early thrusting episode remains obscure in the model and is not speculated here. The 1.875-1.870 Ga granitoids at the eastern margin of EFAC and intrusive in the EFTC are considered to represent mid-crustal magmatic activity in the earliest stages of the strike-slip tectonics. The model requires that these granitoids were in space and petrogenetically unrelated to the coeval granitoid intrusions in the Svecofennia, which still had much to travel to meet the EFAC. The Suvasvesi fault inside of the EFTC is considered a good example of mid-crustal tectonism associated with the SABF in the early strike-slip stages (Halden 1982). Large-scale structural elements related to the dextral Suvasvesi fault include e.g. ductile thrusts (Lukkarinen, this volume) that considerably reformed the older thrust structures in the ETCF.

The proposed strike-slip model explains many of the enigmatic features in the geology of the "craton margin" that the more straightforward collision models (e.g. Korsman et al. 1999, Lahtinen 1994) do not adequately address. For example the absence of well developed passive margin along the EFAC can be reasonably explained by tectonic removal in front of the advancing Svecofennia, assuming that the boundary strike slip was developed along the thinned - nonthinned boundary in the Archaean substratum of the passive margin. Units from the outer passive margin are preserved only thanks to earlier thrusting of detached slices onto the EFAC and to positions far from the provenance and east of the upcoming boundary strike-slip fault. The model also explains why the Svecofennian foreland and molasse deposits lack. They never became deposited. And furthermore, isotopic data suggest that since their unification the Svecofennia and the EFAC (with its thrust cover) became exhumed as a single unit. The resulting detritus became recycled for most part ultimately outside of the Fennoscandian Shield.

The foreland problem, problematic for the models integrating Upper Kaleva to collision of Svecofennia, is in the proposed model rendered to concern which parts of the Upper Kaleva would belong in the allochthon and which would be possible recycled foreland deposits. Not to say this would be an easy problem either; studies of detrital zircons for instance will not to be of much assist. Certain units could perhaps be identified if input from the ophiolites would be present. On the other hand, understanding of why there are both allochthonous and autochthonous Upper Kaleva is much eased if the latter is considered as foreland facies.

There is much evidence of 1850-1800 Ma profound tectonic and thermal reactivation in large part of eastern and northern Finland. We propose that this reactivation was related with termination of the strike-slip tectonism and associated jamming of the Svecofennia to its finite position. Expressions of this stage are the southern Finland and south-central Sweden compressive thickening and follow-up microcline granite migmatization (e.g. Romer & Öhlander, 1995; Väisänen & Hölttä, 1999). The same S-N compression appears to have profoundly reshaped structural pattern also in the EFTC, and lead (in a late extensional stage?) to widespread crustal anatexis and related granitoid invasion also in eastern (Kajaani Granite) and central part of Finland (Oulu district granites), and especially in northern Finland (Central Lapland Granite Complex). K-Ar and  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  mineral ages from the EFAC record the exhumation and cooling after the final 1.85-1.80 Ga stage of the Svecofennian orogeny.

The proposed model gives good explanation for the prolonged 100 Ma duration of the Svecofennian heating in the eastern margin of the EFAC. The thick thrust cover which EFAC got at 1900-1890 Ma in the early SW-NE compressional stage of the Svecofennian orogeny was supported by subsequent long-standing strike-slip orogenesis and related transpression along its western margin (and from the E by the coeval ? Kola-Lappidic NE-SW compression?). A rapid

exhumation followed the relaxing of the long-standing orogenic compression at about 1820-1810 Ma ago.

One of the best aspects of the proposed model certainly is that it should be relatively easy to test. If the model would be correct, there should not exist many geological elements (magmatic rocks, deformation, metamorphism) older than 1850 Ma that would be common for the Svecofennian domain and the western margin of EFAC. Evaluating this involves traps for the ponderer, however. Foremost, it should be recognized that in strike-slip fault systems similar rocks with similar ages on opposite sides of the fault zone may have had spatially very separate formative settings but have been brought to their present juxtaposition by the strike-slip. And, of course, we are now looking into a very deep, “ductile” section of a major crustal-scale strike-slip (transform) system.

### **Metal potential of the EFAC**

Finally, from the perspective we have got by our overprint studies, we want to say a few words about the metal deposit potential of the EFAC, which frequently is in the media compared (by geologists) to and equalled with that of the Archaean volcanic dominated terranes like the Abitibi Belt (Canadian Superior Province), or is demonstrated by quoting the statistics of the share of the metal production from Archaean sources of the world total metal production.

We concluded above that the EFAC comprises mainly high-grade amphibolite facies (650-750 °C) migmatites and granulites (700-850 °C), over large areas with overprint of low amphibolite facies Svecofennian metamorphism and deformation. Supracrustal schist belts, comprising mainly greenstones (e.g. Tipasjärvi-Kuhmo-Suomussalmi belts) or graystones (e.g. Ilomantsi belts) make up far less than 15 % of the whole rock area. In comparison, the Abitibi belt (famous of its particular mineral wealth), which by its area (115 000 km<sup>2</sup>) is about the same size as the EFAC, comprises >60 % supracrustal, mainly mafic-ultramafic volcanic rocks of its total area. Metamorphic grade within the forementioned Abitibi belt varies from prehnite-pumpellyite facies to greenschist facies with amphibolite facies restricted around larger granitoid plutons (Stott, 1997). It is clear that the Abitibi, like many other of the more metal productive Archaean terranes, owe its mineral richness to a large degree to its low depth of erosion, which favours preservation of many important metal deposit types. After all nearly all base metal and precious metal production from Archaean sources is from volcanic belts (Galley, 2001).

Therefore, to be proper, we should compare the ore potential of the eastern Finland area with that of the generally very “ore-dry” Archaean high-grade migmatite terrains. This is not to say there would not be any ore potential present in the EFAC at all, but in the name of reason, the potential for some major Archaean ore types like VMS and epigenetic gold deposit types etc. is in the EFAC relatively small, far smaller than let us say in the case of the Abitibi and comparable belts, or even compared with the average Archaean crust. We are seeing that the exploration done so far in the area of the EFAC largely confirms this view. Any showings for economical VMS lack so far, for example.

And finally, though we are no experts in gold, we still dare to propose that gold in the EFAC likely was mobilised during the Proterozoic overprint (cf. Kontinen & Paavola, 1996), which seems to have involved infiltration of aqueous-chloride dehydration fluid from the overplate to the EFAC, which then, mixed with possible additions of CO<sub>2</sub>-rich fluids from the mantle, apparently flowed back towards surface (cf. Pajunen and Poutiainen, 1999). In terms of gold grades the Proterozoic overprint probably had little effect, and rather negative than positive

effect, however. And, considering overprint related potential for gold deposits in the preserved parts of the overthrust upper plate (EFTC), e.g. in the NKSB, the high-grade EFAC was a particularly poor source.

## References:

- Blais, S. & Auvray, B. 1990.** Serpentinization in the Archaean komatiitic rocks of the Kuhmo greenstone belt, Eastern Finland. *Canadian Mineralogist* 28, 55-66.
- Cadman, A., Tarney, J. & Park, R.G. 1990.** Intrusion and crystallisation features in Proterozoic dyke swarms. In Parker, A.J., Rickwood, D.H. & Tucker, D.H. (eds) *Mafic Dykes and Emplacement Mechanisms*. Balkema, Rotterdam, 13-24.
- Claesson, S., Huhma, H., Kinny, P. & Williams, I.S. 1993.** Svecofennian detrital zircon ages – implications for the Precambrian evolution of the Baltic Shield. *Precambrian Research* 64, 109-130.
- Gaal and Rauhamäki 1971.** Petrological and structural analysis of the Haukivesi area between Varkaus and Savonlinna, Finland. *Geological Society of Finland, Bulletin* 43, 265-337.
- Galley, A.G. 2001.** Mineralization in Archaean volcanic belts. In Cassidy, K.F., Dunphy, J.M. & Kranendonk, M.J. (eds) 4<sup>th</sup> International Archaean Symposium, 24-28 September 2001, Perth, Western Australia: extended abstracts. AGSO – Geoscience Australia, Record 2011/37, 11-13.
- Gruau, G., Tourpin, S., Fourcade, S. & Blais, S. 1992.** Loss of isotopic (Nd,O) and chemical (REE) memory during metamorphism of komatiites; new evidence from eastern Finland. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 112, 66-82.
- Halden, N.M. 1982.** Structural, metamorphic and igneous history of migmatites in the deep levels of a wrench fault regime, Savonranta, eastern Finland. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 72, 17-30.
- Huhma, H. 1986.** Sm-Nd, U-Pb and Pb-Pb isotopic evidence for the origin Early Proterozoic Svecofennian crust in Finland. *Geological Survey of Finland, Bulletin* 337, 1-47.
- Hölttä, 2000.** High-grade metamorphic rocks at the bottom and on the surface: granulites and evolution of Earth's crust in the Archaean of eastern Finland. *Geologian tutkimuskeskus*, 16 p.
- Kirby, S.H. and McCormick, J.W. 1984.** Inelastic properties of rocks and minerals: strength and rheology. In Charmichael, R.S. (ed) *Handbook of Physical Properties of Rock, Volume 3*, CRC Press, Inc., pp. 139-280.
- Kohonen, J. 1995.** From continental rifting to collisional crustal shortening – Paleoproterozoic Kaleva metasediments of the Höytiäinen area in North Karelia, Finland. *Geological Survey of Finland, Bulletin* 380, 79 p.
- Kontinen 1986.** Early Proterozoic stratigraphy and sedimentation in the Hyrynsalmi area, eastern Finland. In Sokolov, V.A. & Heiskanen, K.I. (eds) *Early Proterozoic of the Baltic Shield: proceedings of the Finnish-Soviet symposium held in Petrozavodsk 19<sup>th</sup>-27<sup>th</sup> August, 1985*, 75-103.
- Kontinen 1987.** An early Proterozoic ophiolite – the Jormua mafic-ultramafic complex, northeastern Finland. *Precambrian Research* 35, 313-341.
- Kontinen, A. & Sorjonen-Ward, P. 1991.** Geochemistry of metagraywackes and metapelites from the Palaeoproterozoic Nuasjarvi Group, Kainuu schist belt and the Savo Province, North Karelia; implications for provenance, lithostratigraphic correlation and depositional setting. In Autio, S. (ed) *Geological Survey of Finland Current Research 1989-1990*. Geological Survey of Finland, Special Paper 12, 21-22.

- Kontinen, A., Paavola, J. & Lukkarinen, H. 1992.** K-Ar ages of hornblende and biotite from Late Archaean rocks of eastern Finland – interpretation and discussion of tectonic implications. Geological Survey of Finland, Bulletin 365, 313-341.
- Kontinen, A., Paavola, J. 1996.** Svecofennian (Palaeoproterozoic) tectono-thermal effect on the Archaean bedrock of North Karelia, eastern Finland . In: Ekdahl, E. & Autio, S. (eds) Global Geoscience Transect/SVEKA : proceedings of the Kuopio seminar, Finland 25.-26.11.1993. Geologian tutkimuskeskus. Tutkimusraportti 136, 7-8.
- Kontinen, A., Huhma, H. & Laajoki, K. 1995.** Sm/Nd isotope data on the Central Puolanka Group, Kainuu Schist Belt, Finland; constraints for provenance and age of deposition. The 22nd Nordic Geological Winter meeting; abstracts of oral and poster presentations, 95.
- Korsakova, M.A., Ivanov, N.M., Vakar, Ye.V., Muradymov, G.S. & Lebedeva, N.I. 1987.** Schematic tectono-geologic map of the Baltic (Fennoscandian) Shield. A supplement map to Korsakova, M. Proskuryakov, N., Ivanov, N. and Nuutilainen, J., 1988, The Archaean greenstone belts of the Baltic Shield. Geological Survey of Finland, Special Paper 4, 21-27.
- Korsman, K., Korja, T., Pajunen, M., Virransalo P. & GGT/SVEKA Working Group 1999.** The GGT/SVEKA transect: structure and evolution of the continental crust in the Palaeoproterozoic Svecofennian Orogen in Finland. International Geology Review 41, 287-333.
- Kärki, A. 1995.** Palaeoproterozoic shear tectonics in the central Fennoscandian Shield, Finland. Res Terrae, Ser A. 10, 1-37.
- Kärki A., Laajoki, K. and Luukas, J. 1993.** Major Palaeoproterozoic shear zones of the central Fennoscandian Shield. Precambrian Research 64, 207-223.
- Laajoki, K. 1986.** The central Puolanka Group: a Precambrian regressive metasedimentary sequence in northern Finland. Geological Society of Finland, Bulletin 58, 179-193.
- Laajoki, K. 1991.** Stratigraphy of the northern end of the early Proterozoic (Karelian) Kainuu Schist Belt and associated gneiss complexes, Finland. Geological Survey of Finland, Bulletin 358, 105 p.
- Laajoki, K. & Luukas, J. 1988.** Early Proterozoic stratigraphy of the Salahmi-Pyhäntä area, central Finland, with an emphasis on applying the principles of lithodemic stratigraphy to a complexly deformed and metamorphosed bedrock. Geological Society of Finland, Bulletin 60, 79-106.
- Lahtinen, R. 1994.** Crustal evolution of the Svecofennian and Karelian domains during 2.1-1.79 Ga, with special emphasis on the geochemistry and origin of 1.93-1.92 Ga gneissic tonalites and associated supracrustal rocks in the Rautalampi area, central Finland. Geological Survey of Finland, Bulletin 378, 128 p.
- Lahtinen, R. 2000.** Archaean-Proterozoic transition: geochemistry, provenance and tectonic setting of metasedimentary rocks in central Fennoscandian Shield, Finland. Precambrian Research 104, 147-174.
- Luukkonen, E. 1992.** Late Archaean and early Proterozoic structural evolution in the Kuhmo-Suomussalmi terrain, eastern Finland. Turun yliopiston julkaisu – Annales Universitatis Turkuensis. Sarja-Ser. A. II. Biologica-Geographica-Geologica 78, 37 p.
- Mertanen, S. 2001.** Paleomagneettiset tutkimukset. In Mertanen, S. & Kukkonen, I. (eds) Litosfääri-geofysiikka, Toimintakertomus 2000, raportti Q10.4/2001/1, T&K, hanke 21030008. Geologian Tutkimuskeskus, 9-18.
- Neuvonen, K.J., Pesonen, L.J. & Pietarinen, H. 1997.** Remanent magnetization in the Archaean basement and cutting diabase dykes in Finland, Fennoscandian Shield. Geophysica 33, 11-146.
- Paavola, J. 1986.** A communication of the U-Pb and K-Ar age relations of the Archaean basement in the Lapinlahti-Varpaisjärvi area, central Finland. In K. Korsman (ed) Development of deformation, metamorphism and metamorphic blocks in eastern and southern Finland. Geological Survey of Finland, Bulletin 339, 7-15.

- Paavola, J. 1988.** Lapinlahden kartta-alueen kallioperä (English Summary). Geological Survey of Finland, Geological map of Finland 1:100 000. Explanation to the map of rocks, sheet 3332, 60 p.
- Pajunen, M. & Poutiainen, P. 1999.** Palaeoproterozoic prograde metasomatic-metamorphic overprint zones in Archaean tonalitic gneisses, eastern Finland. Geological Society of Finland, Bulletin 71, 73-132.
- Papunen, H. & Vormaa, A. 1985.** Nickel deposits in Finland, a review. In Papunen H., & Gorbunov, G. I. (eds) Nickel-copper deposits of the Baltic Shield and Scandinavian Caledonides. Geological Survey of Finland, Bulletin 333, 123-155.
- Park, A.F. 1984.** Nature, affinities and significance of metavolcanic rocks in the Outokumpu assemblage of eastern Finland. Geological Society of Finland, Bulletin 56, 25-52.
- Park, A.F. 1985.** Accretion tectonism in the Proterozoic Svecokareliides of the Baltic Shield. *Geology* 13, 725-729.
- Park, A.F. 1991.** Continental growth by accretion: a tectonostratigraphic terrane analysis of the evolution of the western and central Baltic Shield, 2.50 to 1.75 Ga. Geological Society of America, Bulletin 103, 522-537.
- Peltonen, P., Kontinen, A. & Huhma, H. 1996.** Petrology and geochemistry of metabasalts from the 1.95 Ga Jormua Ophiolite, northeastern Finland. *Journal of Petrology* 37, 1359-1383.
- Peltonen, P., Kontinen, A. & Huhma, H. 1998.** Petrogenesis of the mantle sequence of the Jormua Ophiolite (Finland): melt migration in the upper mantle during Palaeoproterozoic continental break-up. *Journal of Petrology* 20, 297-329.
- Pietikäinen, K. & Vaasjoki, M. 1999.** Structural observations and U-Pb mineral ages from igneous rocks at the Archaean- Palaeoproterozoic boundary in the Salahmi Schist Belt, central Finland: constraints on tectonic evolution. Geological Society of Finland, Bulletin 71, 133-142.
- Puchtel, I.S., Hofmann, A.W., Mezger, K., Jochum, K.P., Shchipansky, A.A., & Samsonov, A.V. 1998.** Oceanic plateau model for continental crustal growth in the Archaean: A case study from the Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield. *Earth Planetary Science Letters* 155, 57-74.
- Romer, R. L. & Öhlander, B. 1995.** Tectonic implications of an  $1846 \pm 1$  Ma old migmatite granite in south-central Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 117, 69-74.
- Ruotoistenmäki, T., Mänttari, I. & Paavola, J. 2001.** Characteristics of Proterozoic late-/post-collisional intrusives in Archaean crust in Iisalmi – Lapinlahti area, central Finland. In Autio, S. (ed) Geological Survey of Finland, Current Research 1999-2000. Geological Survey of Finland, Special Paper 31, 105-115.
- Rämö, O.T., Vaasjoki, M., Mänttari, I., Elliot B.A. & Nironen, M. 2001.** Petrogenesis of the post-kinematic magmatism of the Central Finland Granitoid Complex I; radiogenic isotope constraints and implications for crustal evolution. *Journal of Petrology* 42, 1971-1993.
- Salli, I. 1983.** Pielaveden kartta-alueen kallioperä (English Summary). Geological Survey of Finland, Geological map of Finland 1:100 000. Explanation to the map of rocks, sheet 3314, 29 p.
- Sokolov, V.A. & Heiskanen, K.I. 1985.** Evolution of Precambrian volcanogenic-sedimentary lithogenesis in the south-eastern part of the Baltic Shield. Geological Survey of Finland, Bulletin 331, 91-106.
- Sorjonen-Ward, P. 1993.** An overview of structural evolution and lithic units within and intruding the late Archean Hattu schist belt, Ilomantsi, eastern Finland. In Nurmi, P. & Sorjonen-Ward, P. (eds) Geological development, gold mineralization and exploration



methods in the late Archean Hattu schist belt, Ilomantsi, eastern Finland. Geological Survey of Finland, Special Paper 17, 9-102.

- St-Onge, M.R. & Lucas, S.B. 1995.** Large-scale fluid infiltration, metasomatism and re-equilibration of Archean basement granulites during Palaeoproterozoic thrust belt construction, Ungava orogen, Canada. *Journal of Metamorphic Geology* 13, 509-535.
- Stott, G.M. 1997.** The Superior Province, Canada. In Maarten de Wit & Ashwal, L.D. (eds) *Greenstone belts*. Oxford Science Publications, Clarendon Press, Oxford, 480-507.
- Thompson, A.B. & England, P.C. 1984.** Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism. II. Their inference and interpretation using mineral assemblages in metamorphic rocks. *Journal of Petrology* 25, 929-955.
- Tourpin, S., Gruau, G., Blais, S. & Fourcade, S. 1991.** Resetting of REE, and Nd and Sr isotopes during carbonitization of a komatiite flow from Finland. *Chemical Geology* 90, 15-29.
- Tuisku, P. 1988.** Geothermobarometry in the Archean Kuhmo-Suomussalmi greenstone belt, eastern Finland. Geological Survey of Finland, Special Paper 4, 171-172.
- Vuollo, J.I., Nykänen, V. & Piirainen, T. 1995.** Palaeoproterozoic mafic dyke swarms in the Eastern Fennoscandian Shield, Finland: A Review. In Baer, G. & Heiman, A. (eds) *Physics and Chemistry of Dykes*. Balkema, Rotterdam, 179-192.
- Väisänen, M. & Hölttä, P. 1999.** Structural and metamorphic evolution of the Turku migmatite complex, southwestern Finland. *Geological Society of Finland, Bulletin* 71, 177-218.
- Ward, P. & Kohonen, J. 1988.** Structural provinces and style in the Proterozoic of North Karelia: preliminary correlations and discussion. In Autio, S. (ed) *Geological Survey of Finland, Current Research 1988*. Geological Survey of Finland, Special Paper 10, 23-29.

*Tapio Ruotoistenmäki*

## GEOPHYSICAL CHARACTERISTICS OF THE NW PART OF THE LADOGA – BOTHNIAN BAY –ZONE IN CENTRAL FINLAND

### Introduction

In the following I give a short summary of geophysical characteristics concentrating mainly on the NW part of the zone. This text is based on the talk I gave on ‘Raahe-Ladoga Symposium’ in Kuopio 21.3.2001. Because this text is intended mainly as a short, informal summary, many important references have been omitted while in lack of time there is no possibility to make a comprehensive list of literature published on the subject. An important summary of the area is given in the 1978 Ladoga-Bothnian Bay symposium publication (e.g. Elo, 1978).

### Definition of the Ladoga – Bothnian Bay zone

The definition of the Ladoga – Bothnian Bay zone (LBZ) has been generally connected to cluster of ores and ore showings in NW-SE –belt crossing Central Finland. In Fig 1 is given the outlines of the zone by Koistinen et al (2000). In their text they use the name Raahe-Ladoga zone, which will be omitted here for reasons given later.

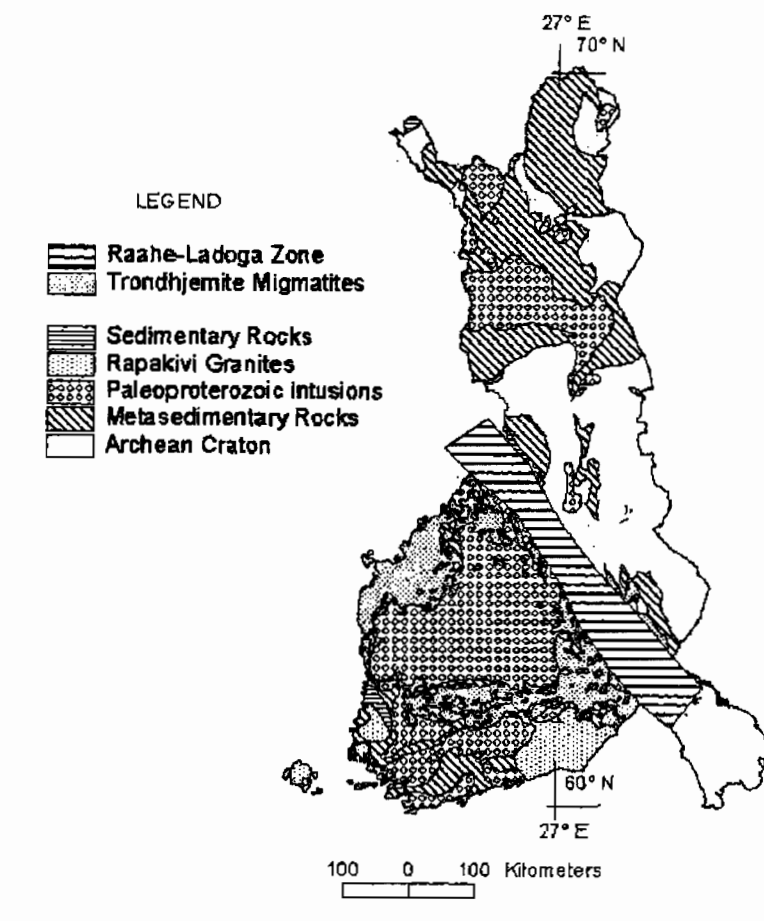


Fig. 1. The course of the Ladoga – Bothnian Bay (Raahe-Ladoga-) zone by Koistinen et al. (2000).

On gravimetric map in Fig. 2 the Ladoga – Bothnian Bay zone can be defined as a zone between dextral LBZ fracture zone (LBZf; red line in the figure) and sheared collision zone between Archaean and Proterozoic crust (AP; blue curve). From the figure it can be concluded that the linear LBZ fracture is connected with strong (dextral) horizontal component while the curved AP-line is connected with only minor horizontal movements. Thus the zone between LBZf and AP can be assumed to represent the colliding Proterozoic crust roughly in its original location while on SW side of LBZf the original collisional location of the crustal blocks is indefinite. In the following the zone between LBZf and AP is considered to be the ‘geophysical’ Ladoga – Bothnian Bay zone.

The arrows in gravimetric map in Fig. 2. show the course of brittle, sinistral Näränkävåara-Auho fractures cutting LBZ.

On gravimetric and magnetic maps LBZ is characterized by high-amplitude regional maxima due to high-density and magnetic granulites and mafic intrusives. From the figures 2 and 3 it can be seen that these maxima also control the majority of ore showings in LBZ (see e.g. Elo, 1978).

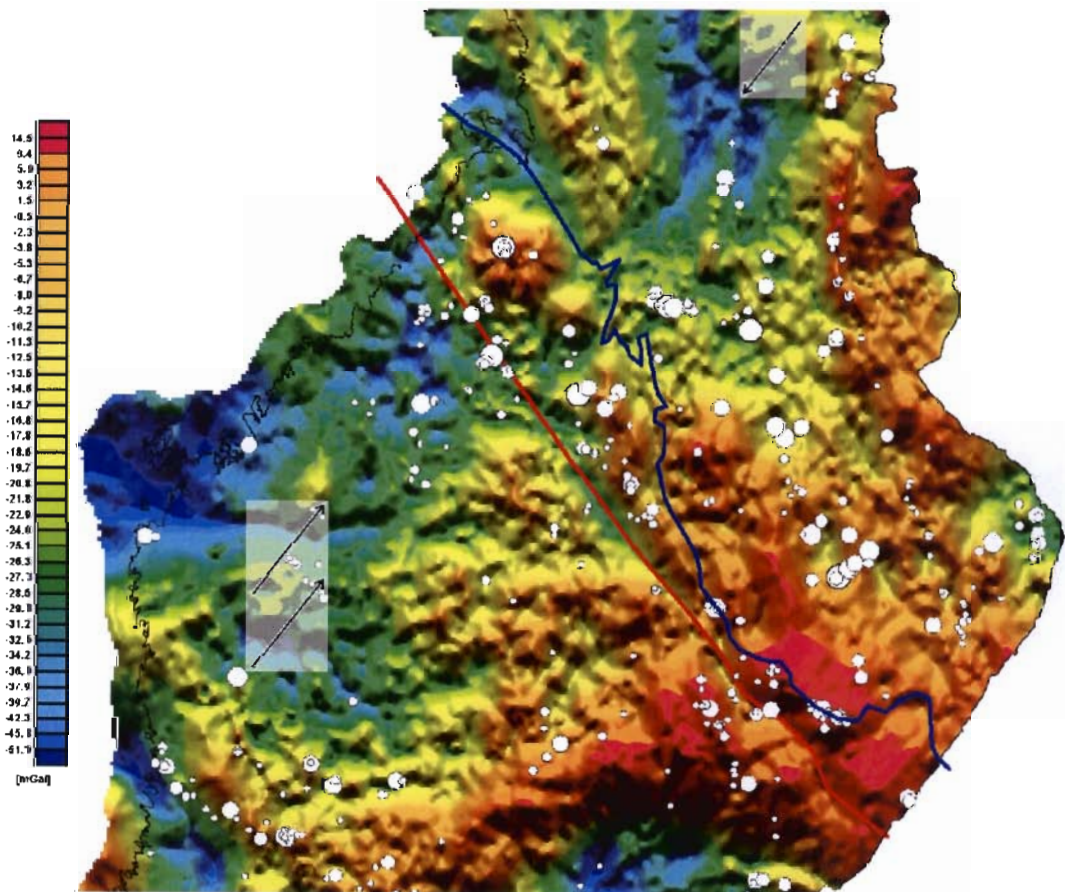


Fig. 2. Gravimetric map of the Ladoga – Bothnian Bay zone. Red line: Ladoga – Bothnian Bay fracture zone (LBZf). Blue line: Collision zone between Archaean and Proterozoic crust (AP). The circles define location of ore showings and mines. Arrows: course of Näränkävåara-Auho fractures.

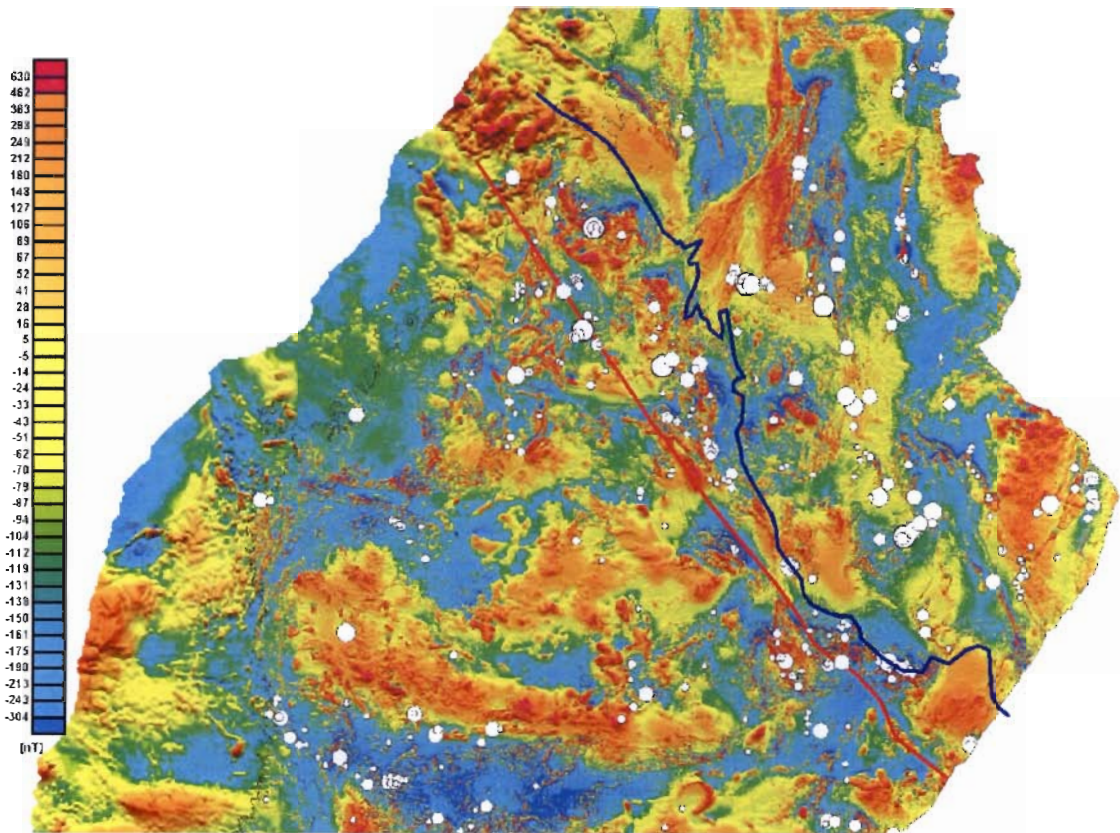


Fig. 3. Magnetic map on the of the Ladoga – Bothnian Bay zone. For definitions, see Fig. 2.

In gravimetric map shown in Fig 4 covering the NW part of the zone up to Swedish coast it can be seen that the gravimetric minimum zone connected with the LBZ fracture zone continues up to the city of Piteå on Swedish coast. The city of Rauma is in the middle of the Ladoga – Bothnian Bay zone, which continues further in the Bothnian bay as gravity and magnetic maxima. Thus, the name ‘Ladoga – Bothnian Bay zone’ can be considered more descriptive for the zone compared to name ‘Raahe-Ladoga zone’.

### Geophysical details in the Ladoga – Bothnian Bay zone

In Fig. 5. is given low-altitude (30 - 50 metres) aeromagnetic map of Pielavesi Varpaisjärvi area. In the figure it can be seen the late- / post-orogenic brittle fault in the LBZ-fracture zone (LBZf) cutting dextrally the Kumiseva Gabbro. The suppracrustal rocks in Pielavesi are strongly folded and sheared in the collision process. The Archaean – Proterozoic collision (AP) zone is characterized by a curved magnetic minimum zone reflecting rotational shearing during the collision. In the Archaean Varpaisjärvi area high-amplitude anomalies due to uplifted granulite blocks are controlled by faults (re-)mobilized during the Proterozoic collision.



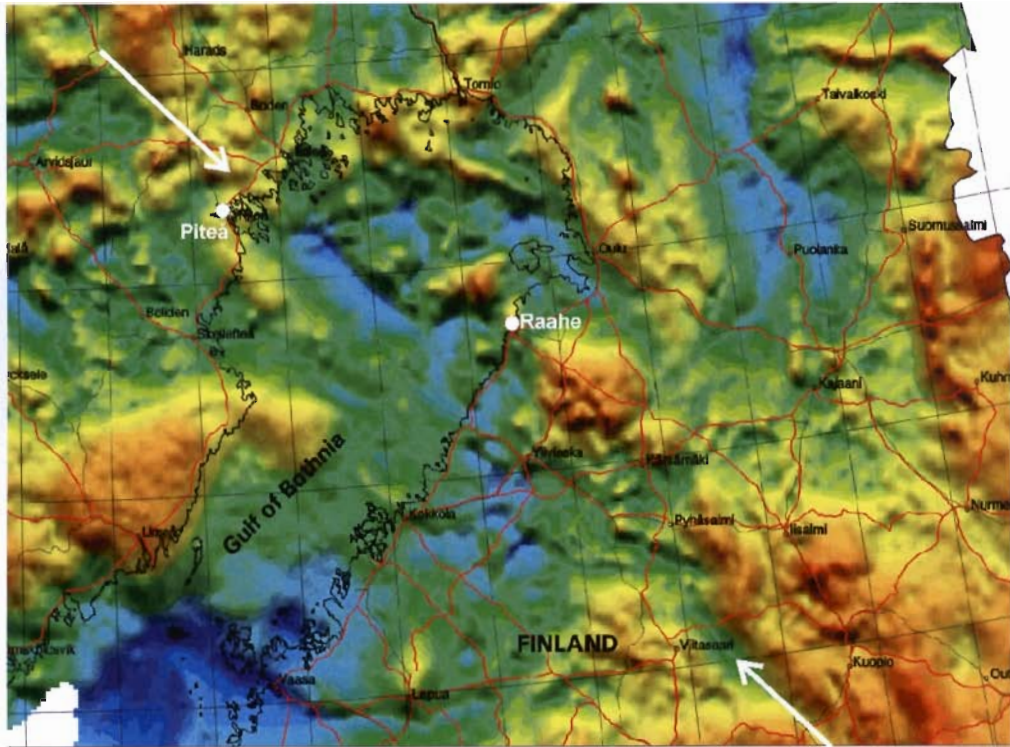


Fig. 4. Gravimetric map on the NW part of the Ladoga – Bothnian Bay zone. Arrows: Course of the LBZ fracture zone.

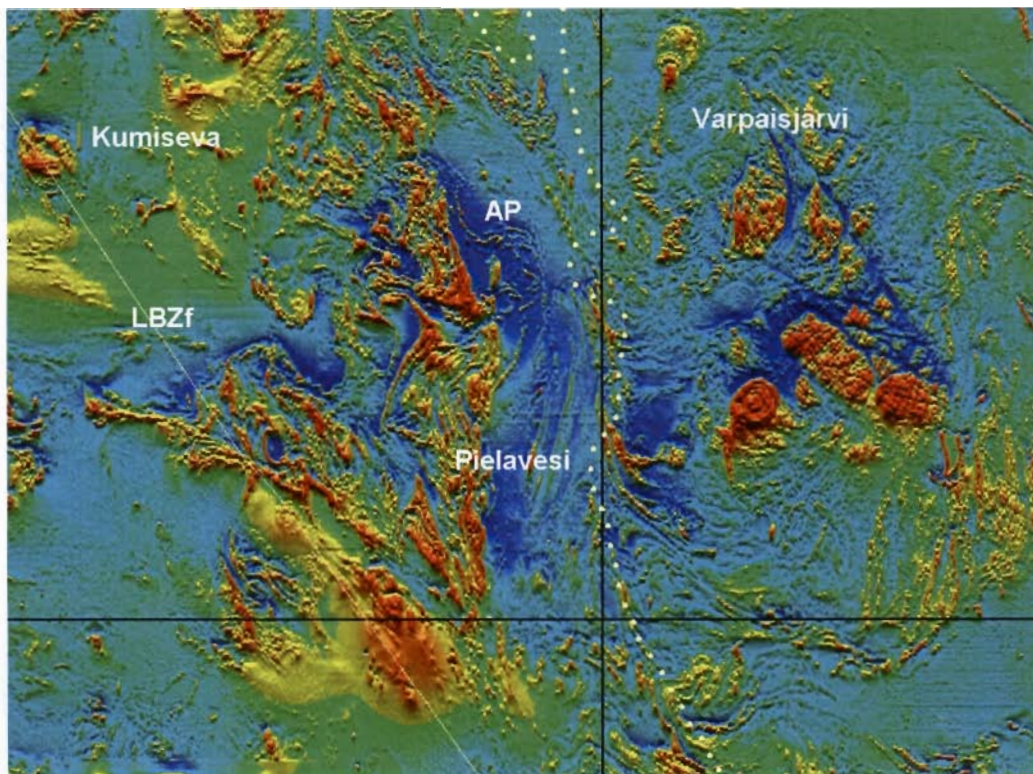


Fig. 5. Low-altitude magnetic map of Pielavesi-Varpaisjärvi-area.



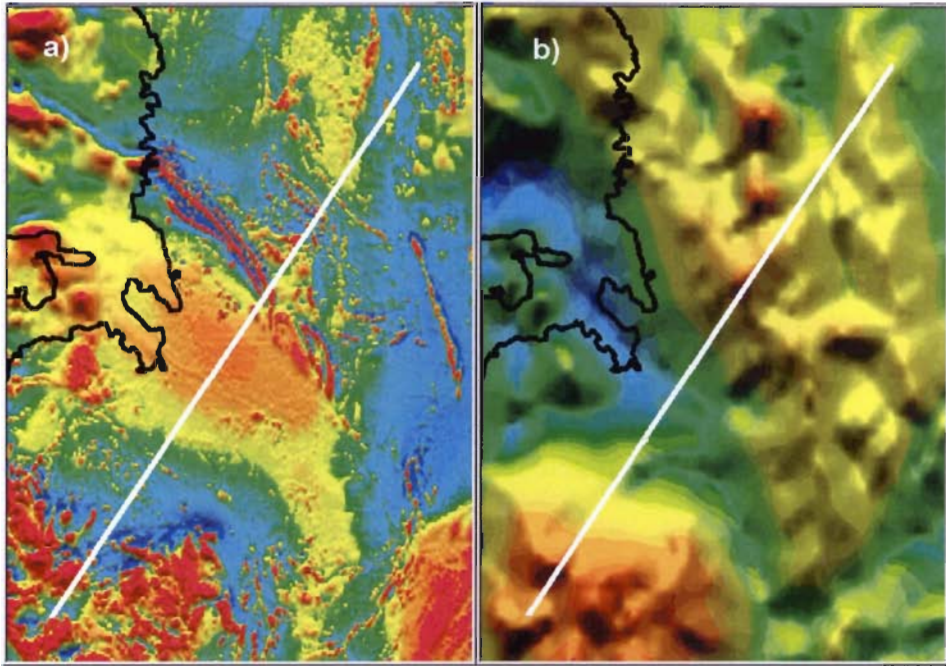


Fig. 6. Magnetic and gravity anomalies on Muhos area

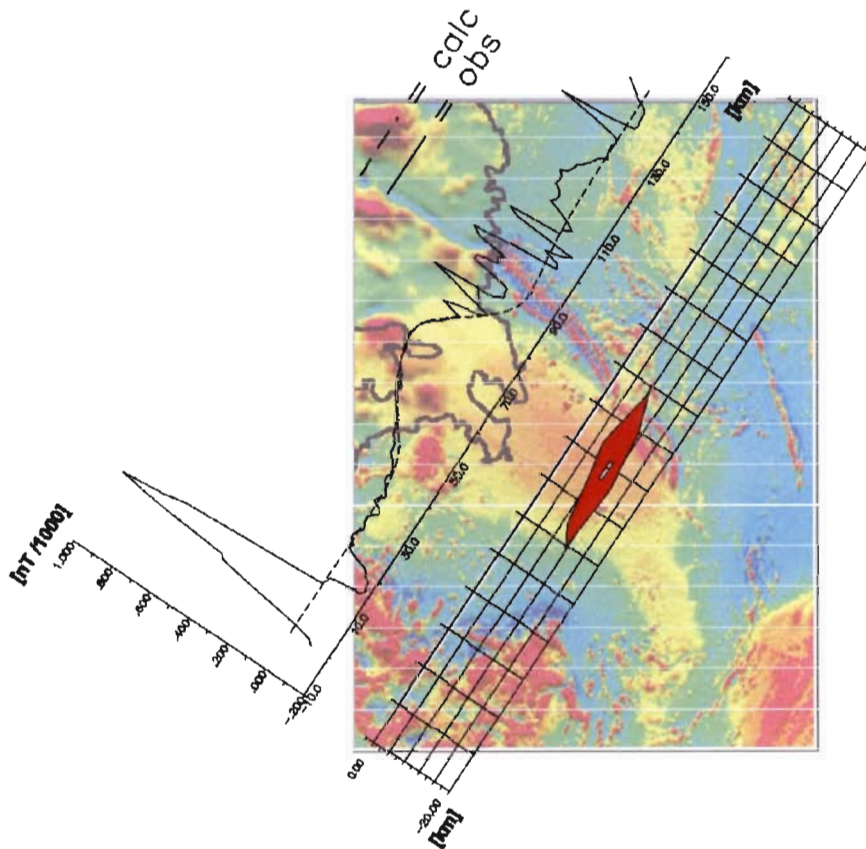


Fig 7. Interpretation of the Muhos magnetic anomaly

### Interpretation of the Muhos magnetic anomaly

Figure 6a depicts a profile crossing Muhos magnetic anomaly on NE border (AP) zone of the Ladoga – Bothnian Bay zone. The anomaly is on area dominated by paramagnetic Proterozoic granites (having Archaean  $\epsilon\text{Nd}$  signatures; Huhma, 2001, pers. comm.) and Mesoproterozoic siltstones, which cannot explain the high magnetic anomaly level. On gravity map in Fig. 6b it can be seen that the anomaly is connected with gravity minimum. The interpretation of the Muhos magnetic anomaly is given in Fig. 7. From the figure it can be seen that the anomaly source is almost 40 km wide and 6 km thick, depth being ca. 6 km. Because this source is connected with gravity minimum it can be concluded that the source is magnetite rich granitic intrusion, possibly controlled with shear zone connected with Archaean-Proterozoic border zone.

### Continuation of the Archaean-Proterozoic border on Bothnian Bay

Figure 8 depicts gravity map (in colours) combined with magnetic maps (graytones, hillshaded from NE and NW) from the Bothnian bay area. The dark blue line shows the AP-zone on Finnish side and light blue the AP transition zone in Northern Sweden by Öhlander et al (1993). The yellow lines show interpreted reflectors of the Babel 2-3 seismic profile. In the figure the white dashed line shows the estimated course of the AP border in the Bothnian Bay. On the seismic profile this correlates with the wedge shaped reflector (A in the figure). Thus, the continuation of the AP zone more to south as has been suggested in several papers, not referred here, however, seems improbable from geophysical point of view.

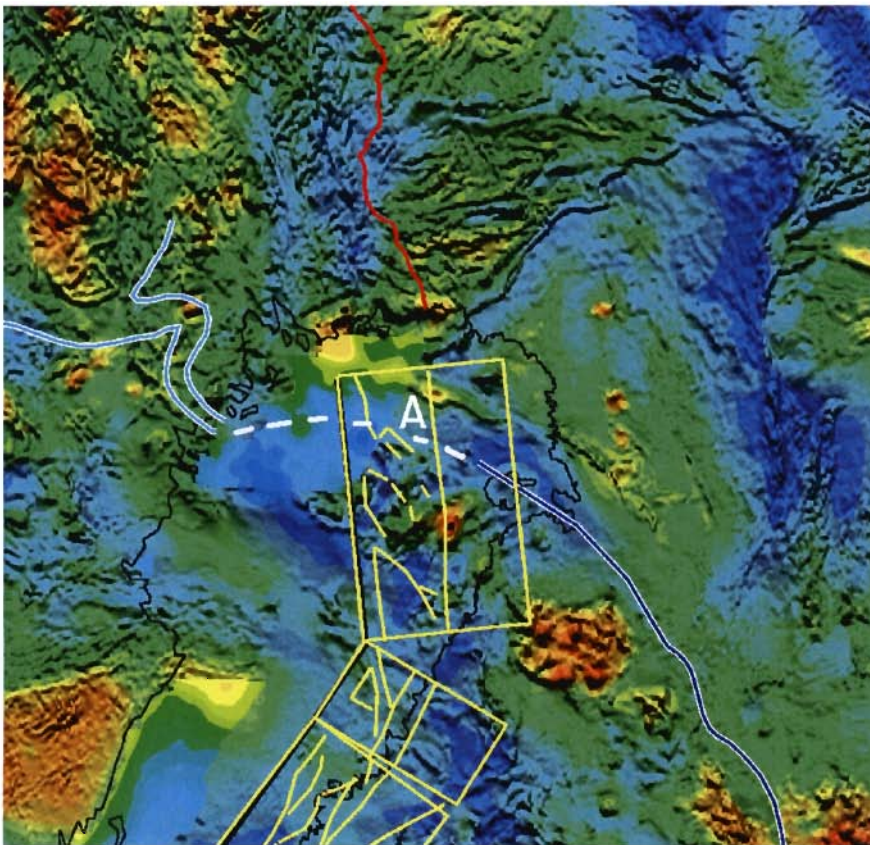


Fig. 8. Combined gravity and magnetic map on the Bothnian Bay area.

## Petrophysics

Using the density vs susceptibility diagram shown in Fig. 9 the samples in LBZ-zone were classified in eight classes, whose central 'peak' locations are shown in the figure. In Table 1 are listed ten closest samples of each peak. From the table it can be seen that the variations of rock types vary strongly from class to another. Thus, in interpretation work the first step is to use the susceptibility-density combinations of the peaks and then tie these values to probable rock types in the classes. The method described above differs significantly from 'conservative' methods by classifying the parameters using rock types in the first stage.

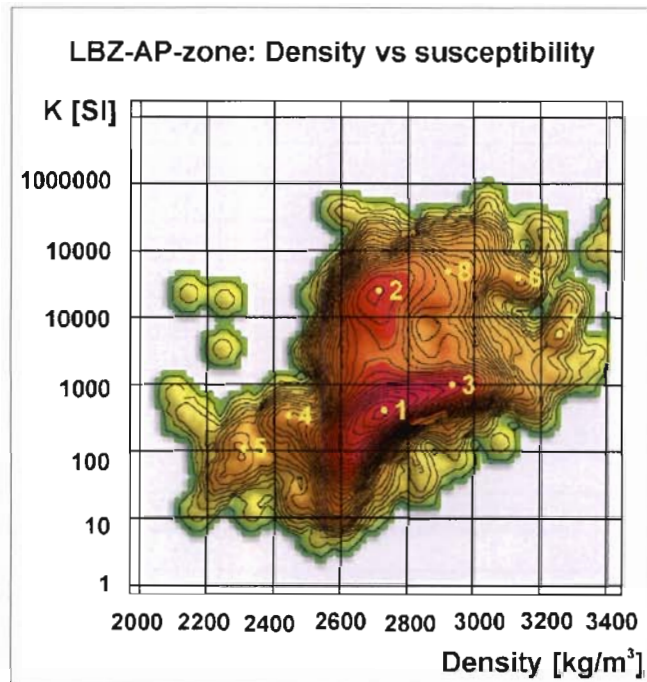


Fig. 9. Density versus susceptibility of the samples in LBZ-area between LBZf and AP.

TABLE 1. Ten closest samples of each peak in the density vs susceptibility diagram.

Class	Rock Type (In Finnish)	Density	Susceptibility [SI *10**6]
1	PORFYRINENGRANODIORIITTI	2718	360
1	GRANODIORIITTI	2719	362
1	TONALIITTIGNEISSI	2720	340
1	GRANIITTIGNEISSI	2716	350
1	KIILLEGNEISSI	2718	340
1	KIILLEGNEISSI	2721	340
1	KIILLEGNEISSI	2721	340
1	GRANODIORIITTI	2720	367
1	KVARTSIDIORIITTI	2716	360
1	KIILLEGNEISSI	2715	350
2	KESKIRAKEINENDIORIITTI	2699	22110



2	GRANIITTIGNEISSI	2700	24330
2	KESKIRAKEINENKVARTSIDIORIITTI	2707	22900
2	GABRO	2696	22020
2	KVARTSIDIORIITTI	2695	22980
2	GRANIITTIGNEISSI	2706	20930
2	HYPERSTEENIGRANODIORIITTI/CHARNO-ENDERBIITT	2692	22180
2	PORFYRINENGRANODIORIITTI	2692	24070
2	GRANODIORIITTIGNEISSI	2691	22590
2	GRANIITTI	2707	20550
3	PYROKSEENI-SARVIVÄLKEGABRO	2925	820
3	DIORIITTI	2927	896
3	DIABAASI/DOLERIITTI	2929	821
3	GABRO	2926	800
3	AMFIBOLIITTI	2921	890
3	DIABAASI/DOLERIITTI	2933	843
3	DIOPSIDIAMFIBOLIITTI	2919	871
3	SARVIVÄLKEGABRO	2933	824
3	PYROKSEENI-SARVIVÄLKEGABRO	2920	810
3	SARVIVÄLKEGABRO	2929	927
4	ARENIITTI/PSAMMIITTI/HIEKKAKIVI	2427	340
4	SEDIMENTIT	2444	290
4	ARENIITTI/PSAMMIITTI/HIEKKAKIVI	2414	320
4	PELIITTI/LUTIITTI/SAVIKIVI	2407	330
4	SEDIMENTIT	2453	310
4	ARENIITTI/PSAMMIITTI/HIEKKAKIVI	2452	240
4	PELIITTI/LUTIITTI/SAVIKIVI	2451	360
4	SEDIMENTIT	2400	260
4	PELIITTI/LUTIITTI/SAVIKIVI	2401	250
4	PELIITTI/LUTIITTI/SAVIKIVI	2401	340
5	ARENIITTI/PSAMMIITTI/HIEKKAKIVI	2273	90
5	ARENIITTI/PSAMMIITTI/HIEKKAKIVI	2271	80
5	ARENIITTI/PSAMMIITTI/HIEKKAKIVI	2271	80
5	ARENIITTI/PSAMMIITTI/HIEKKAKIVI	2279	120
5	ARENIITTI/PSAMMIITTI/HIEKKAKIVI	2275	120
5	GRAFIITTIUSKE-(HILILIUSKE)	2311	70
5	ARENIITTI/PSAMMIITTI/HIEKKAKIVI	2265	120
5	ARENIITTI/PSAMMIITTI/HIEKKAKIVI	2286	60
5	ARENIITTI/PSAMMIITTI/HIEKKAKIVI	2263	140
5	GRANIITTI	2330	73
6	PERIDOTIITTI	3129	32442
6	SARVIVÄLKEGABRO	3125	43570
6	METAPERIDOTIITTI	3138	29570
6	GABRO	3110	40670
6	HILIPITOISETLIUSKEET	3108	39850
6	GABRO	3110	43986
6	HILIPITOISETLIUSKEET	3160	33800
6	PYROKSEENIGABRO	3159	29224
6	GABRO	3166	28802
6	SERPENTIINIKIVI	3145	22730

7	OFIITTINENGABRO	3257	4650
7	RAITAKVARTSIDIORIITTI	3260	5980
7	PERIDOTIITTI	3269	4870
7	GABRO	3258	6494
7	PYROKSEENIGABRO	3225	5238
7	KORDIERIITTIKIVI	3239	3860
7	PYROKSEENIGABRO	3215	3820
7	PERIDOTIITTI	3272	9480
7	PYROKSEENIGABRO	3282	2574
7	GABRO	3196	2875
8	GRANODIORIITTI	2916	45810
8	AMFIBOLIITTI	2897	46850
8	BIOTIITTI-SARVIVÄLKE-PLAGIOKLAASIGNEISSI	2905	52750
8	INTERMEDIÄÄRINENVULKANIITTI	2910	36950
8	KIILLEGNEISSI	2895	42030
8	KORDIERIITTIKIVI	2919	53470
8	KORDIERIITTIKIVI	2895	40500
8	GABRO	2905	36150
8	AMFIBOLIITTI	2892	46311
8	GRANIITTI	2893	48620

## Evolution model

In the following I give a brief summary of the evolution model given in my paper (Ruotoistenmäki, 1996):

In Fig. 10 is schematically shown the collision process and figure 11 gives a cross-section of the process across LBZ. Some background facts:

- Behind the Central Finland Granite (CFG) the seismic Babel profile has shown reflectors dipping into the mantle interpreted as possible remains of subducting plate (Babel working group...).
- In LBZ no Archaean component has been found in the igneous rocks (Hannu Huhma, GTK, ...).
- In the Archaean Iisalmi block (on eastern side of the AP zone, close to Varpaisjärvi in Fig. 4) it has been found enriched mafic intrusions, one having relatively high  $\epsilon_{\text{Nd}}$  (Palomäki:  $\epsilon_{\text{Nd}} -2.2$ ). These intrusions can be interpreted as Proterozoic derivatives from upper mantle enriched from melts and fluids brought by subducting slab (Ruotoistenmäki et al., in prep.).
- The crust is very thick (above 60 km) in Pielavesi-Varpaisjärvi area (Luosto, ...)

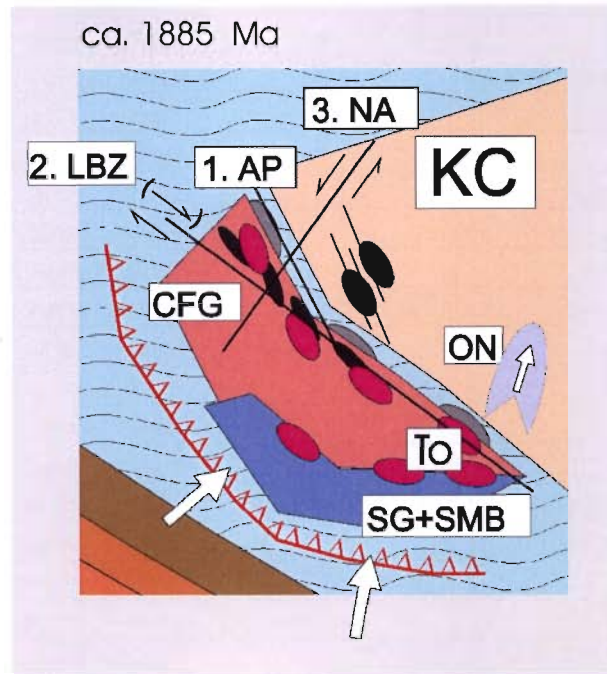


Fig 10. A Schematic model of the Svecofennian collision. NA: Näränkäväära-Auho fracture(s). TO: tonalites. SG+SMB: Southern Finland Island arc (granite belt) and back-arc basin (migmatite belt). CFG: Central Finland granite. ON: Outokumpu nappe.

Order of processes in Fig. 10, ca. 1885 Ma ago:

- 1) AP = collision, shearing
- 2) LBZ = dextral strike-slip
- 3) NA = Sinistral strike slip + vertical component (SE part up)

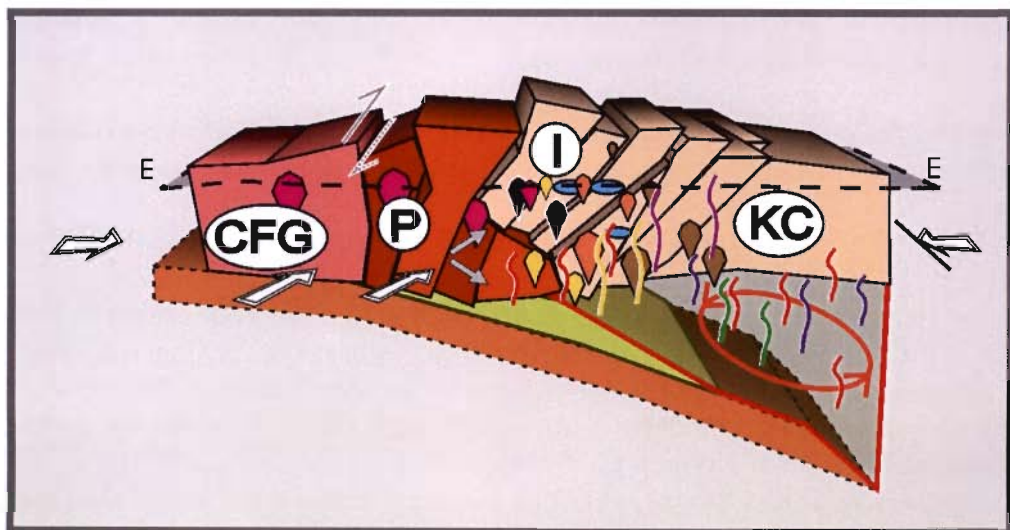


Fig. 11. cross-section of the process across LBZ: P: Pielavesi block. I: Iisalmi (Varpaisjärvi block). KC: Karelian (Archaean) crust.



Processes in Fig 10 can be summarized followingly:

- Proterozoic block(s) + subducted slab + sediments + water subducted below Proterozoic and (partly) Archaean crust
- => Resulting to:
- Crust in the Archaean - Proterozoic border zone gets thicker, contaminated (underplated) by (wet) mafic magma, remelting of lower crust increasing the density of the crust (after cooling), => Dense crust remains very thick in isostatic balance.
- The heating of thickened crust is shown as clockwise PT-path after cooling and erosion (e.g. Pajunen, GTK,...).

This model is relatively consistent with model given later by Ekdahl et al. (1999), shown in Fig. 12.

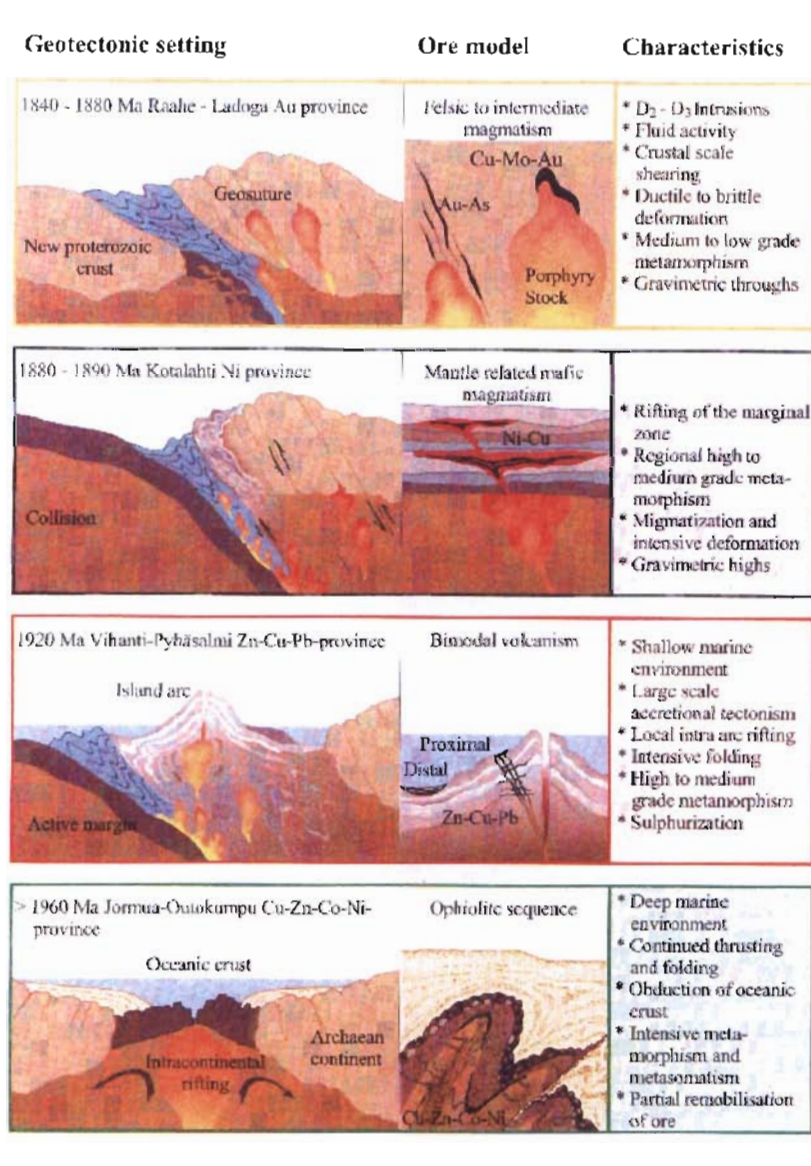


Fig. 12. Model for geotectonic evolution of Raahel-Ladoga zone (Ekdahl et al., 1999)

**References:**

- Ekdahl, E. (ed.); Philippov, N. (ed.) 1999.** Raahe-Ladoga Zone structure-lithology, metamorphism and metallogeny : a Finnish-Russian cooperation project 1996-1999. Map 3: Metallogeny of the Raahe-Ladoga Zone 1:1 000 000. Espoo: Geological Survey of Finland.
- Elo, S., Korhonen, J. & Puranen, R. 1978.** Geophysical studies of Ladoga-Bothnian Bay zone. In: Ladoga- Bothnian Bay ore zone. Vuorimiesyhdistys. Helsinki, Finland. (In Finnish).
- Koistinen, Tapio J.; Korsman, Kalevi; Virransalo, Petri 2000.** Paleoproterozoic trondhjemite migmatites in southern Finland. In: Pesonen, L. J., Korja, A. & Hjelt, S.-E. (eds.) Lithosphere 2000: a symposium on the structure, composition and evolution of the lithosphere in Finland, Espoo, Otaniemi, October 4-5, 2000: programme and extended abstracts. Institute of Seismology. University of Helsinki. Report S-41, 97-100.
- Ruotoistenmäki, T. 1996.** A schematic model of the evolution of Finnish bedrock. Geological Survey of Finland, Report of Investigation 133. 23 pages and 13 figures
- Öhlander B., Skiöld T., Elming S.-Å, Claesson S., Nisca D., H. and BABEL working group, 1993.** Delineation and character of the Archaean-Proterozoic boundary in Northern Sweden. Precambrian Res. 64, 67-84.

*Irmeli Mänttari & Pentti Hölttä*

## **EVOLUTION OF THE IISALMI BLOCK IN THE LIGHT OF THE ION MICROPROBE DATINGS**

The Iisalmi Block is the westernmost Archean area between the Kainuu Schist Belt and the Svecofennian domain in central Finland. Medium-pressure granulites in the Varpaisjärvi area, middle of the Iisalmi Block, were multiply metamorphosed since mid-Archean to Paleoproterozoic. Ion microprobe zircon U-Pb age determinations reveal the Archean granulite facies events but not the strong Paleoproterozoic overprint. There are two granulite groups on the basis of the zircon ages. In the younger age group of the area the oldest zircons are ca. 2.7 Ga. In the older group the oldest zircons are 3.2 Ga, which is the age of protolith that was melted at 2.7 Ga simultaneously with the emplacement and crystallization of igneous enderbites. Both enderbites and the leucosomes of migmatites in both granulite age groups have a zircon population whose U-Pb age is 2.7 Ga. High grade metamorphism continued after this first melting, and granulite facies conditions were prevailing between 2.68-2.61 Ga; most zircons in the younger granulites are of this age. The enderbites also have a metamorphic zircon population whose U-Pb age is 2.65-2.64. However, this granulite facies metamorphism was not able to reset 3.2-3.1 Ga zircons in the older granulites. The Rautavaara area east of the granulites underwent almost pervasive deformation and amphibolite facies metamorphism during the Svecofennian orogeny at ca. 1.9 Ga. The ion probe ages of the Rautavaara rocks are similar with the younger granulites, indicating that these retrogressed rocks once were in granulite facies. The Svecofennian metamorphism did not reset U-Pb system neither in zircons nor in all monazites, but one conventional U-Pb age determination on monazite from the Rautavaara rocks gives an age of 1.9 Ga.

*Heikki Lukkarinen, Antti Pääjärvi ja Olli Äikäs*

## SAVON HANKKEEN TUTKIMUKSISTA

Vuoden 1992 hankkeistamisessa Väli-Suomessa perustettiin hanke ”Savon alueen kallioperätutkimukset” viemään loppuun ja laatimaan Kuopion ympäristön keskeneräiset ja aloittamattomat kallioperäkarttalehdet. Käytännössä työ on käsittänyt yhdeksän kartta-aluetta: 3223 Rautalampi, 3224 Karttula (kartta julkaistu 1991), 3241 Suonenjoki, 3242 Kuopio, 3243 Leppävirta, 3244 Vehmersalmi, 3313 Vesanto (kartta julkaistu 1985, selitys julkaistu 1991), 3331 Siilinjärvi ja 3333 Juankoski. Hankepääällikkönä on toiminut Olli Äikäs, ja hankkeessa ovat työskennelleet vakinaisesti geologit Heikki Lukkarinen, Antti Pääjärvi ja Olli Äikäs sekä tutkimusavustajat Keijo Kinnunen ja Mauri Luukkonen. Vuonna 1995 kävi ilmeiseksi, etteivät resurssit riitä koko alueella työskentelyyn, ja lehdet Leppävirta ja Vehmersalmi poistettiin ohjelmasta odottamaan vuoroaan.

Vuosi 2000 merkittiin painovuodeksi kolmeen karttaan ja yhteen selitykseen: Rautalammin, Siilinjärven ja Juankosken karttoihin sekä yhdistettyyn Rautalammin ja Karttulan karttojen selitykseen. Siilinjärven ja Juankosken kartat saatiin painosta kuitenkin vasta keväällä 2001.

Savon hankkeella on ollut yhteistyötä ennen muuta Ni-hankkeen kanssa. Toiminta-alueiden päällekkäisyydestä on ollut hyötyä molemmille hankkeille. Törmälän Ni-aiheen tutkimukset käynnistyivät Antti Pääjärven kartoitushavainnosta, ja Ni-hankkeen kartoituskohteiden havainnot on saatu kallioperäkartoittajien käyttöön. Kallioperäkartoituksen ohella hankkeesta on osallistuttu merkittävällä panoksella mm. Mid-Norden –hankkeeseen, ja osittain sen yhteydessä kootusta numeerisesta kartta-aineistosta on laadittu kivilajikartat 32 ja 42 mittakaavassa 1:200 000. Toiminta-alueella on tehty kohteellista malminetsintää Juankoskella, ja hankkeen resursseista on myös käytetty osa uraanin geologian kansainväliseen seurantaan. Hankkeessa työvoimarahoituksella työskennellyt FK Hannu Rönty laati vuonna 1999 kaikkien yhdeksän karttalehden alueelta geomorfologisen kartan, jonka tiimoilta on koetettu saada uutta näkemystä maankamaraa koskevien tietojen yhdistämiseen GTK:ssa.

Hankkeen kartoitushavainnoja ja aikaisemmin kartoitettuja havainnoja on viety tietokantoihin seuraavasti (tilanne maaliskuussa 2001; Oracle kannan havainnoista suuri osa periytyy ns. Vaxkannasta ja on siten vielä tarkistamattomia):

	PC-Kalpea	Oracle
3223 Rautalampi	4839	4830
3224 Karttula	2383	191
3313 Vesanto	2099	1890
3241 Suonenjoki	10079	495
3242 Kuopio	9326	132
3331 Siilinjärvi	8021	4623
3243 Leppävirta	98	85
3244 Vehmersalmi	705	363
3333 Juankoski	10900	8220
Yhteensä	48450	20829

Jäljellä olevista kallioperäkartoista Kuopion lehti on odotettavissa ennakkotarkastukseen vuoden 2001 lopussa. Suonenjoen kartta-aluetta revidoidaan vielä kesällä 2001, ja kartan on määrä valmistua 2002. Selityksistä ovat vuorossa ensin Juankoski 2001, yhdistetty Siilinjärvi ja Kuopio 2002 ja Suonenjoki 2002. Aineiston tallennusta ja dokumentointia tehdään näiden töiden ohella, ja koko urakasta laaditaan yhteenvedoksi loppuraportti 2002.

*Heikki Lukkarinen*

## **RAAHE-LAATOKKA –VYÖHYKE KUOPION SEUDULLA**

### **Johdanto**

Tässä kirjoituksessa Kuopion seutu rajataan Siilinjärven (3331), Kuopion (3242) ja Vehmersalmen (3244) 1:100 000-mittakaavaisten karttalehtialueiden muodostamaksi alueeksi, koska teki­jällä on omakohtaisia havaintoja mainituilta karttalehdiltä. Lehdistä Siilinjärvi on valmistunut (Lukkarinen 2000) ja Kuopion lehti valmistuu vuoden 2002 aikana. Vehmersalmen kartta-alueen itäosan 1:20 000 –mittakaavaiset peruskarttalehdet 09-12 on kartoitettu Outokumpu Oy:n malminetsinnän toimesta 70-luvulla. Kartta-alueen länsireunasta on olemassa GTK:n malmietsinnän kartoitusta peruskarttalehdiltä 01-02 sekä tekijän harvapistekartoitushavaintoja mainittujen leh­tien lisäksi myös lehdiltä 03-06.

Raahe – Laatokka –vyöhykkeestä (RLV, engl. RLZ) on esitetty erilaisia käsityksiä, samoin sitä on nimitetty aikojen kuluessa eri nimillä. Ni-Cu-pitoisten malmien sijoittumisen perusteella Gaál (1972) kutsui tätä Pohjanlahdelta Laatokalle ulottuvaa vyöhykettä Kotalahden nikkeli-vyöhykkeeksi (Kotalahti Ni -Belt) ja piti sitä syväsyntyisenä wrench-siirroksena. Kahma (1973) nimitti vyöhykettä pääsulfidimalmivyöhykkeeksi (Main Sulphide Ore Belt). Nimeä Laatokan – Perämeren –malmivyöhyke on myös käytetty (esim. Kahma 1978). Suurtektonisessa merkityk­sessä vyöhykettä on kutsuttu seuraavasti: Laatokan – Perämeren –vyöhyke (esim. Simonen et al. 1978, Gaál et al. 1978), Laatokan – Perämeren tektoninen vyöhyke (Ladoga – Bothnian Bay tectonic zone; Gaál & Gorbatshev 1987) ja Raahe – Laatokka –vyöhyke (Raahe – Ladoga zone; Korsman 1988). Äskettäin julkaistussa Raahe – Laatokka –vyöhykkeen (Raahe – Ladoga Zone) rakennetta, litologiaa, metamorfoosia ja metallogeniaa kuvaavassa karttasarjassa (esim. Koisti­nen and Saltykova 1999) vyöhyke on leventynyt 290 km leveäksi luode-kaakkosuuntaiseksi kaistaksi sisältäen alueita, jotka sijaitsevat alkuperäisen sulfidimalmien sijaintia kontrolloivan, noin 50-150 km leveän ja lähes suoraviivaisen vyöhykkeen ulkopuolella. Siten myös vyöhyk­keen geologinen kehityshistoria on muuttunut alkuperäistä käsitystä monivaiheisemmaksi (esim. Koistinen 2002; Kontinen 2002, tässä abstraktikokoelmassa).

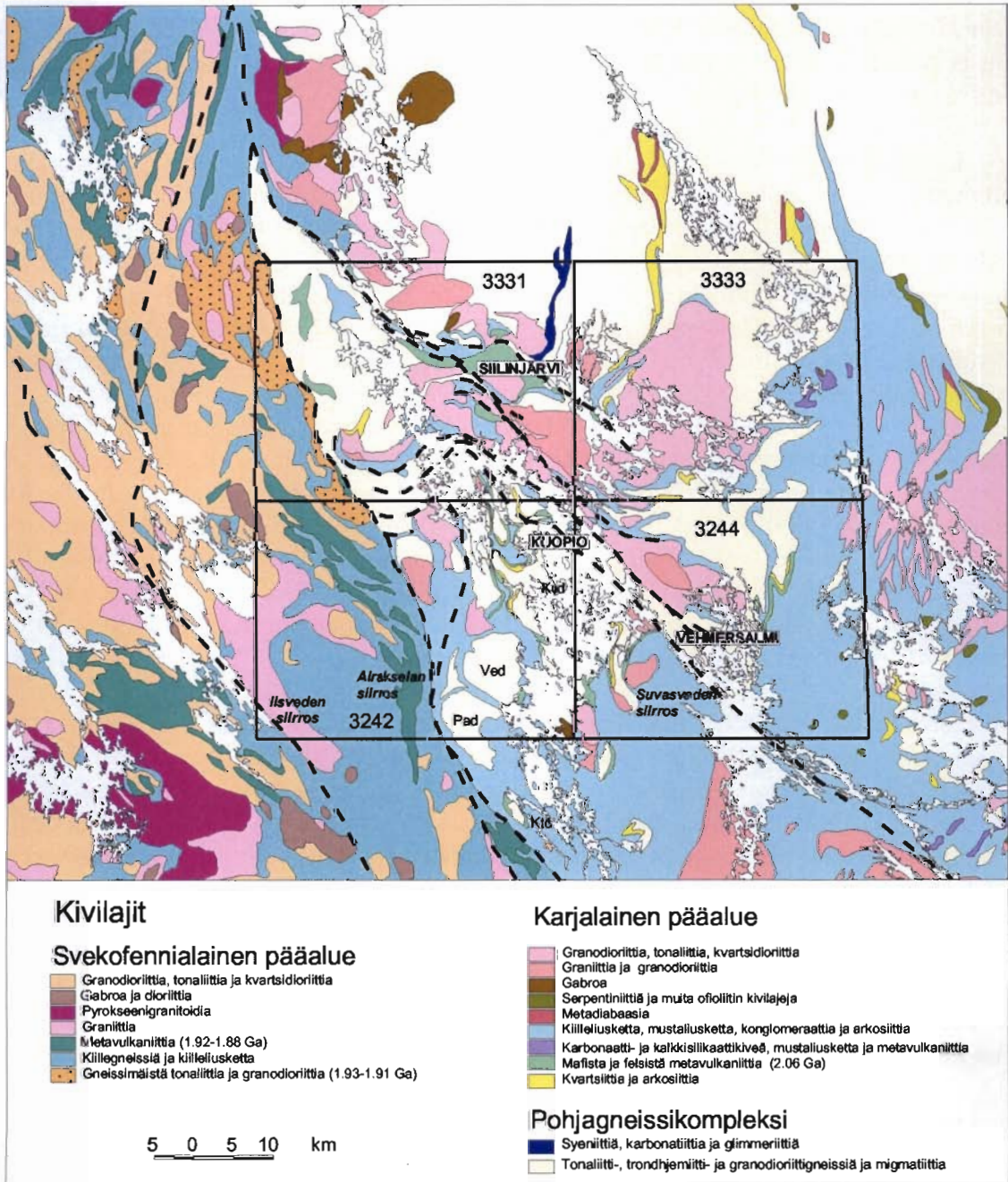
Kuopion seudulla RLV:tä tarkasteltaessa on huomioitava, että alue sijaitsee 1) arkeisen ja prote­rotsooisen kallioperän vaihettumisvyöhykkeessä, 2) proterotsooisen saarikaarisyntyisen ja mantereisen litologian törmäysvyöhykkeessä (kaari – mannertörmäys). Nykyisessä eroosiota­soissa arkeisen ja proterotsooisen kallioperän raja on paikannettavissa Kotalahden gneissidoo­milta Kuopion länsipuolitse pohjoiseen Vieremän alueelle ja sieltä edelleen Perämeren pohjuk­kaan Oulun – Kemin alueelle. Kotalahdesta kaakkoon ko. raja sijoittunee proterotsooisten muo­dostumien alle Koistisen (1981) esittämään geosutuuriin, joka on seurattavissa Haukiveden kautta Puruvedelle ja edelleen Sortavalan alueelle Laatokan pohjoisrannalle. Kratonisen mante­reen – Jatulimantereen – länsireunan ulottumisen Kuopion seudulle toi esille aikanaan Värynen (1954). Samaa asiaa korostivat Simonen et al. (1978) kuvatessaan Laatokan – Perämeren – vyö­hykkeen kallioperän erityispiirteitä ja ikää.

Tämän kirjoituksen tarkoituksena on tuoda esille nykyisiä käsityksiä Raahe – Laatokka –vyö­hykkeestä Kuopion seudulla perustuen alueelta tehtyihin opinnäytetöihin ja karttalehtityön aika­na koottuun aineistoon.



## Kivilajeista

Kuopion seutu sijaitsee Keski-Suomessa arkeisen kratonin ja proterotsooisten liuskeiden vaihtumisvyöhykkeessä. Yleisenä piirteenä voidaan sanoa, että vyöhyke on Kuopion seudulla noin 50 km leveä hierto- ja siirrosvyöhyke, jonka itä-/koillisreunassa on Suvasveden siirros ja sen paralleelit. Länsi- /lounaisreunaa rajoittaa Iisveden siirros. Airakselan siirros sijoittuu niiden puoliväliin. Vyöhykkeen itäreunan kivilajit ovat pääasiassa arkeisen pohjagneissikompleksin migmatiitteja ja granitoideja. Länsireunassa ovat enemmistönä proterotsooiset syväkivet. Väliin jäävä alue sisältää paleoproterotsooisia metasedimenttejä ja metavulkaniitteja. Alueen yleistetty kivilajikartta on kuvassa 1.



Kuva 1. Kuopion seudun sijainti ja yleistetty kivilajikartta. Muokattu 1:1 000 000-mittakaavaisesta Suomen kallioperäkarttasta (Korsman et al. 1997).



## Arkeiset kivilajit

Arkeinen pohjagneissikompleksi koostuu gneissityneestä tonaliittisesta ja kvartsidioriittisesta sekä paikoin myös graniittis-granodioriittisesta granitoidista sekä juovais-raitaisesta tonaliittis-trondhjemittisesta migmatiitista, jossa on amfiboliittia vaihtelevan levyisinä raitoina ja linsseinä. Graniittiutuminen on ollut runsainta arkeisen alueen länsireunalla.

Siilinjärvellä (3331 11, 12) pohjagneississä sijaitsee karbonatiitista (kalsiittinen karbonaatti) ja glimmeriitistä (flogopiitti) koostuva esiintymä, jota reunustaa syeniittis-feniittinen alkalikivi (Puustinen 1971). Pääosiltaan pohjois-eteläsuuntainen, mutta eteläpäästään luode-kaakkosuuntaiseksi kääntynyt esiintymä on lähes 20 km pitkä ja vajaa pari kilometriä leveä. Karbonatiittimagma purkautui noin 2609 Ma sitten syntyneeseen kuoren repeämään, mikä osoittaa arkeisen kuoren olleen jo tuolloin varsin paksun. Esiintymän karbonatiitti-glimmeriittikivessä on kolme kilometriä pitkä ja noin 600 metriä leveä avolouhos, josta louhitaan apatiittia fosforin raaka-aineksi.

Kuopion pohjagneissidoomien (Kud) länsi- ja lounaispuolella (3242 08, 07) on arkeista pohjagneissia varmuudella tunnistettavissa Vehmasmäen (Ved), Paukarlahden (Pad) ja Kotalahden (Ktd, ks. myös Gaál 1980) gneissidomeissa (Kuva 1). Niiden lisäksi arkeista pohjagneissia on tavattu vaihtelevan levyisinä ja pituisina suikaleina myös Vehmasmäen ja Paukarlahden gneissidoomien länsipuolella proterotsooisten kiillegneissien ympäröiminä. Osassa niistä on mukana myös kratonisia metasedimenttikiviä, kuten kvartsiittia ja karsikiveä. Nykyisen kartoituksen aikana pohjagneissiesiintymiä ei ole löydetty Airakselan hiertovyöhykkeen länsipuolelta.

## Proterotsooiset pintasyntyiset kivilajit

### *Arkosiitit / konglomeraatit*

Kuopiossa (3242 12, 11) on konglomeraattisia välikerroksia sisältävä epäyhtenäinen arkosiittimuodostuma (Lippumäen muodostuma; Aumo 1983, 1983 b). Muodostuma on paksuimmillaan noin 100 m tyyppipaikassaan Lippumäessä (3242 12), mutta yleensä paksuus on alle 20 metriä. Lippumäessä konglomeraattivälikerrosten paksuus vaihtelee metrillä pariin kymmeneen metriin. Konglomeraatin palloset ovat koostumukseltaan graniittia ja granodioriittia, mutta gneissikapaleita on satunnaisesti. Muodoltaan ne ovat joko lähes täysin pyöreitä tai venyneitä, jolloin niiden poikkileikkaus on pyöreä. Pyöreiden pallojen läpimitta vaihtelee 5-20 cm:iin, mutta suurimmat ovat jopa 40 cm. Arkosiitin ja pohjagneissin välinen kontakti on enemmän tai vähemmän tektonisoitunut. Sen autoktoninen/alloktoninen-luonteen selvittämistä vaikeuttavat kontaktiin tunkeutuneet graniittipegmatiittijuonet. Siilinjärvellä on tätä muodostumaa vastaava konglomeraattiesiintymä Kasurilanmäen länsirinteessä (3331 11) kvartsiitin ja pohjagneissin välisessä arkosiittisessa kivessä välikerroksena.

### *Kvartsiitit*

Kuopion (3242 12, 11, 09) orto- ja serisiittikvartsiittien joukossa on paikoin myös sillimaniittipitoisia kvartsiitteja (Kolmisopen muodostuma, ent. Vuorimäen muodostuma; Aumo 1983). Siilinjärvellä niitä vastaavat Kasurilan (3331 11), Kehvon (3331 11, 08) ja Kuopion luoteispuolella Hirvilahden kvartsiitit (3242 04). Vehmersalmella samanlaisia kvartsiitteja on mm. Puutosmäen alueella (3244 01). Kalimetasomatoosin aiheuttama kalimaasälvän kasvu on kvartsiiteissa paikoin hyvinkin runsasta. Voimakkaan metamorfisen uudelleenkitetyymisen vuoksi Kuopion seudun kvartsiiteissa nähdään vain harvoin primaarisia sedimenttirakenteita.

### *Karbonaatti- ja karsikivet*

Kuopiossa (3242 12, 11, 09) karbonaattikivet ja niihin liittyvät diopsidi- ja tremoliittipitoiset karsikivet esiintyvät vaihtelevan paksuisena epäjatkovana muodostumana (Petosen muodostuma; Aumo 1983). Karbonaattikivet ovat koostumukseltaan pääasiassa dolomiittia. Niiden joukossa on välikerroksina rikkikiisupitoista grafiittiliusketta (mustaliusketta) mm. Laivonsaarella (3331 07) ja Kuopion Jynkässä (3242 12). Grafiittia louhittiin Laivonsaarella 1900-luvun alkupuolella toimineesta grafiittilouhoksesta (Wilkman 1923). Paikoin on välikerroksina myös kiilleliusketta ja amfiboliliusketta, joista viimeksimainittua tavataan etenkin muodostuman yläosasta. Alkuperältään amfiboliliuske on mahdollisesti mafista tuhkaa ja ennakoi vulkanismin alkamista. Kuopiossa karbonaattikivistä ei ole löydetty merkittävänä stratigrafisena johtohorisonttina pidettäviä U-P-kiviä (vrt. Ekdahl 1993). Siilinjärvellä karbonaatti- ja karsikiviä on runsaammin Kehvolla (3331 08, 11) ja Maaningalla Pulkonkoskella (3331 06, 03). Siilinjärven Kuivasteenmäen (3331 08), Toson (3331 09) ja Vironniemen (3331 12) pienialaisissa karbonaatti- ja karsikiviesiintymissä on kapeita U-P-pitoisia raitoja.

### *Metavulkaniitit*

Siilinjärvellä (3331 11, 08) esiintyy tyynyraakenteisia ja massiivisia tholeiittibasalttisia metalaavoja sekä ryodasiittis-ryoliittisia ash-flow -tyyppisiä metatuffeja (Koivusaaren muodostuma; Kousa 1986). Mafista metatuffia on paikoin mafisissa metalaavoissa välikerroksina. Felsisen metatuffin zirkonin U-Pb-iän perusteella vulkaaninen toiminta tapahtui noin 2060 Ma sitten (Taulukko 1).

Kuopiossa (3242 12, 11, 09) tholeiittibasalttiset metalaavat esiintyvät varsin yhtenäisenä muodostumana (Vaivasen muodostuma; Aumo 1983). Se koostuu kolmesta erityyppisestä yksiköstä. Alin niistä on sarvivälkehajarakeita (pyrokseenin reliktejä) sisältävä porfyyrinen metalaava. Ylin yksikkö on tyynyraakenteinen osoittaen vedenalaista vulkaanista toimintaa. Keskimmäinen yksikkö on paikoin massamainen, mutta paikoin siitä löytyy tyynylaavaa muistuttavia piirteitä. Välikerroksina laavoissa on satunnaisesti magnetiittipitoista metaserttiä. Kuopion metavulkaniitit voidaan stratigrafisesti rinnastaa Siilinjärven metavulkaniitteihin.

Airakselan siirroksen länsipuolella (3242 05, 04) ja osin sen vaikutusalueella on sarvivälkegneissejä ja kvartsi-maasälpäliuskeita, jotka paikoin vuorottelevat kiillegneissien kanssa. Kivet ovat alkuperältään todennäköisesti tuffeja, vaikkakaan primaarirakenteita ei ole nähtävissä. Niiden kemiallinen koostumus vastaa basalttien, andesiittien, dasiittien ja ryoliittien koostumusta.

Vehmersalmen kartta-alueella (3244 02, 01) on mm. tyynylaavoja, jotka asunsa ja kemiallisen koostumuksensa perusteella ovat Kuopion metalaavojen kaltaisia.

### *Kiillegneissit ja -liuskeet*

Kuopion kartta-alueella esiintyy useamman tyyppisiä peliittis-psammiittisia turbidiittisia sedimenttejä, jotka ovat metamorfoituneet nykyisiksi biotiittia, plagioklaasia ja kvartsia päämineraaleina sisältäviksi kiilleliuskeiksi ja -gneisseiksi. Kuopion pohjagneissidoomien ympärillä (3242 12, 11, 09) on vallitsevana kiillegneissejä, joiden metamorfisina porfyroblasteina on sillimaniittia, kordieriittia, stauoliittia ja andalusiittia. Niiden protoliitti on ollut pääosiltaan peliittinen (Rahkamäen muodostuma; Aumo 1983), mutta niissä on granaattia sisältäviä metapsammiittisiä kerroksia ja ominaisia ovat myös kvartsiittiset välikerrokset. Kalkkisilikaattiset konkreetiomaiset enemmän tai vähemmän linssimäisiksi venyneet kappaleet ovat myös tyyppillisiä. Kvartsi- ja maasälpäkoostumuksisten suonien (leukosomin) määrä vaihtelee lähes suonettomista suonigneisseihin. Kerrallinen rakenne on usein varsin hyvin säilynyt. Välikerroksina on vaihtelevassa määrin grafiitti- ja kiisupitoisia kerroksia ja amfiboliittia.

Kuopiossa näiden Rahkamäen kiillegneissien ja Vaivasen metavulkaniittien välissä sijaitsee paikoin granaatti-, stauroliti- ja amfibolipitoista kiillegneissia, joka vastaa kemialliselta koostumukseltaan rautamuodostuman silikaattifasiesta. Varsinaisia kvartsiraitaisia oksidifasiuksen rautamuodostumakiviä (BIF) sen sijaan ei ole tavattu, vaikka Ekdahl (1993) Aumoon (1983) viitaten virheellisesti niin esittääkin.

Kuopion länsipuolella, Airakselan siirroksen itäpuolella (3244 08, 07) on psammiittisvaltaisia kiillegneissejä, metagrauvakoita, joissa metamorfisina porfyroblasteina tavataan granaattia. Näillekin metagrauvakoille kerrallinen rakenne ja kalkkisilikaattiset budinoituneet kerrospätkät tai konkreetiot ovat tyypillisiä. Paikoin on myös amfiboliittisia kerroksia, joiden protoliitti lienee mafista tuffia. Yksi näiden kiillegneissien ja Rahkamäen muodostuman kiillegneissien välinen raja on tavattu noin 10 km Kuopiosta etelään Matkuslammen tieleikkauksen kalliossa (3242 11).

Edellisistä edelleen länteenpäin, Airakselan siirroksen molemmin puolin (3242 05, 04) on noin 3-4 km leveässä vyöhykkeessä migmatoituneita kiilleliuskeita ja -gneissejä, jotka ovat flebiittis-, schlieren- ja schollenrakenteisia ja monin paikoin nebuliittisia migmatiitteja (diatekstiittejä), jolloin niiden primaarirakenteita ei voida enää tunnistaa. Kivien protoliitti on ollut peliittia ja psammiittia. Metamorfisen uudelleenkiteytymisen seurauksena peliittisissä osissa on alumiini-silikaattiporfyroblasteja ja diatekstiiteissä omamuotoisia plagioklaasi- ja kalimaasälpäkiteitä, jotka tekevät kiven asun ”ryynimäiseksi”. Kalkkisilikaattiset kappaleet ovat gneissien eri migmatoitumisasteista riippumatta selvästi tunnistettavissa.

Edellä mainitun runsaammin migmatoituneen vyöhykkeen jälkeen länteenpäin (3242 04, 02, 01) on jälleen metagrauvakoita, joissa kvartsi-maasälpäleukosomin määrä vaihtelee vyöhykkeittäin lähes olemattomasta runsaastikin suoniainesta sisältäviin flebiittisiin kiillegneisseihin (suonigneisseihin). Metamorfisina porfyroblasteina niissä esiintyy paikoin granaattia. Kerrallinen rakenne on usein nähtävissä.

Siilinjärvellä tavataan paikoin (3331 12, 11) kerrallisen primaarirakenteensa hyvin säilyttäneitä grauvakkasyntyisiä kiillegneissejä, mutta enemmistönä ovat flebiittiset ja monin paikoin lähes nebuliittiset kiillegneissit. Niissä esiintyy paikoin kapeita grafiitti- ja kiisupitoisia kerroksia.

### **Proterotsooiset intrusiivikivilajit**

Kuopion seudun proterotsooisten syväkivien koostumus vaihtelee graniitista gabroon. Raekooltaan ne ovat keskirakeisia ( $\varnothing$  2-3 mm) ja yleensä suunnittuneita. Enemmistönä ovat porfyyriset graniitti- ja granodioriittimuunnokset sisältävät 1-5 cm:n kokoisia kalimaasälpärakeita ja 0,5-1 cm:n kokoisia plagioklaasirakeita. Tonalittisissa kivissä on hajarakeina keskim. 0,5 cm:n suuruisia plagioklaasirakeita. Porfyyriset kivet sisältävät monin paikoin sulkeumina kiilleliusketta sekä pyöreähköjä kalkkisilikaattisia kappaleita. Tasarakeisia graniitteja ja granodioriitteja on porfyyrisiä vähemmän. Kontaktien leikkaussuhteiden perusteella tasarakeiset kivet ovat porfyyrisiä kiviä nuorempia. Myös tasarakeiset mafiset (gabro ja dioriitti) ja intermediaariset (kvartsidioriitti ja tonaliitti) syväkiviesiintymät ovat pienialaisia.

Omana tyyppinä voidaan erottaa Siilinjärven ja Kuopion kartta-alueiden länsireunalla olevat diatekstiitit (nebuliittiset migmatiitit), joiden koostumus vaihtelee granodioriittis-tonaliittisesta kvartsidioriittiin. Niiden restiittiaines esiintyy usein pelkkänä biotiittikasamina, mutta paikoin on jäänteitä, joissa on nähtävissä kerrallista sedimenttirakennetta. Ulkoasultaan kivet saattavat muistuttaa arkeisen pohjagneissikompleksin migmatiitteja ja granitoideja.

Kuopion seudun pohjagneissejä leikkaavat useat metadiabaasijuonet, jotka ovat etenkin alueen länsiosissa muuttuneet amfiboliiteiksi. Metadiabaasien lisäksi on runsaasti intermediaarisia mikrotonaliittijuonia, jotka ovat tyypillisimmillään komposiittijuonia, koostuen mafisesta tonaliittis-kvartsidioriittisesta hieno-/pienirakeisesta massasta, jota felsinen trondhemiittis-tonaliittinen aines verkkomaisesti ”breksioi” aikaansaaden jopa tyynylaavalta näyttäviä pseudorakenteita. Alueen liuskeisiin ja intrusiivikiviinkin tunkeutuneet felsiset juonet ovat koostumukseltaan graniittia, granodioriittia ja trondhemiittia. Graniittiset juonet ovat usein pegmatiittisia. Juonikivien leveys vaihtelee muutamasta senttimetristä useaan kymmeneen metriin.

## Metamorfoosista

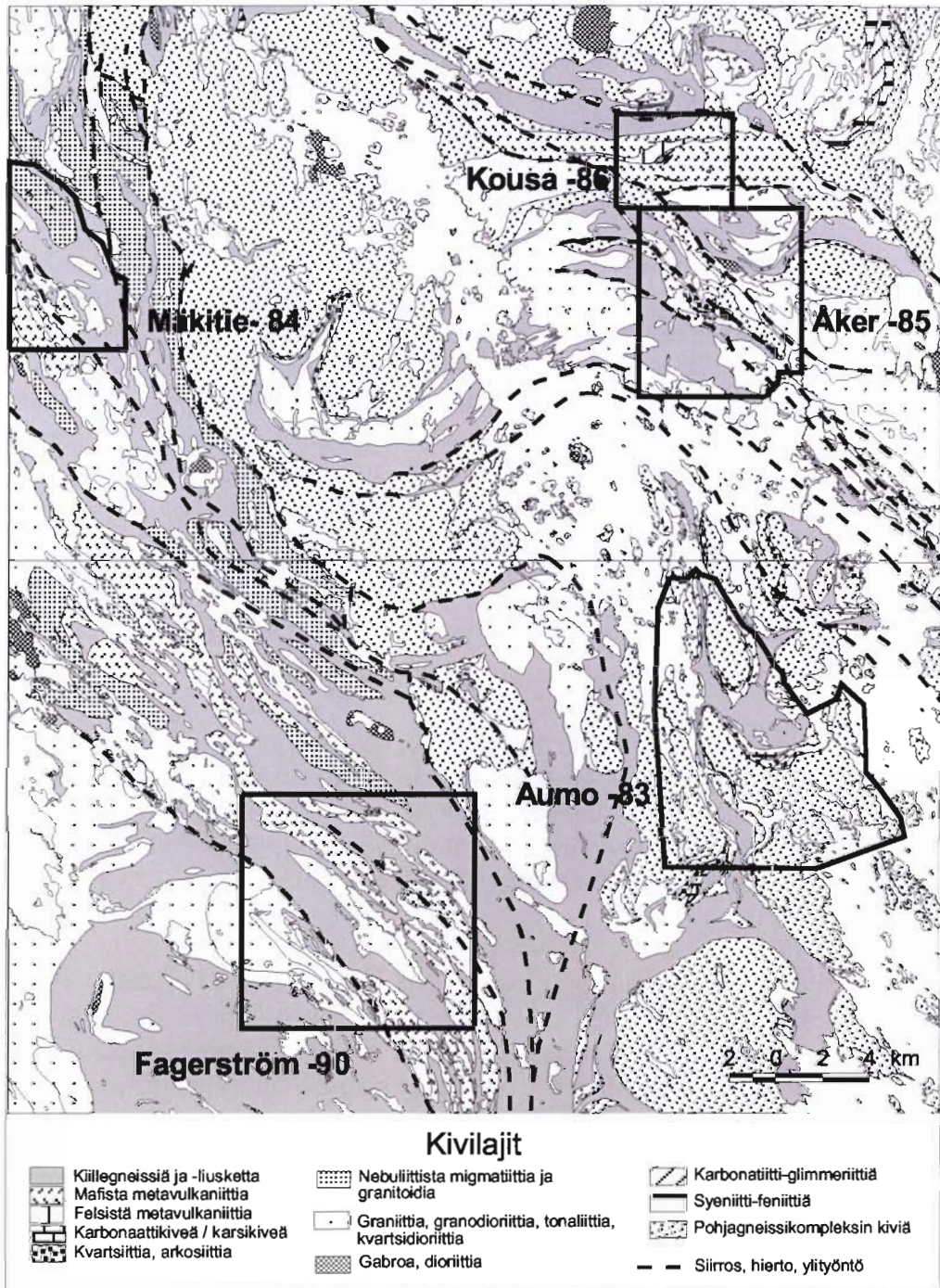
Korsman et al. (1984) ovat tuoneet esille, että Savon alueella arkeisen kratonin ja proterotsooisten kivien vaihettumisvyöhykettä luonnehtivat siirrosten rajaamat metamorfiset lohkot erotuksena Etelä-Suomen vyöhykkeellisestä metamorfoosista. Lisätietoa Kuopion seudun kallio-perän metamorfoosista on saatavissa alueelta tehtyjen julkaisemattomien opinnäytetöiden metamorfoositutkimuksista. Tutkimuskohteet ovat kuvassa 2.

Kuopiossa arkeisten pohjagneissien - migmatiittien ja granitoidien - päämineraalit ovat kvartsi, oligoklaasi, biotiitti ja sarvivälke. Kalimaasälpä on pääasiassa sekundaarista eikä muskoviittia esiinny. Paikoin oligoklaasi ja sinivihertävä sarvivälke esiintyvät yhdessä, mikä viittaisi metamorfoitumiseen amfiboliittifasioksen paine- ja lämpötilaolosuhteissa. Pohjagneissin migmatoituminen – stromaattista, schlieren, nebuliittista ja silmägneissirakennetta – osoittaa kivissä tapahtuneen anateksisen. Anateksis ja migmatoituminen edellyttävät korkeata metamorfoosiasetta (Winkler 1976), jolloin lämpötila on ainakin 650-720°C ja paine 2-4 kb eli olosuhteet vastaavat amfiboliittifasiesta (Aumo 1983).

Kuopion kvartsiiteissa on kvartsin ohella muskoviittia ja sillimaniittia. Metapeliittisten kiillegneissien tyypilliset metamorfiset indeksimineraalit ovat kordieriitti, sillimaniitti, staurolitiitti ja andalusiitti, kun taas metapsammiittisissa osissa esiintyy granaattia. Muskoviitti- ja kalimaasälpäpitoiset kiillegneissit ovat vähemmistönä. Kvartsiittien sillimaniitti-serisiitti -mineraaliparin ja kiillegneissien sillimaniitti-staurolitiitti -mineraaliparin ja toisaalta staurolitiitti-kordieriitti -mineraaliparin esiintymisen perusteella Aumo (1983) päätteli mainittujen kivien metamorfoituneen amfiboliittifasioksessa noin 620-670°C:n lämpötilassa ja 3-4 kb:n paineessa. Andalusiitin esiintyminen viittaa myöhempään retrogradiseen metamorfoosiin.

Siilinjärven Kehvon alueen (3331 08, 11; Åker 1985) kvartsiitit ovat ortokvartsiitteja ja serisiittikvartsiitteja, joissa kvartsin lisäksi on serisiittiä/muskoviittia, plagioklaasia ja kalimaasälpää. Niiden lisäksi on kvartsiitteja, joissa on kvartsin lisäksi sillimaniittia, kyaniittia yhdessä pyrofyliitin kanssa ja granaattia. Myös kapeita magnetiittipitoisia kvartsiittiraitoja on tavattu. Ympäristön kiillegneissit ovat muuttuneet monin paikoin nebuliittisiksi migmatiiteiksi, muistuttaen monin paikoin enemmänkin syväkiveä kuin metasedimenttiä. Sillimaniitin ja kyaniitin esiintyminen viittaa metamorfoosiin amfiboliittifasioksen olosuhteissa yli 600°C:n lämpötilassa ja n. 4 kb:n paineessa.





Kuva 2. Metamorfoositutkimuskohteet

Siilinjärven Koivusaaren muodostuman (3331 08, 11; Kousa 1986) mafiset vulkaniitit koostuvat pääasiassa sarvivälkkeestä ja plagioklaasista (oligoklaasi / andesiini-labradoriitti), paikoin on tavattu edellisten lisäksi granaattia ja tynnyjen välitilassa andalusiittia. Felsisten vulkaniittien tyypilliset mineraalit ovat kvartsi, plagioklaasi ja/tai kalimaasälpä, biotiitti, muskoviitti ja paikoin andalusiitti. Metamorfoosi lienee tapahtunut andalusiitin pysyvyysalueella amfiboliittifasioksen olosuhteissa noin  $600^{\circ}\text{C}$ :n lämpötilassa ja 2-3 kb:n paineessa.

Kuopiosta noin 20 km länteen Airakselan alueella (3242 05; Fagerström 1990) noin 2-3 km leveässä vyöhykkeessä migmatoituneiden kiillegneissien metamorfisina porfyroblasteina on 1) granaattia ja kordieriittia, 2) granaattia, kordieriittia ja sillimaniittia, 3) granaattia, muuttunutta kordieriittia, andalusiittia, paikoin stauoliittia ja harvemmin kyaniittia. Ortopyrokseenia on kvartsi-dioriittisessa intruusiossa. Granaatti-biotiitti- ja granaatti-plagioklaasi –mineraalipareista lasketujen paine- ja lämpötila-arvojen perusteella alueen kivet ovat metamorfoituneet noin 5-6 kb:n paineessa ja 530-660 °C lämpötilassa eli ylemmässä amfiboliittifasiyksessä. Paineen säilymistä jäähtymisen alkamisen jälkeenkin osoittaa kiillegneisseissä satunnaisemmin esiintyvä kyaniitti.

Talluskylän alueella noin 35 km Siilinjärveltä länteen (3331 02; Mäkitie 1984), kallioperä koostuu monivaiheisen deformaation ja metamorfoosin kokeneista kivilajeista. Alueella on vähemmän metamorfoituneiden gneissien joukossa kapeita, noin 325° –suuntaisia vyöhykkeitä, joissa on karkeita granaatti-kordieriitti-sillimaniittigneissejä ja ortopyrokseenipitoisia granitoideja. Metamorfiset 1) granaatti-kordieriitti-sillimaniitti-, 2) hypersteeni-kalimaasälpä-plagioklaasi-kvartsi- ja 3) hypersteeni-plagioklaasi-kvartsi -mineraaliseurueet indikoivat korkeaa metamorfoosia. Kordieriitti-granaatti- ja biotiitti-granaatti -mineraaliparien Mg-Fe-pitoisuuden perusteella lämpötilaksi on määritetty noin 600-650 °C. Kordieriitin koostumus osoittaa paineen olleen 3,5-4 kb. Mäkitien (1984) mukaan tämä ylemmän amfiboliitti-granuliittifasiuksen metamorfoosi edustaa alueen tektonis-metamorfisen kehityksen myöhäiskinemaattista vaihetta.

## Iänmäärittämisestä

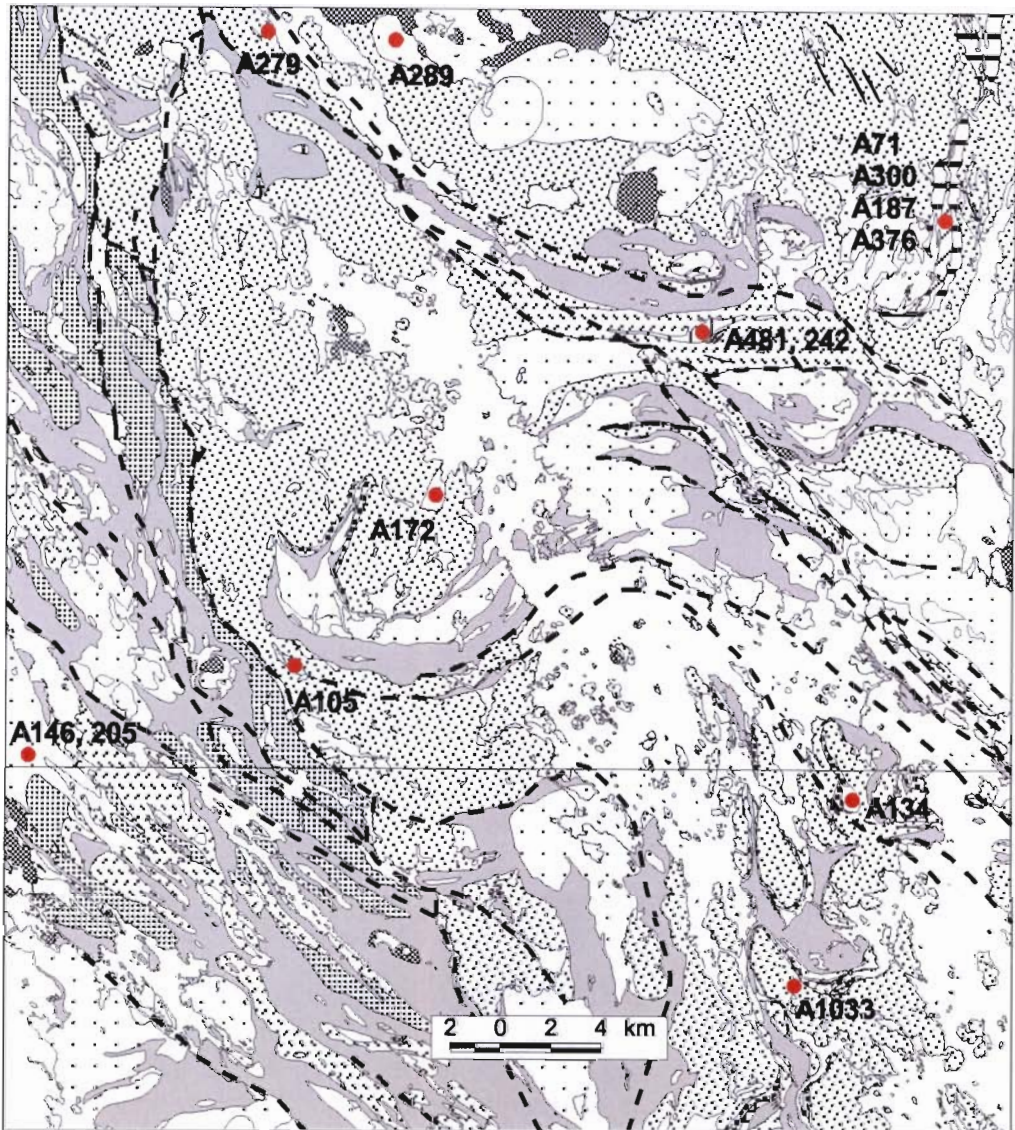
Siilinjärven ja Kuopion karttalehtialueilta on olemassa useita U-Pb-iänmäärittämiä zirkonista ja titaniitista. GTK:n isotooppigeologian laboratoriossa tehtyjen (O. Kouvo, paitsi M. Vaasjoen tekemä näyte A1033) iänmäärittämis tulokset analyysineen julkaistaan tekeillä olevassa Väli-Suomen alueen radiometrisiä iäkiä esittelevässä yhteisjulkaisussa, joten tässä esitetään vain ikätulokset. Isokroonin yläleikkauspisteen antamat iät on koottu Taulukkoon 1. Näytteiden ottopaikat ovat Kuvassa 3.

Siilinjärven karbonatiitin (A71) julkaistuna esitetty (Patchett et al. 1981) ikätulos (2580 Ma) on varmistettu uudella määrittämisellä, joten ko. ikä on todellinen. Lisänäytteet, joista näyte A376 koostuu suurista zirkonikiteistä (0,5-2 cm), osoittavat karbonatiitin kuitenkin olevan iältään hieman vanhemman (2906 Ma) ja julkaistu ikä osoittanee muodostumaan kuuluvan myös nuoremman jäsenen. Ominaista muodostumasta analysoiduille zirkonikiteille on alhainen U- ja Th-pitoisuus.

Siilinjärven Koivusaaren muodostuman felsinen vulkaniitti (A481, A242) on selvästi nuorempi (2062±2 Ma) kuin esim. Kiihtelysvaaran jatulinen mafinen vulkanismi ja siihen liittyvät meta-diabaasijuonet, jotka ovat iältään hieman yli 2100 Ma (Pekkarinen ja Lukkarinen 1991). Koivusaaren muodostuman analysoiduille zirkonikiteille on ominaista hyvin alhainen U- ja Th-pitoisuus. Felsisen vulkaniitin kokokiven negatiivinen  $\epsilon_{Nd}$ -arvo -4,5 (Huhma 1989, julkaisematon tiedonanto) viittaa arkeisen kuoren (/litosfäärin) selvään osuuteen felsisen magman synnyssä.

Kuopion Petosenmäen silmägneissinäytteen (A1033) analysoidut 5 zirkonifraktiota ovat varsin diskordantteja. Yläleikkauspisteen ikäarvio on 2485±120 Ma (MSWD = 16), mutta virheraja huomioiden ikäarviolla ei ole juuri mitään merkitystä. Myös aikaisemmin Kuopion pohjagneisseistä tehdyt iät sijoittuvat 2500 ja 2400 Ma välille. Syyksi on esitetty lyijyn episodista poistumista 1900-1800 Ma tapahtuneen orogonian aikana (Kouvo & Tilton 1966).





Kuva 3. Iänmääritysnäytteiden ottoapaikat. Kivilajikartta sama kuin Kuvassa 2.

Näytteet A279, A172, A105, A146 ja A205 valittiin analysoitaviksi arkeaisen ja proterotsooisen kallioperän rajan selvittämiseksi. Kivet ovat suunnittuneita (pilsteisiä) kvartsidioriittis-tonaliittisiä syväkiviä (ortogneissejä). Niistä näyte A279 sisältää pääasiassa lyhytprismaisia zirkonikiteitä, jotka ovat iältään arkeisia ( $2692 \pm 10$  Ma). Näytteen titaniitin ikä ( $1874 \pm 27$  Ma) osoittanee myöhempää metamorfoosia / deformaatiota.

Näytteistä A172, A105, A146 ja A205 löytyy pitkäprismaisia ja lyhytprismaisia zirkonikiteitä. Lyhytprismaiset viittaavat arkeeseen ikään. Taulukossa 1. ilmoitetut iät on tehty pitkäprismaisista kiteistä. Näytteen 105A ikä on hieman yli 1900 Ma ( $1914 \pm 14$  Ma), mutta suuri virheraja viittaa heterogeeniseen zirkoniseurueeseen. Kiven  $\epsilon_{Nd}$ -arvo  $-3,0$  ei puolla kiville arkeista alkuperää (Huhma 1989, julkaisematon tiedonanto). Arkeista materiaalia ei Sm-Nd-isotooppiaineiston mukaan ole myöskään näytteissä A105, A146. Näytteen A172 titaniitin ikä 1872 Ma on jonkin verran korkeampi kuin näytteiden A105, A146 ja A205, noin 1850-1860 Ma, tosin virherajojen perusteella tuloksissa on suurehko hajonta.

Taulukko 1. Siilinjärven ja Kuopion karttalehtialueiden zirkoni- ja titaniitti-iat (Ma ±σ)

Tunnus	Paikka	Kivilaji	Zirkoni	Titaniitti
A279	Maaninka, Kivimäki	Gneissikvartsidioriitti (pohjagneissi)	2692±10	1874±27
A1033	Kuopio, Petosenmäki	Silmagneissi (pohjagneissi)	2485±120 <sup>*)</sup>	
A71	Siilinjärvi, kaivos	Karbonatiitti	2570±7 <sup>**) )</sup>	
A300		Karbonatiitti	} 2609±3	
A187		sulkeuma karbonatiitissa		
A376		kookkaita zirkonikiteitä		
A481,242	Siilinjärvi, Koivusaari	Felsinen vulkaniitti	2062±2	
A172	Kuopio, Oravimäki	Kvartsidioriitti – tonaliitti	1882±5	1872
A105	Kuopio, Tervakangas	Kvartsidioriitti	1914±14	1850±7
A146	Karttula, Luvelahti	Kvartsidioriitti	1887±6	1852±15
A205	Karttula, Luvelahti	Kvartsidioriitti	1895±8	1860±10
A289	Maaninka, Honkamäki	Graniitti	1868±3	1868
A134a	Kuopio, Puijo	Granodioriitti	1869±5	

<sup>\*)</sup> arvio, <sup>\*\*) )</sup> Patchett et al. 1981

Edellisiä selvästi nuorempia ovat Maaningan Honkamäen itäkaako-länsiluodesuuntaisesti suunnittunut (biotittiviiruinen) graniitti ja Kuopion Puijon heikosti suunnittunut granodioriitti. Ensin mainitun zirkonin ja titaniitin iäksi saadaan 1868±3 Ma. Virherajat huomioiden Puijon granodioriitti on samanikäinen (1869±5 Ma) sen kanssa. Molemmat kivet ovat myös samanikäisiä Suvasveden granodioriitin kanssa (1870±4 Ma; Huhma 1986).

## Rakenteista

Kuopion seudulla alkuperäisen määritelmän mukaisen Raahen – Laatokan – vyöhykkeen koillis-/itäreuna rajoittuu Suvasveden siirrokseen, jota voidaan seurata Kuopion pohjoispuolelta Maaningan Tuovilanlahdesta (3332 01) Suvasveden ja Kermajärven kautta kaakkoon Puruvedelle asti. Lounais-/eteläreunassa on Iisveden siirros myloniitteineen. Näiden kahden siirroksen välinen alue on leveydeltään noin 50 km. Sen puolivälissä on Airakselan siirros, joka on seurattavissa etelään päin Varkauden kautta Haukivedelle. Pohjoiseen mentäessä Siilinjärven kartta-alueen länsireunassa siirros yhtyy arkeiseen gneissikompleksiin ja proterotsooisien litologian väliseen rajaan ja lopulta liittyy Tuovilanlahden kautta kulkevaan Suvasveden siirroksen jatkeeseen. RLV:n ja Oulujärven hiertovyöhykkeen leikkauspaikasta kaakkoon päin sijoittuvalle vyöhykkeen osalle Kärki et al. (1993) esittivät nimeksi Kuopion hiertovyöhyke (Kuopio Shear Zone). Koska Kuopion seudulla vyöhykkeelle ovat ominaisia hiertosaumia, vertikaalisiiroksia ja ylitöntösiirroksia esitetään vyöhykettä nimitettäväksi Kuopion hierto- ja siirrosvyöhykkeeksi – Kuopio shear and fault zone (KHSV – KSFZ).

Magneettisen matalalentoaineiston perusteella Siilinjärven ja Kuopion kartta-alueiden kallioperä voidaan jakaa kolmeen toisistaan eroavaan alueeseen (Korhonen 1992), joiden väliset rajat ovat Airakselan ja Suvasveden siirrosten kohdalla. Myös gravimetrisen Bouguer-anomalia-aineiston perusteella voidaan rajata kolme erilaista aluetta (Elo 1990).

Kuopion seudun standardipoikkeamakartta, ns. matokartta (muokannut J. Lerssi / Kuopio) esittää maankuoren pintaosan magneettisia poikkeamia Bouguer-anomalia-aineistosta johdetun vertikaaliderivaattakartan tavoin (Kuva 4). Menetelmässä aeromagneettisen matalalentoaineiston voimakkaita anomaliaita on tasoitettu, mutta samalla heikkoja anomaliaita on vahvistettu. Lähteen aiheuttaman anomalian maksimikohta erottuu harmaasävykuvassa tummana ”matona” ja sen molemmiin puolin näkyy vaaleana minimikohta. Koska kartoitusalueilla on erittäin runsaasti

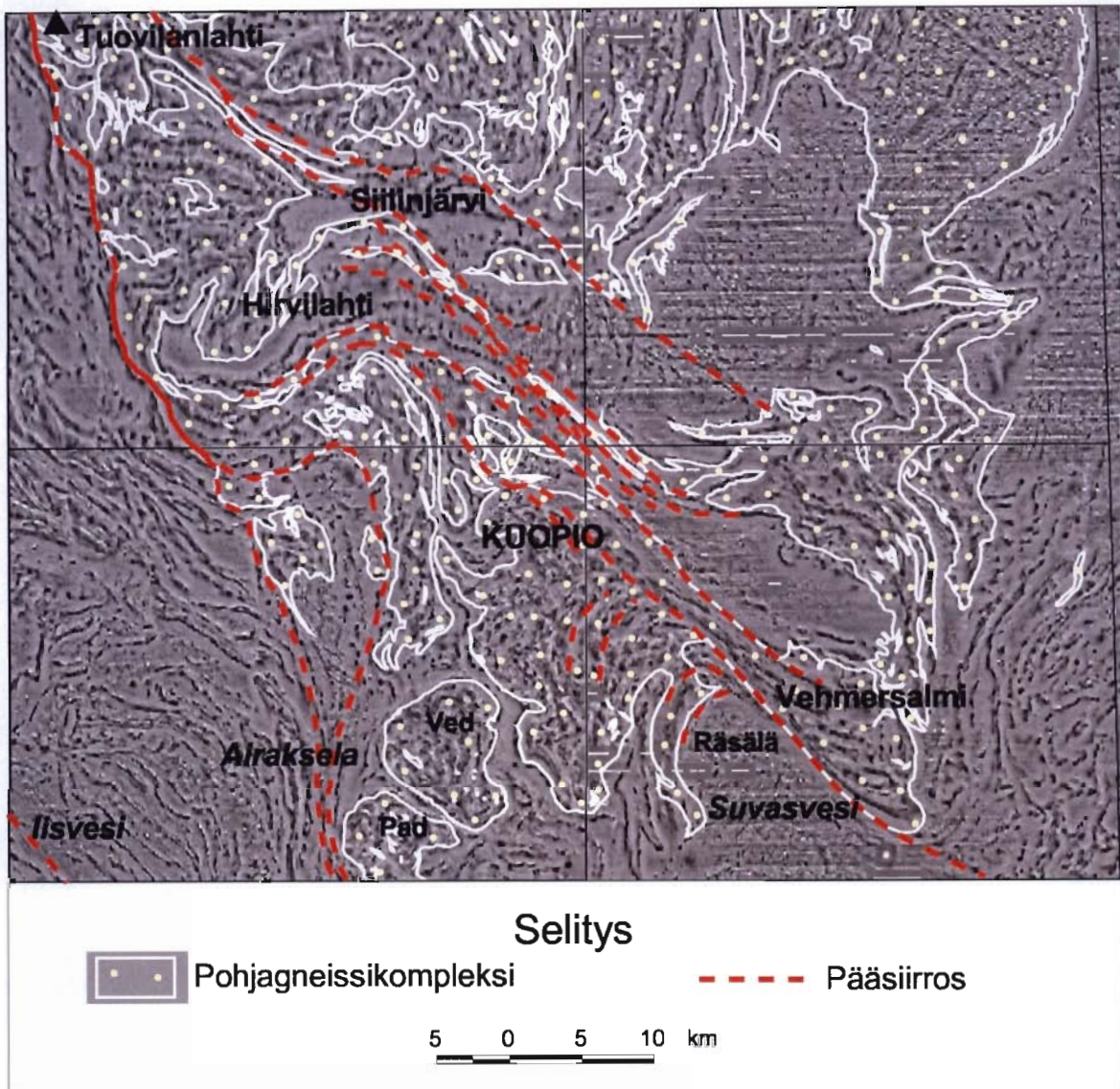
maastohavaintoja, on eri kivilajiyksiköt voitu rajata varsin hyvin jo kivilajikartoituksen perusteella ja siten on välttytty kehäpäätelmiltä eli kivilajikarttaa ei ole piirretty muutaman havainnon perusteella geofysiikkaa käyttäen. Magneettiseen aineistoon on turvauduttu niissä kohdissa missä maastohavaintoja ei ole ollut riittävästi esim. kivilajiyksiköiden kontaktin paikantamiseen. Standardipoikkeamakartat tarjoavat erinomaisen avun alueen suurrakenteiden tarkasteluun.

Karttakuvassa (Kuva 4) rengasmaisiin anomalioihin paikantuvat mm. Vehmasmäen (Ved) ja Paukarlahden (Pad) pohjagneissidomit ja häiriöttömille alueille sijoittuu yleensä syväkiviä. Liuskejaksot ja muut pitkänomaiset kivilajiyksiköt näkyvät vaihtelevan pituisina ja levyisinä nauhamaisina anomalioina. Airakselan siirroksen länsipuoli erottuu pohjoisluode-eteläkaakko-suuntaisina anomalianauhoina. Siilinjärven kartta-alueen itäosassa hahmottuu selkeästi karbonaatti-glimmeriitti-syeniittikompleksi. Sen länsipuolella on pohjagneississä lounais-koillissuuntaisia anomalioita. Keskimmaisessä osa-alueessa erottuu mm. Koivusaaren vulkaniittimuodostuma ja pohjagneississä on lähes itä-länsisuuntaisia anomalioita, jotka 'törmäävät' Airakselan siirroksen. Noiden lisäksi esiintyy arkeisen pohjagneissikompleksin anomalioita, jotka noudattavat proterotsooisten muodostumien suuntaa esim. Hirvilahden alueella Kuopiosta luoteeseen (3331 04) ja Räsälässä Vehmersalmen kartta-alueella (3244 02). Karttakuvassa näkyvä arkeinen pohjagneissikiila proterotsooisine kivineen Tuovilanlahden pohjoispuolelta Vehmersalmelle erottuu varsin selvänä oikeakätisesti siirrostuneena megakappaleena. Kaakkoispään siirtymäksi suhteessa itäpuolen pohjakompleksiin voidaan mitata noin 15 km, sen sijaan luoteispäässä siirtymää ei näyttäisi juurikaan olevan (Kuva 1). Standardipoikkeamakartasta nähdään myös miten Suvasveden siirrosvyöhyke ei ole yksi suoraviivainen siirros, vaan se sisältää useita rinnakkaisia anomaliaminimejä ja -maksimeja, joita voidaan seurata kaakosta Kuopioon saakka, jossa ne taipuvat länteen päin Pohjois-Kallavedelle ja osa edelleen Hirvilahden alueelle jonne ne sitten häviävät. Osa niistä jatkaa Siilinjärven ohitse edelleen luoteeseen.

Nämä piirteet syntyivät kun arkeinen pohjakompleksi ja sen päällä olevat proterotsooiset kivilajiyksiköt deformatuivat samanaikaisesti kratonin reunaa muokanneen deformaation D1-D2-D3-vaiheiden aikana (vrt. Koistinen 2001, tässä abstraktikokoelmassa). Mahdollisesti repeytyneen mannerreunan ympäristössä kehittynyt litologia (tarkemmin kappaleessa: Geotektoninen ympäristö ja stratigrafinen korrelointi) repeytyi yhdessä pohjagneissien kanssa D1-D2-vaiheiden aikana vaihtelevan kokoisiksi viipaleiksi, jotka työntyivät törmäyksen vastaanottaneesta aktiivreunasta etäämpänä sijainneen kratonin päälle. D3-vaiheessa ylityöntyminen ei enää jatkunut, mutta edelleen jatkunut puristus (työntö) aiheutti lopulta oikeakätisen siirrostuksen liu'uttaen kappaleita nykyisessä ilmansuunnassa luoteeseen (vrt. Koistinen 2001, tässä abstraktikokoelmassa). Tässä vaiheessa tapahtui viipaleiden pystyynkääntymistä, aikaisempien symmetristen poimujen muokkaantumista, ylityöntymistä ja yhteenpakkaantumista, jolloin Kuopion ja Siilinjärven alueille kasaantui Iisalmen jäykkää pohjagneissikompleksia vasten keskenään vuorottelevia arkeisten ja proterotsooisten kivilajien viipaleita. Samalla pohjagneissikiila teleskopoitui, lyheni, siinä määrin, että kaakkoispään siirtymä hävisi luoteispäässä olemattomaksi. Siitä osoituksena on mm. Siilinjärven länsipuolella (3331 08) nähtävissä kaakkoon viettäviä (vergenssi luoteeseen) ylityöntöpintoja, joita pitkin pohjagneissikompleksin kiviä työntyivät kvartsiittien päälle.

Suvasveden siirrosvyöhykkeen anomaliaminimit edustanevat D1-D2-vaiheen tektonisten kappaleiden - viipaleiden - välisiä rajapintoja. Viipaleet deformatuivat paikoin plastisesti vielä D3-vaiheen aikana ja niiden rajapinnoissa on nähtävissä pystyakselista laahuspienoispoimutusta ja myloniittisaumoja, jotka sijaitsevat nykyisissä pitkissä ja kapeissa järvioltaissa. Niiden rantakallioissa tavataan paikoin vaihettumissarja protomyloniitista ultramyloniiittiin. D3-vaiheessa intrudoitui vielä syväkiviä, joista osoituksena ovat mm. Maaningan Honkamäen ja Kuopion Puijon suunnittuneet noin 1870 Ma:n ikäiset granitoidit (vrt. Koistinen, tässä abstraktikokoelmassa).





Kuva 4. Kuopion seudun aeromagneettisesta matalalentoaineistosta muokattu standardipoikkeamakartta (J. Lerssi / Kuopio)

Kuopion seudun pohjagneissidoomien on esitetty olevan joko proterotsooisessa deformaatioissa diapiirisen kohoamisen seurauksena syntyneitä doomeja (Eskola 1949, Brun 1980) tai poimuinterferenssirakenteita (Bowes 1980). On myös esitetty etteivät arkeiset pohjagneissit osallistuneet proterotsooiseen deformaatioon (Bowes 1980). Tällaiset käsitykset ovat mahdollisia sen mukaan missä paikassa (avainpaljastuma) isoa rakennetta havaintoja tehdään. Kartta-alueen nykyisten maastohavaintojen perusteella on syntynyt käsitys varsin kompleksisesta tapahtumasta johon arkeinen pohjagneissikompleksi joutui osallistumaan enemmän tai vähemmän aktiivisesti. 'Primaaria' arkeista rakennetta on mahdollista nähdä ison viipaleen sisäosassa, jonne proterotsooinen deformaatio ei ole vaikuttanut yhtä tehokkaasti kuin reunaosiin. Pohjagneissien ja proterotsooisten metasedimenttien väliset kontaktit mm. Kuopion Lippumäessä ja Rasinmäessä ja pohjagneissejä leikkaavien metadiabaasijuonien deformaatio eivät tue doomien syntyä pelkästään poimuinterferenssirakenteena, vaan osa karttakuvassa nähtävistä doomien poimumisista kuvioista on kombinaatio poimutuksesta, ylityöntymisestä ja siirrostumisesta, joihin pohjagneissi

osallistui paikoin jäykkänä ylöskohonneena ja ylityöntyneenä laattana. Edellä mainitun Hirvilahden alueen laaja synformirakenne on osoitus arkeisen pohjan ja sen päällä olevien proterotsoisten kivilajiyksiköiden yhteispoimutuksesta (D1-D2-vaiheessa).

## Geotektoninen ympäristö ja stratigrafinen korrelointi

Kuopion seudun kivien stratigrafiasta esitti ensimmäiset käsitykset Wilkman (1923) jo viime vuosisadan alkupuolella. Nykyinen stratigrafiakäsitys ja nimistö eräin pienin muutoksin perustuu Aumon (1983) tekemään kartoitukseen. Siilinjärven kartta-alueen stratigrafia perustuu karttalehtityöhön. Molempien alueiden litostratigrafiset yksiköt on esitetty Kuvan 5 taulukossa.

LITOSTRATIGRAFIA		
KUOPIO		SIILINJÄRVI
<u>ML</u>	Kiillegneissia ja -liusketta	<u>ML</u>
▲		▲
	Mafista metavulkaniittia	▲
	Felsistä metavulkaniittia	(2060 Ma)
●		▲
<u>ML</u>	Karbonaattikiveä ja karsikiveä	<u>ML</u> <u>U-P</u>
	Kvartsiittia ja serisiittikvartsiittia	
○	Arkosiittia / konglomeraattiväilkerroksia	
	Pohjagneissikompleksi	
▲ metatyynyäavaa	<u>ML</u> mustallusketta	
● porfyryista metalaavaa	<u>U-P</u> uraani-fosforikiveä	
○ metakonglomeraattia		▲ Pohjabrekssia
		Pekkarinen & Lukkarinen 1991

Kuva 5. Kuopion seudun ja Kiihtelysvaaran litostratigrafia

Kuopion seudun arkosiitti- ja kvartsiittipaljastumat ovat joko kontaktissa tai lähellä kontaktia arkeisen pohjagneissikompleksin paljastumien kanssa. Jo Wilkman (1923) korosti graniittigneissin (pohjagneissi) olevan kerrostumisalustana Kuopion seudun pintasyntyisille kiville. Kuopion Lippumäen arkosiittia konglomeraattikerroksineen on tavattu pienialaisina paljastumina kvartsiitin ja pohjagneissikompleksin gneissien välissä. Muodostuma edustanee fluviaalisen ympäristön kerrostumia (Aumo 1983). Koska Lippumäen muodostuman konglomeraattikerrokset eivät ole pohjakonglomeraatti- tai pohjabrekssia-asemassa kerrostumisalustansa nähden, ei niitä voida suoraan rinnastaa esim. Kiihtelysvaaran alueen pohjamuodostumiin (Pekkarinen 1979), eikä siten myöskään ole perusteltua kutsua niitä sariolalaisiksi muodostumiksi (vrt. Aumo 1983), ainakaan litostratigrafisessa merkityksessä.

Ilman selvää eroosiopintaa (tai ei ole vielä löydetty ?) arkosiittiset kivet muuttuvat kvartsin määrän lisääntyessä ja vastaavasti maasälvän vähentyessä 0,5 m:n matkalla Kolmisopen muodostuman kvartsiiteiksi. Orto-, serisiitti- ja paikoin sillimaniittikvartsiittien aines on alunperin ollut



savipitoista kvartsihiekkää (Ojakangas 1965). Sialisen (kontinentaalisen) kuoren päälle kerrostuneen kvartsiittimuodostuman kerrostumisympäristönä on voinut ollut matala joko epikontinentaalinen tai perikontinentaalinen (shelf) meri. Aumo (1983) tulkitsee Kuopion kvartsiitit perinteiseksi jatulkvartsiiteiksi ja rinnastaa ne Kiihtelysvaaran kvartsiitteihin. Vaikka Kuopion kvartsiitteja pidettäisiin jatulisina, niin epätietoisuus vallitsee mihin Kiihtelysvaaran (Pekkarinen & Lukkarinen 1991) tai Kolin alueen (Kohonen & Marmo 1992) litostratigrafiseen yksikköön ne ovat liitettävissä. Onkin ehkä parempi tehdä aikastratigrafinen rinnastus, sillä nämä nykyisin lännestä löydettävät kratonin reunan muodostumat ovat ilmeisesti kehittyneet kokonaan eri altaassa, mutta samanaikaisesti, kuin idempänä olevat muodostumat.

Kolmisopen muodostuman yläosissa on kapeita karbonaatti- ja kalkkisilikaattipitoisia raitoja ja karbonaatin lisääntyessä kvartsiitti vaihettuu Petosen muodostuman dolomiittiseksi karbonaattikiveksi. Karbonaattikivien liittyminen läheisesti kvartsiitteihin sekä karbonaattikivissä olevat kiille- ja amfiboliliuskekerrokset osoittavat niiden kerrostuneen rannanläheisessä matalassa altaassa. Mustaliuskeet viittaavat ajoittain suljettuina olleisiin altaisiin. Ei Aumo (1983) eikä tämän kirjoittaja ole kartoitustyön yhteydessä löytänyt Kuopion karbonaattikivistä U-P-kivikerroksia, joten U-P-kivien esiintymisen perusteella Kuopion karbonaattikiviä ei voida rinnastaa Pielaveden alueen karbonaattikiviin, kuten Ekdahl (1993) tekee. Vaivasan muodostuman karbonaattikivien rinnastamista Kiihtelysvaaran ylempiin karbonaattikiviin (Petäikön muodostuma; Pekkarinen & Lukkarinen 1991) tukee molempien muodostumien karbonaattikivien hiilen samanlainen  $\delta^{13}\text{C}$  -arvo (4 - 6 ‰; Karhu 1993). Siilinjärven Kuivasteenmäen, Toson ja Vironniemen U-P-kivet voidaan yhdistää idempänä sijaitsevan Temon alueen (3333 02) vastaaviin kiviin (Vaasjoki et al. 1980; Äikäs 2000).

Kuopion ja Siilinjärven metalaavojen kemialliset koostumukset sijoittuvat erotteludiagrammeissa joko laatansisäisten (WPB) tai valtameren keskiselänten (MORB) basalttien kenttiin. Ottaen huomioon metalaavojen läheisen suhteen kontinentaalsiin metasedimenttikiviin lienee niiden todennäköinen purkautumisympäristö mantereinen repeytymä (rift) tai repeytyneen mannerreunan ympäristö. Metalaavojen tyyne rakenteet ja vähäiset mantelit osoittavat purkausten tapahtuneen vedenalaisina, mutta siinä vaiheessa jo kohtalaisen syvässä altaassa. Näiden noin 2060 Ma ikäisten vulkaniittien stratigrafista korrelointia tehtäessä on huomioitava, että Kuopion seudulta ei ole tavattu 2100 Ma:n ikäisiä vulkaniitteja, jollaisia sijoittuu Kiihtelysvaaran alueella stratigrafisesti alempien ja ylempien kvartsiittien ja niitä peittävien alempien karbonaattikivien väliin (Pekkarinen & Lukkarinen 1991). Mainittakoon, että niiden karbonaattikivien hiilen  $\delta^{13}\text{C}$  -arvo on 10 - 12 ‰ (Karhu 1993). Ajallisesti Kuopion seudun vulkaniitit voisivat vastata Kiihtelysvaaran karbonaattikivien joukossa sijaitsevia ylempiä vulkaniitteja, joista tosin ei ole iänmäärittystä.

Airakselan siirroksen tuntumassa olevat saarikaarityypiset metavulkaniitit voivat olla rinnastettavissa Pyhäsalmen alueen (Kousa et al. 1994) samoin kuin Rautalammin alueen (Lahtinen 1994) ja Pielaveden (Ekdahl 1993) saarikaariympäristön metavulkaniitteihin. Pyhäsalmen Riitavuoren kompleksin felsisen metavulkaniitin zirkonin U/Pb-ikä on  $1921 \pm 2$  Ma (Kousa et al. 1994). Sen perusteella saarikaarityypinen vulkanismi Raahe-Laatokka -vyöhykkeellä on noin 140 Ma nuorempaa kuin Kuopion ja Siilinjärven rift-vulkanismi (2060 Ma).

Kuopion doomien välittömässä ympäristössä sijaitsevien kiilleliuskeiden ja -gneissien paikoin varsin hyvin säilyneistä primaarirakenteista päätellen niiden protoliitti on ollut turbidiittista peiliittiä ja grauvakkahiekkää. Kivissä ei ole nähtävissä konglomeraattikerroksia, joten ne edustanevat turbidiittialtaan distaalisempaa osaa. Airakselan siirroksen molemmiin puolin olevat psamiittivaltaiset kiillegneissit voivat olla Pielaveden itäpuolen ja Kiuruveden-Pyhännän alueen

kiillegneissien kanssa samaan altaaseen kerrostuneita metaturbidiitteja. Niiden tyyppisiä metasedimenttejä on esitetty olevan myös Laatokan luoteisrannalla (Koistinen & Saltykova 1999).

## Yhteenveto

Loppuyhteenvetona korostettakoon, että Kuopion seudun kontinentaalis-epikontinentaaliset metasedimentit – arkosiitti/konglomeraatti-kvartsiitti-karbonaattikivi/karsikivi – ja niihin läheisesti liittyvät tholeiittibasalttiset metavulkaniitit muodostavat seudulle ominaisen kivilajiseurueen – Kuopio-tyyppi. Kiillegneissit voidaan erottaa joko karjalaiseen pääalueeseen tai svekofennialaiseen pääalueeseen kuuluviksi. Vulkaniittien yhteydessä olevat sedimenttikivet osoittavat Kuopion seudun vulkaniittien purkautuneen mantereisessa ympäristössä.

Läntisin tunnettu Kuopio-tyyppinen seurue sijaitsee Hirvilahden alueella noin 20 km Kuopiosta länsiluoteeseen. Kuopion seudun kivien rinnastaminen Pielaveden alueen kiviin (Ekdahl 1993) ei ole perusteltua, koska viimeksi mainitulla alueella ei ole Kuopio-tyyppisiä kvartsiitteja ja karbonaattikivien hiilen  $\delta^{13}\text{C}$ -arvo on tyypillinen merellisten karbonaattien arvo (Karhu 1993). Merkittävin korrelointia vastaan oleva seikka on se, että Pielaveden alueen metasedimenttien kerrostumisalustana pidetyt tonaliittiset gneissit ovat iältään noin 1930-1910 Ma (Ekdahl 1992, Lahtinen 1994) eikä niiden ole todettu olevan alkuperältään arkeisia (Lahtinen & Huhma 1997). Rinnastaminen suoraan esim. Kiihtelysvaaran jatulimuodostumiin ei myöskään ole täysin aukoton: Kuopion seudulta puuttuu mm. 2100 Ma:n ikäinen vulkanismi samoin kuin karbonaattikivet, joiden hiilen  $\delta^{13}\text{C}$ -arvo on  $\geq +10\text{‰}$  (Karhu 1993).

Kuopio-tyyppisen kivilajiseurueen esiintyminen Laatokan pohjoisrannalla Sortavalan ja Pitkärannan alueilla herättää ajatuksen alueiden kuulumisesta samaan sedimentaatio-/repeämävyöhykkeeseen, joka on ehkä kehittynyt asteettain mantereisesta repeämäaltaasta repeytyneen mannerreunan tyyppiseksi altaaksi. 1900-1800 Ma:n metamorfoosi- ja deformaatiotapahtumat muokkasivat vyöhykkeen litologiaa ja rakenteita nykyisin nähtäväksi.

## Kirjallisuusviitteet

- Aumo, R. 1983.** Kuopion Pienen Neulamäen ympäristön kallioperä ja stratigrafia. Julkaisematon pro gradu-tutkielma, Turun yliopisto, geologian laitos. 113 s.
- Aumo, R. 1983 b.** The Proterozoic metasedimentary and metavolcanic mantle of the Kuopio domes. In Laajoki, K. and Paakkola, J. (eds) Exogenic processes and related metallogeny in the Svecokarelian geosynclinal complex. Guidebook of the field trip for the IGCP projects 91 and 160 to eastern, central and southern Finland, August 17-26, 1983. Geol. Surv. Finland, Guide 11, 86-99.
- Bowes, D.R. 1980.** Structural sequence in the gneissose complex of eastern Finland as basis for correlation in the Presvecokareliides. Acta Geologica Polonica, 30 (1), 15-26.
- Brun, J.P., Gapais, D. and le Theoff, B. 1981.** The mantled gneiss domes of Kuopio (Finland): interferring diapirs. Tectonophysics 74, 283-304.
- Ekdahl, E. 1993.** Early Proterozoic Karelian and Svecofennian formations and the Evolution of the Raahe-Ladoga Ore Zone, based on the Pielavesi area, central Finland. Geological Survey of Finland Bulletin 373. 137 s.
- Elo, S. 1990.** Painovoimakartat ja kallioperän tiheysominaisuudet. Sivu 33 julkaisussa: P. Alalammi (toim.) Suomen kartasto, Vihko 123-126 Geologia. Maanmittauslaitos ja Suomen Maantieteellinen Seura.

- Fagerström, P. 1990.** Karttulan kunnan Koskenkylän ja Airakselan alueen kivilajeista. Julkaisematon pro gradu -tutkielma, Helsingin yliopisto, geologian laitos. 82 s.
- Gaál, G. 1972.** Tectonic control of some Ni-Cu deposits in Finland. 24<sup>th</sup> Int. Geol. Congr., Montreal 1972, Section 4: 215-224.
- Gaál, G. 1980.** Geological setting and intrusion tectonics of the Kotalahti nickel-copper deposit, Finland. Bull. Geol. Soc. Finland 52 (1), 101-128.
- Gaál, G. and Gorbatshev, R. 1987.** An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield. Precambrian Research 35, 15-52.
- Gaál, G., Parkkinen, J. ja Talvitie, J. 1978.** Laatokan – Perämeren –vyöhykkeen tektoniikka. Julkaisussa: Laatokan – Perämeren –malmivyöhyke. Vuorimiesyhdistys – Bergsmannaföreningen ry., s.20-35.
- Huhma, H. 1986.** Sm-Nd, U-Pb and Pb-Pb isotopic evidence for the origin of the Early Proterozoic Svecokarelian crust in Finland. Geol. Surv. Finland, Bull. 337, 48 p.
- Kahma, A. 1973.** The main metallogenic features of Finland. Geological Survey of Finland Bulletin 265. 28 s.
- Kahma, A. 1978.** Pääsulfidimalmivyöhykkeestä. Julkaisussa: Laatokan – Perämeren –malmivyöhyke. Vuorimiesyhdistys – Bergsmannaföreningen ry., s. 5-9.
- Karhu, J. 1993.** Palaeoproterozoic evolution of the carbon isotopic ratios of sedimentary carbonates in the Fennoscandian Shield. Geological Survey of Finland, Bulletin 371. 87 p
- Kohonen, J. and Marmo, J. 1992.** Proterozoic lithostratigraphy and sedimentation of Sariola and Jatuli-type rocks in the Nunnanlahti-Koli-Kaltimo area, eastern Finland; implications for regional basin evolution models. Geological Survey of Finland, Bulletin 364. 67 p
- Koistinen, T. J. 1981.** Structural evolution of an early Proterozoic strata-bound Cu-Co-Zn deposit, Outokumpu, Finland. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences 72, 115-158.
- Koistinen, T. and Saltykova, T. 1999.** Structure-lithology, metamorphism and metallogeny of the Raahe – Ladoga Zone, Map 1: Structure-lithology 1:1 000 000. Geological Survey of Finland.
- Korhonen, J. 1990.** Kallioperän magneettiset ominaisuudet. Sivut 26-29 julkaisussa: P. Alalammi (toim.) Suomen kartasto, Vihko 123-126 Geologia. Maanmittauslaitos ja Suomen Maantieteellinen Seura.
- Korsman, K. 1988 (ed.).** Tectono-metamorphic evolution of the Raahe-Ladoga zone. Geological Survey of Finland Bulletin 343. 96 s.
- Korsman, K., Hölttä, P., Hautala, T. and Wasenius, P. 1984.** Metamorphism as an indicator of evolution and structure of the crust in Eastern Finland. Geol. Surv. Finland, Bull. 328, 40 p.
- Korsman, K., Koistinen, T., Kohonen, J., Wennerström, M., Ekdahl, E., Honkamo, M., Idman, H. & Pekkala, Y. (editors) 1997.** Suomen kallioperäkartta - Berggrundskarta över Finland - Bedrock map of Finland 1:1 000 000. Geological Survey of Finland, Espoo, Finland.
- Kousa, J. 1986.** Koivusaaren vulkaniittimuodostuma Siilinjärvellä. Julkaisematon pro gradu -tutkielma, Turun yliopisto, geologian laitos. 117 p.
- Kousa, J., Marttila, M. and Vaasjoki, M. 1994.** Petrology, geochemistry and dating of Paleoproterozoic metavolcanic rocks in the Pyhäjärvi area, central Finland. Geological Survey of Finland, Special Paper 19, 7-27.
- Kouvo, O. and Tilton, F.R. 1966.** Mineral ages from the Finnish Precambrian. J. Geol. 74 (4), 421-442.
- Kärki, A., Laajoki, K. and Luukas, J. 1993.** Major Palaeoproterozoic shear zones of the central Fennoscandian Shield. Precambrian Research 64, 207-223.
- Lahtinen, R. 1994.** Crustal evolution of the Svecofennian and Karelian domains during 2.1-1.79 Ga, with special emphasis on the geochemistry and origin 1.93-1.91 Ga gneissic tonalites and associated supracrustal rocks in the Rautalampi area, central Finland. Geological Survey of Finland, Bulletin 378. 128 s.

- Lahtinen, R & Huhma, H. 1997.** Isotopic and geochemical constraints on the evolution of the 1.93-1.79 Ga Svecofennian crust and mantle in Finland. *Precambrian Research* 82, 13-34.
- Lukkarinen, H. 2000.** Kallioperäkartta - Pre-Quaternary rocks. Lehti - Sheet 3331, Siilinjärvi. Suomen geologinen kartta - Geological map of Finland 1:100 000.
- Mäkitie, H. 1984.** Tervon Talluskylän suprakrustisten kivien korkean asteen metamorfoosi. *Julkaisematon pro gradu -tutkielma*, Helsingin yliopisto, geologian laitos. 113 s.
- Ojakangas, R. 1964.** Petrography and sedimentation of the Precambrian Jatulian quartzites of Finland. *Bull. Comm. geol. Finlande* 214. 74 p.
- Patchett, P.J., Kouvo, O., Hedge, C.E & Tatsumoto, M. 1981.** Evolution of continental crust and mantle heterogeneity: evidence from Hf isotopes. *Contrib Mineral Petrol* 78, 279-297.
- Pekkarinen, L.J. 1979.** The Karelian formations and their depositional basement in the Kiihtelysvaara - Värtsilä area, East Finland. *Geol. Surv. Finland, Bull.* 301, 141 p.
- Pekkarinen, L. J. & Lukkarinen, H. 1991.** Paleoproterozoic volcanism in the Kiihtelysvaara-Tohmajärvi district, eastern Finland. *Geol. Surv. Finland Bull.* 357. 30 p.
- Puustinen, K. 1971.** Geology of the Siilinjärvi carbonatite complex, Eastern Finland. *Bull. Comm. geol. Finlande* 249. 43 p.
- Simonen, A., Helovuori, O. ja Kouvo, O. 1978.** Laatokan – Perämeren –vyöhykkeen kallioperän erikoispiirteistä ja iästä. *Julkaisussa: Laatokan – Perämeren –malmivyöhyke. Vuorimiesyhdistys – Bergsmannaföreningen ry., s.10-19.*
- Vaasjoki, M., Äikäs, O. & Rehtijärvi, P. 1980.** The age of mid-Proterozoic phosphatic metasediments in Finland as indicated by radiometric U-Pb dates. *Lithos* 13, 257-262.
- Väyrynen, H. 1954.** Suomen kallioperä. *Tiedekirjasto n:o 27.* Otava, Helsinki. 260 p.
- Wilkman, W.W. 1923.** Kuopion seudun kivilajit. Suomen geologinen komissioni. *Geoteknillisiä tiedonantoja* 36. 64 p.
- Winkler, H. 1979.** Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer Verlag, New York. 344 p.
- Åker, K. 1985.** Kehvo-området geologi – en petrologisk-, stratigrafisk- och structurgeologisk studie. *Julkaisematon pro gradu –tutkielma.* Åbo Akademi, geologian ja mineralogian laitos. 70 s.
- Äikäs, O. 2000.** Kallioperäkartta - Pre-Quaternary rocks. Lehti - Sheet 3333, Juankoski. Suomen geologinen kartta - Geological map of Finland 1:100 000.

*Olli Äikäs*

## JUANKOSKEN KARTTA-ALUEEN KALLIOPERÄSTÄ

Juankosken kartta-alue käsittää pääasiassa alueita Juankosken, Kuopion ja Nilsin kaupungeista sekä pieniä osia Kaavin, Siilinjärven ja Tuusniemen kunnista. Geologisesti kartta-alue sijoittuu arkeisen kallioperäyksikön puolelle, koilliseen Suvasveden siirrosvyöhykkeestä, joka yhdessä Iisveden siirrosvyöhykkeen kanssa muodostaa keskeisen osan Raahe-Laatokka-vyöhykkeestä Kuopion alueella.

Noin puolet kartta-alueen kallioperästä kuuluu arkeisen pohjakompleksin kivilajeihin, mutta kivilajivaihtelun määrää kuvaa se, että kaikilla muilla peruskartan lehdillä paitsi ruudussa O9 esiintyy myös proterotsooisia pintasyntyisiä kiviä; tässäkin ruudussa pohjakompleksin kivilajeja leikkaavat proterotsooiset juonikivet. Arkeisia kivilajeja ovat TTG-migmatiitit, (gneissi)tonaliitit, muut gneissit (amfiboliitti, kiillegneissi, kvartsi-maasälpagneissi, silmägneissit) ja kemiallisesti muuttuneet kivet (joita luonnehtivat vaihtelevat mineraaliyhdistelmät GRAN-KORD-ANTO-SILL-KYAN-MAGN).

Proterotsooisten liuskeiden ja gneissien kerrosjärjestys on Nilsissä Kinahmin – Temon liuskejaksossa seurattavissa näin (hakasuluissa ilmaistut kerrokset eivät ole kauttaaltaan jatkuvia):

Kiillegneissi	(ylinnä)
[Kvartsiitti/kiillegneissi (metaturbidiittia?)]	
[Silikaattinen rautamuodostumakivi]	
[Mustaliuske]	
[Amfiboliitti]	
Kalkkisilikaattikivi & dolomiitti	
Kvartsiitti	
[Polymiktinen konglomeraatti]	
[Kvartsiitti/arkosiitti]	(alinna)

Metasedimenteissä on niukasti alkuperäisiä sedimenttirakenteita. Kvartsiitista on löydetty virtakerroksellisuutta ja aallonmerkkejä vain Kinahmin louhoksessa. Eräissä amfiboliiteissa on merkkejä tyynyraakenteista tai laavabreksiasta. Juurusveden altaan ja sen ympäristön kiillegneisseille ovat tyypillisiä kalkkisilikaattilinssit, joista osa lienee konkreetioita, osa ilmeisiä katkeilleiden välikerrosten paloja. Sedimenttirakenteita ovat tuhonneet sekä deformaatio että migmatiittituuminen. Etenkin eteläosissa aluetta kvartsiitit muistuttavat monin paikoin pegmatiitteja niissä esiintyvän sekundaarisen kalimaasälvän vuoksi. Granaattia, sillimaniittia, kordieriittia ja stauroliittia esiintyy metasedimenteissa porfyroblasteina.

Alueen itäosassa Juankosken ja Kaavin välillä esiintyy serpentiniittia muutamien kymmenien metrien läpimittaisina pahuina kalliassa. Suuret siirtolohkareet, lohkareviuhkat ja malmiyhtiöiden vanhat tiedot osoittavat, että pahuja on enemmän kuin kartalla on voitu näyttää. Alueen suurin gabron esiintymä on Nilsin Murtolahden ”bytowniittigabro”; pienempiä gabropahuja on lisäksi muutamia. Tonaliiittiset ja kvartsidioriittiset kivet ovat alueen runsaimpina esiintyviä syväkiviä. ”Juuruksen tonaliitti” on keskiraakasta, suunnittunutta, paikoin hennosti porfyyrista kiveä. Kuopion Talvisalon ympärillä sitä leikkaavat mikrotonaliitti sekä Talvisalossa keskiraakainen tonaliitti-kvartsidioriitti-dioriitti. Vastaavia kvartsidioriittis-dioriittisen kiven esiintymiä on muuallakin, esimerkiksi Rissalan lentokentän reunassa. Nuorempia syväkiviä ovat harmaa tonaliitti-granodioriitti-graniitti (Maarianvaaran graniitin vastine?), punertavat, usein porfyyriset graniitit (Jännevirran seudun Honkamäki) ja Nilsin Pajulahden syeniitti.



Kartta-alueen proterotsooisista juonikivistä metadiabaasit ovat vanhimpia, muut juonet leikkaavat niitä. Mikrotonaliiteiksi on kutsuttu laajaa intermediaaristen hienorakeisten juonten ryhmää, joka toisin kuin A. Huhman (1975, 1981) kuvauksissa on tässä käsitetty sisältämään sekä Maa-rianvaaran graniittia nuorempia että sitä vanhempia juonia. Mikrotonaliiteille ovat tyypillisiä mixing- ja mingling-rakenteet (ks Rautiainen 2000). Tavallisimmin mikrotonaliitteja leikkaavat granodioriitti- graniitti- ja pegmatiittigraniittijuonet. Nilsiässä Vuotjärven saarista havaittiin lamprofyrijuoni kalliiossa ja toinen lohkaressa.

Kartta-alueen nuorimpia kivilajeja ovat kimberliitit, joita kallioperäkarttaan on merkitty kymmeneen paikkaan Alwima Oy:n antamien sijaintitietojen ja Malmikaivos Oy:n valtausselosteiden perusteella. Suomen 25 ensimmäisestä esiintymästä (esim. Vartiainen 1998, O'Brien & Tyni 1999) kartta-alueella sijaitsevat mm. numero 10 (Kuopion Ryönä), numerot 14 ja 20 (Juankosken Ala-Vehkalahti) ja 25 (Kuopion Viitasalo).

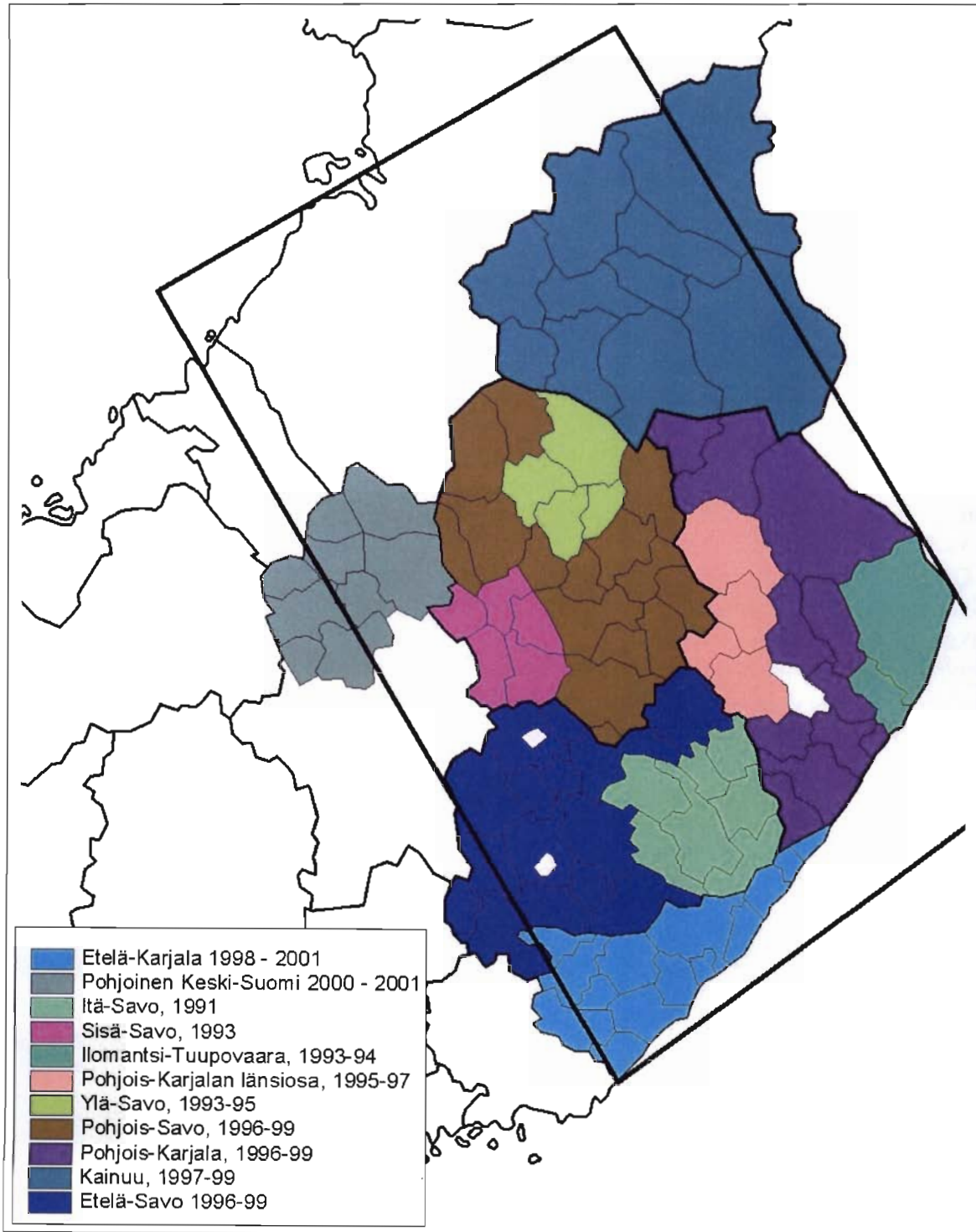
## VIITTEET

- Huhma, A. 1975.** Outokummun, Polvijärven ja Sivakkavaaran kartta-alueiden kallioperä. Summary: Precambrian rocks of the Outokumpu, Polvijärvi and Sivakkavaara map-sheet areas. Suomen geologinen kartta 1:100 000 : kallioperäkartan selitykset lehti 4222, 4224, 4311. 151 p.
- Huhma, A. 1981.** Youngest Precambrian dyke rocks in North Karelia, East Finland. Bulletin of The Geological Society of Finland 53 (2), 67-82.
- O'Brien, H.E & Tyni, M. 1999.** Mineralogy and Geochemistry of Kimberlites and Related Rocks from Finland. Proceedings of the 7th International Kimberlite Conference, p.625-636. In: Gurney, J. J. [et al.] (eds.) Proceedings of the 7th International Kimberlite Conference, University of Cape Town, South Africa, April 11-17, 1998. Vol. 2: L-Z. Cape Town: University of Cape Town, 625-636.  
([http://www.gsf.fi/explor/webdocs/kimberlite/finnish\\_kimberlites.htm](http://www.gsf.fi/explor/webdocs/kimberlite/finnish_kimberlites.htm))
- Rautiainen, J. 2000.** Arkeaisen kratonin reunalla esiintyvät intermediaariset juonet Iisalmen, Juankosken ja Siilinjärven alueilla. Pro gradu -tutkielma, Helsingin yliopiston geologian laitos, 60 s.
- Vartiainen, H. 1998.** Suomen alkalikivet - apatiitista timanttiin. In: Lehtinen, M., Nurmi, P. & Rämö, T. (eds.) Suomen kallioperä 3000 vuosimiljoonaa. Helsinki: Suomen geologinen seura, 285-307.

Hannu Luodes

## RAAHE-LAATOKKA / Rakennuskivet

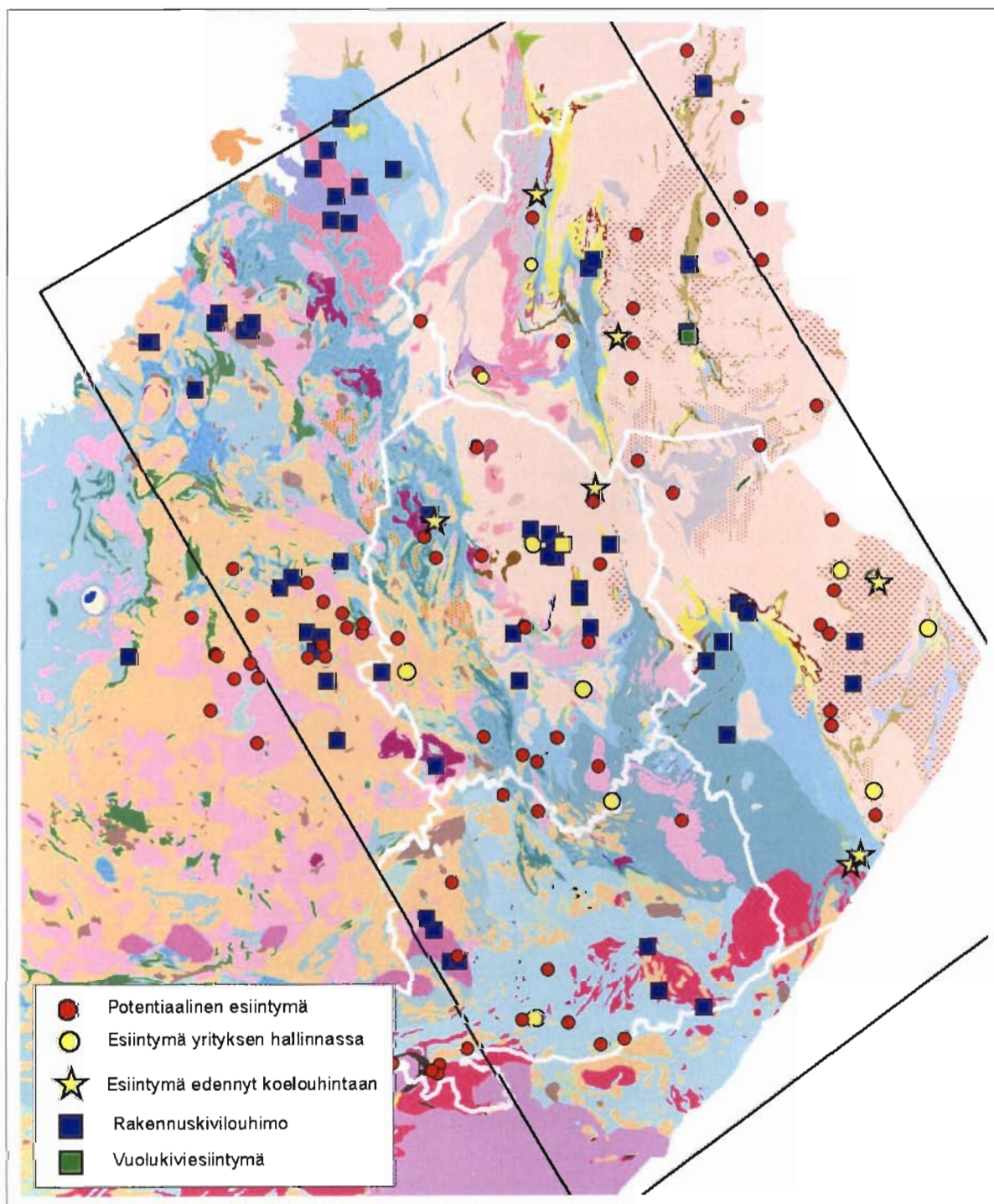
Rakennuskiviä on Raahe-Laatokka-alueella etsitty lähinnä sen itäosissa. Kartalta 1 näkyvät alueet, joilla rakennuskiviä on systemaattisesti etsitty. Kyseiset projektit on tehty yhteistyössä alueen kuntien, maakuntaliittojen ja kehitysyhtiöiden kanssa ja niiden tulokset ovat julkisia.



Kartta 1. Alueelliset rakennuskiviprojektit Raahe-Laatokka-alueella.

Kohteellista tutkimusta on alueella tehty maksullisena palvelututkimuksena yksittäisillä louhimoilla ja rajatuilla alueilla.

Kartassa 2 on esitetty Raahe-Laatokka-alueella sijaitsevia rakennuskivilouhimoita (siniset neliöt). Lisäksi on esitetty Itä-Suomen alueellisissa rakennuskiven etsintäprojekteissa löytyneitä potentiaalisia kohteita punaisilla ja keltaisilla palloilla sekä keltaisilla tähdillä. Kohteiden luokittelu ilmenee kuvasta.



Kuva 2. Raahe-Laatokka-alueen rakennuskivilouhimoita ja potentiaalisia esiintymiä.

*Jouni Luukas*

## **RAAHE-LAATOKKA -VYÖHYKKEEN MASSIIVISTEN SULFIDIMALMIEN/-ESIINTYMIEN RAKENTEELLISET PÄÄPIIRTEET**

Raahe-Laatokka -vyöhykkeen luoteisosat ovat olleet viime vuosikymmeninä varsin vilkkaan geologisen tutkimuksen kohteena pääasiassa tälle alueelle sijoittuvien massiivisten sulfidiesiintymien vuoksi (kuva 1). Pyhäsalmen ja Vihannin alueet ovat olleet Outokumpu Oy:n toiminta-alueita. GTK on toiminut puolestaan Kiuruveden-Pielaveden-Keitelän alueella. Oulun Yliopiston tutkimukset 1980-luvulla Pyhännän-Salahmin alueella täydensivät alueen kokonaiskuvaa kratonin reuna-alueella.

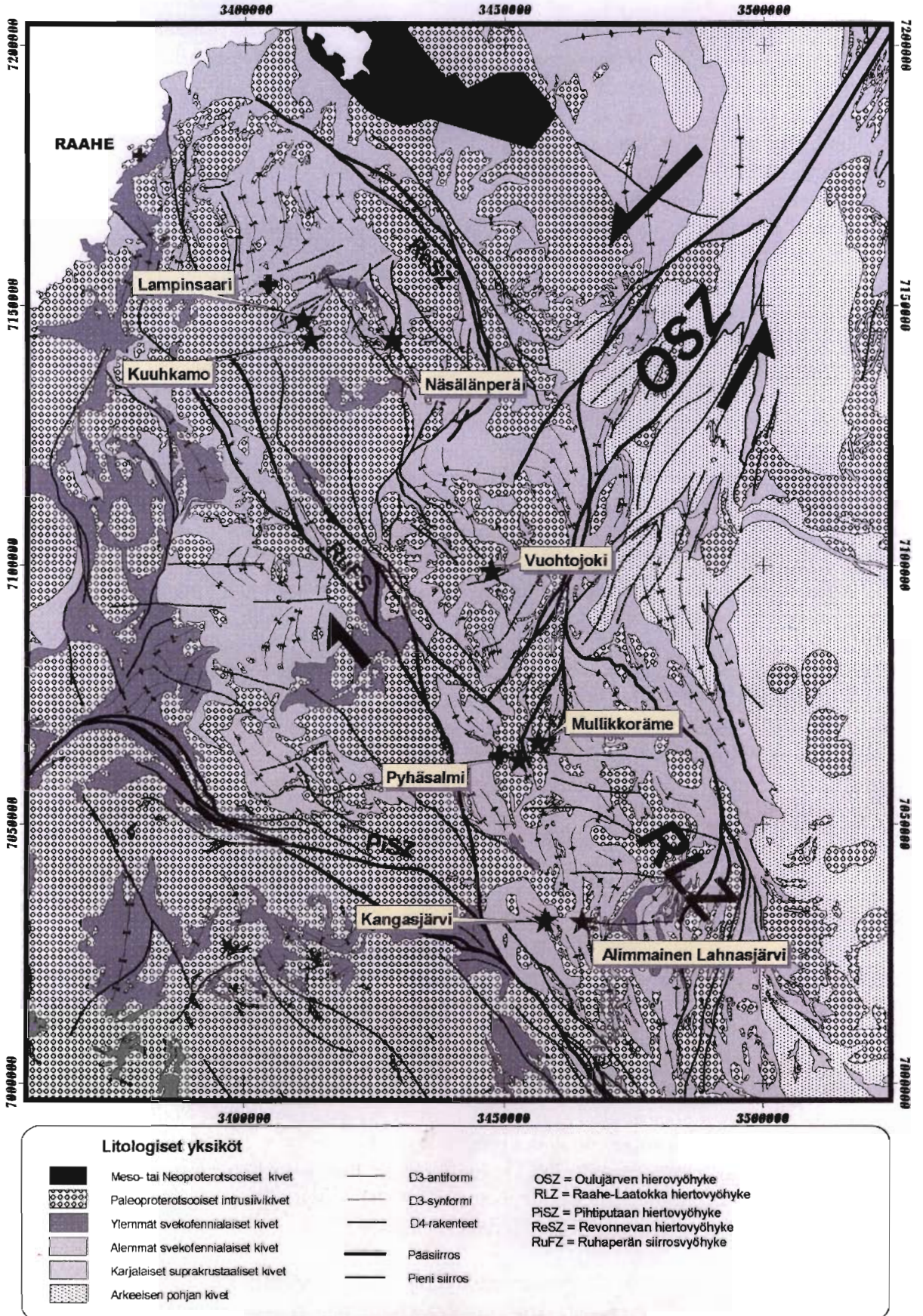
Geologian tutkimuskeskuksen Väli-Suomen toimistossa perustettiin 1992 Vihanti-Pyhäsalmi -hanke, jonka tavoitteena oli tutkia Piippolan-Raahen välinen alue ja laatia alueesta yhtenäinen ja ajan mukainen geologinen kartta. Tavoitteena oli myös malmipotentialisten alueiden rajaaminen ja alueen rakennegeologisen mallin rakentaminen. Rakennegeologisen mallin pohjautui alueelta aiemmin tehtyihin havaintoihin, uusiin havaintoihin ja suurelta osin myös monipuoliseen ja koko alueen kattavaan geofysiikan aineistoihin. Hankkeen tuloksia on hyödynnetty mm. Mid Norden (Lundqvist et al. 1997) ja ”miljoona” kartoilla (Korsman et al 1997) sekä SGA:n ekskursio-oppaassa (Weihed & Mäki1997).

Hankkeen toiminta-aikana perehdyttiin alueen malmiesiintymien geologiaan pääasiassa vanhan aineiston tutkimisella samalla, kun aineistoja tallennettiin tietokantoihin. Outokumpu Oy:n aineistot Pyhäsalmen alueelta tulivat hankkeen tutkijoiden käyttöön osallistumalla Pyhäsalmen mallinnusprojektiin 1997-1999. Varsinkin Pyhäsalmen alueen tutkimuksiin osallistuminen on tarjonnut mahdollisuuden monipuolisen geologisen ja geofysikaalisen aineiston käyttöön rakennegeologisten mallien tekemiseen.

Keiteleeltä Raaheen ulottuvalla alueella tehdyt rakennegeologiset havainnot yhdessä koko alueen kattavien geofysiikan karttojen kanssa ovat olleet perustana alueen rakennegeologiselle tulkinnoille ja mallille. Alueelta erotetaan neljä päädeformaatiovaihetta, joita on kuvailtu lyhyesti mm. raporteissa ja ekskursio-oppaissa (Gaál et al. 1988, Weihed & Mäki1997). Varhaisimmat D<sub>1</sub> ja D<sub>2</sub> -rakenteet syntyivät makaavina ja tiukkoina poimuina ylityöntövaiheen aikana. D<sub>1</sub>-rakenteet ovat alueella harvinaisia, mutta tiukat D<sub>2</sub>-rakenteet ovat sen sijaan varsin yleisiä. D<sub>3</sub>-vaiheessa varhaiset makaavat rakenteet on poimutettu pystyasentoisiksi suurimittakaavaisiksi poimuiksi, jotka erottuvat selvästi aerogeofysikaalisilta kartoilta pitkin Raahe-Laatokka -vyöhykettä. Alueellisen metamorfoosin huippu, jota luonnehtivat runsaat syväkivet ja voimakas migmatiittituuminen, liittyy D<sub>2</sub>-D<sub>3</sub> -vaiheisiin (n. 1890-1880 Ma). Viimeinen alueelta tunnistettu plasinen deformaatiovaihe D<sub>4</sub> liittyy Oulujärven hiertovyöhykkeen kehitykseen (Kärki et al. 1993). Tämä rakennevyöhyke leikkaa n. 90 asteen kulmalla Raahe-Laatokka -vyöhykettä Piippolan-Pyhäsalmen välisellä alueella. Deformaatiovyöhykkeeseen liittyvät suuripiirteiset SW-NE -suuntaiset en échelon poimut, pystyakselliset hiertopoimut, hauraiksi siirroksiksi kehittyneet siirrokset (mm. Auho) sekä runsaat pegmatiittijuonet. Tässä vaiheessa RL-vyöhykkeellä on tapahtunut oikeakäristä hiertymistä ainakin Vihannin blokin molemmilla puolilla (ReSZ ja RuFZ, kuva 1). Näiden vaiheiden jälkeen rakennekehitys on jatkunut hauraiden siirrostien luonnehtimalla tektoniikalla.

Seuraavassa Raahe-Laatokka -vyöhykkeen luoteisosan massiiviset sulfidiesiintymät on jaettu kahteen ryhmään niiden koon mukaan. Ensimmäisen ryhmän muodostavat pienet epäekonomiset esiintymät kuten Kuuhkamo, Näsälänperä, Vuohtojoki, Hallaperä ja Alimmainen Lahnasjärvi.





Kuva 1. Raahela-Latvokka -vyöhykkeen rakenteelliset pääyksiköt ja tärkeimpiä massiivisia sulfidiesiintymiä.



Näiden geologinen tulkinta perustuu lähes yksinomaan kairaustietoon ja geofysiikkaan. Toisen ryhmän muodostavat suuremmat esiintymät kuten Lampinsaari, Pyhäsalmi, Mullikkoräme, Kangasjärvi ja Ruostesuo. Näiden esiintymien osalta geologinen tieto on runsaampaa ja rakennemallien teko on helpompaa. Tosin vanhojen jo suljettujen kaivosten osalta kuten Lampinsaari käytettävissä oleva tieto voi olla vähäistä.

Ensimmäiseen ryhmään kuuluvista aiheista Näsälänperää, Vuohtojokea ja Alimmaisesta Lahnasjärveä on tarkasteltu rakennegeologisesti uudelleen Vihanti-Pyhäsalmi –hankkeen aikana. Kaikissa näissä mineralisaatioissa on yhteisenä piirteenä kapea laattamainen muoto, joka on kairareikien perusteella siirrostien kontrolloima. Näsälänperän mineralisaatio kapeine muuttumisvyöhykkeineen sijoittuu suuren SE-NW-suuntaisen D<sub>3</sub>-synformin kaakkoiskärkeen. Itse mineralisaatio on kaksiosainen ja mitä ilmeisimmin D<sub>4</sub>-siirrostien rajaama kaksiosainen esiintymä. Vuohtojoen esiintymä on sijoittuu puolestaan OSZ:n lounaisosaan pienen D<sub>4</sub>-antiformin luoteislaidalle. Esiintynä on tässäkin tapauksessa pitkistä ja kapeista D<sub>4</sub>-siirrostien rajaamista laatoista koostuva malmituma antiformin kyljellä. Keiteleen Alimmainen Lahnasjärvi on puolestaan voimakkaaseen D<sub>4</sub>-hiertovyöhykkeeseen sijoittuva konjugaattisiin siirrostareihin sijoittuva heikko mineralisaatio, jonka sulfidit ovat siirroksiin mobiloituneita kiisuja.

Toisen ryhmän esiintymistä Pyhäsalmen kaivos edustaa tapausta, jonka rakennegeologinen kehitys on alueen esiintymistä parhaiten tunnettu (kuva 2). Kaivoksesta löytyvät varhaiset tiukat poimurakenteet, näitä rakenteita pystyynpoimuttava F<sub>3</sub>-poimutus sekä varsin merkittävänä vaiheena D<sub>4</sub>, jonka hierrot ja siirrokset ovat muovanneet voimakkaasti D<sub>3</sub>-vaiheen jälkeistä rakennetta. Varhaisimmissa makaavissa poimutuksissa sulfidimalmilaatta on poimuttunut tiukasti, jolloin sen sisään on jäänyt sivukiven kappaleita (nykyisiä sisäraakkuja). D<sub>3</sub>-vaiheessa tämä makaava rakenne on poimutettu pystyyn malmin jäädessä tiukahkon synformin sisälle. Malmi sijoittuu tässä synformissa +1000-tason yläpuolella pääasiassa muuttuneiden happamien vulkaniittien (seriisittiliuske) keskelle. +1000-tason alapuolella malmi on sen sijaan muuttumattomien happamien vulkaniittien keskellä. Kaikki malmin kontaktit on tulkittavissa sekä pinnassa että +1000-tason alapuolella siirrostkontakteiksi. Nykyinen syvämalmi on tulkittu D<sub>3</sub>-poimurakenteesta ulospuristetuksi sulfidimassaksi, joka on mobiloitunut lisää D<sub>4</sub>-vaiheessa. D<sub>4</sub>-vaiheen aikana pystyasentoista malmilaattaa on hierretty vasenkätisesti siten, että pintaosissa vain malmin eteläpää on poimuttunut, mutta syvemmälle mentäessä malmin pohjoispää vääntyy lähemmäksi tätä hiertopoimua saavuttaen sen lopulta +1000 tason alapuolella. Syvämalmin massiivinen koko (200mx420mx370m) voidaan selittää varhaisen tiukan poimun ja F<sub>3</sub>-poimun intensiivisellä hiertopoimutuksella D<sub>4</sub>-vaiheessa (kuva 2D).

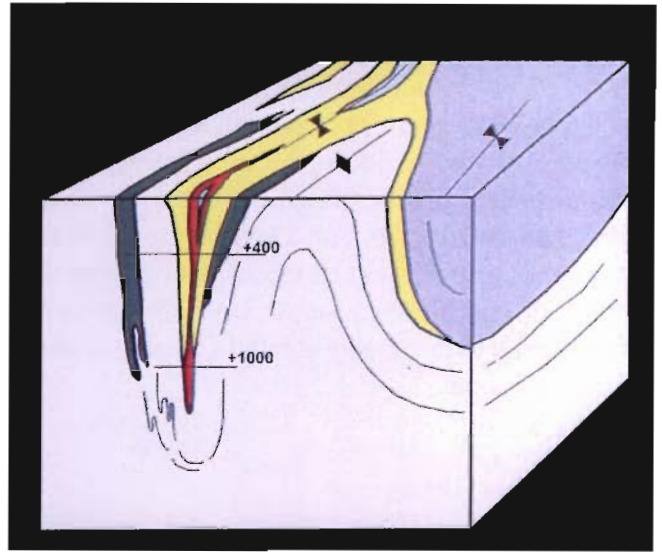
Oleellisena osana D<sub>4</sub>:seen kuuluu pegmatiitin tunkeutuminen massiivisen malmin viereen D<sub>4</sub>-siirroksen yhteyteen. Tämä pegmatiitti on muuttanut massiivista rikkimalmia magneettikiisumalmiksi.

Lampinsaaren malmin osalta vastaavanlaista yksityiskohtaista rakennegeologista kehitystä ei voida enää tehdä, mutta Gaálin (1977) mukaan Lampinsaaresta löytyy myös neljä päädeformaatiovaihetta. Alueellisen tulkinnan mukaan Lampinsaaren D<sub>3</sub>-vaihe voi kuitenkin edustaa alueellista D<sub>4</sub>-poimutusta ja vastaavasti Gaálin D<sub>4</sub> myöhempää haurasta siirrostus-vaihetta (D<sub>5</sub>). Alueellisesti tarkasteltuna Lampinsaari sijaitsee suuren SW-NE –suuntaisen antiformirakenteen (D<sub>4</sub>) kaakkoiskyljellä sulfidimassan painuessa loivasti lounaaseen päin.

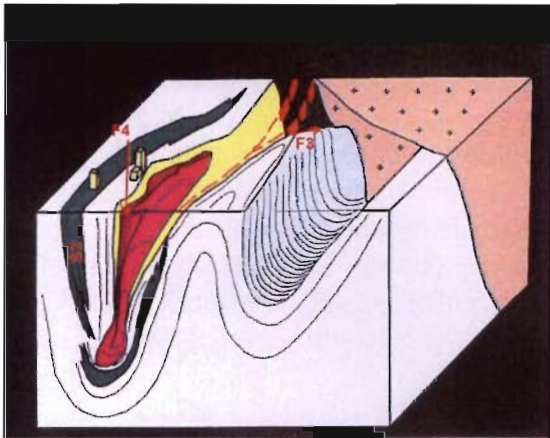
Kolmantena esimerkkinä oleva Kangasjärven malmi sijoittuu puolestaan SE-NW –suuntaisen D<sub>3</sub>-synformirakenteen kyljelle. Kapea sulfidimalmiesiintymä on poimuttunut tiukasti yhdessä muuttuneiden happamien vulkaniittien kanssa jo ennen tätä vaihetta vastaten täten Pyhäsalmen varhaista vaihetta. Malmin kontaktit ovat täälläkin tektoniset.



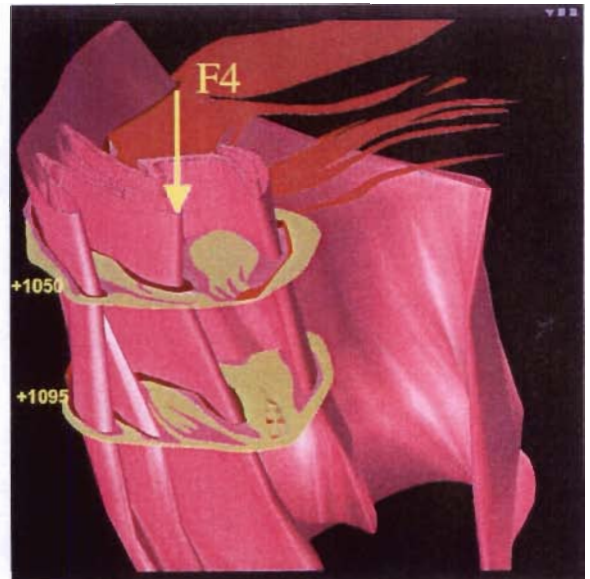
A)



B)



C)



D)

Kuva 2. Pyhäsalmen kaivoksen päädeformaatiovaiheet, jotka samalla kuvaavat alueellisiakin rakenteita. a)  $D_1$ - $D_2$  -vaiheiden jälkeinen tilanne, jossa malmi ja muuttumisvyöhyke sijaitsevat tiukan poimun keskellä. b) malmi ja muuttumisvyöhyke on poimutettu pystyyn  $D_3$  -vaiheessa ja osa malmista on ehkä puristunut ulos poimurakenteesta alaspäin. c)  $D_4$  -vaiheessa muodostuu pystyakselinen  $F_4$  -poimu sekä voimakas siirrostus. d)  $D_4$  -vaiheen hiertopoisutus kertauttaa malmilaattaa muodostaen alempana yhtenäisen sulfidimassan.

Yhteenvetona alueen sulfidimalmien rakennegeologisesta kehityksestä voidaan todeta, että malmit ovat poimuttuneet ja metamorfoituneet samoissa olosuhteissa kuin kivilajit yleensä tällä vyöhykkeellä. Suuremmista malmeista on voitu erottaa useampia deformaatiovaiheita, kun taas pienemmissä rakennegeologinen kehitysmalli on vaikeampi hahmottaa. Voidaan kuitenkin olettaa, että pienissä esiintymissä on ollut yhtä monimutkainen rakennekehitys kuin suuremmissakin. Usein pienemmistä esiintymistä voidaan vain todeta niiden suhde  $D_3$  tai  $D_4$  deformaatiovaiheisiin. Kun muistetaan, että kaikissa tapauksissa metamorfoosiolosuhteet ovat saavuttaneet vähintään amfiboliittifasioksen ollen paikoin granuliittifasioksessa, voidaan olettaa sulfidimineraalien mobiloitumisen olleen varsin suuri. Suurissa esiintymissä mobiloituminen voidaan todeta, mutta pienempien esiintymien kohdalla ei ole varmuutta siitä, että ollaanko tavoitettu vasta jokin sulfidimobiloituma.

### **Kirjallisuusviitteet:**

- Gaál, Gabor 1977.** Structural features of Precambrian , stratabound sulphide-ore deposits in Finland. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 99 (2:569) , 118-126.
- Gaál, G. (ed.) 1988.** Exploration target selection by integration of geodata using statistical and image processing techniques: an example from Central Finland. Part I (Text). Tutkimusraportti - Report of Investigation, 80.
- Korsman, K. (ed.); Koistinen, T. (ed.); Kohonen, J. (ed.); Wennerström, M. (ed.); Ekdahl, E. (ed.); Honkamo, M. (ed.); Idman, H. (ed.); Pekkala, Y. (ed.) 1997.** Suomen kallioperäkarta, Bedrock map of Finland 1:1 000 000. Espoo: Geologian tutkimuskeskus.
- Kärki, A.; Laajoki, K.; Luukas, J. 1993.** Major Palaeoproterozoic shear zones of the central Fennoscandian Shield. In: R. Gorbatshev (ed.) *The Baltic Shield. Precambrian Research* 64 (1-4), 207-223.
- Lundqvist, T.; Bøe, R.; Kousa, J.; Lukkarinen, H.; Lutro, O.; Luukas, J.; Roberts, D.; Solli, A.; Stephens, M.; Weihed, P. 1997.** Metamorphic, structural and isotope age map of central Fennoscandia. Scale 1:1 000 000. Espoo: Trondheim : Uppsala: Geological Survey of Finland: Geological Survey of Norway: Geological Survey of Sweden.
- Weihed, Pär (ed.); Mäki, Timo (ed.) 1997.** Research and exploration - where do they meet? 4th Biennial SGA Meeting, August 11-13, 1997, Turku, Finland. Excursion guidebook A2 : volcanic hosted massive sulphide and gold deposits in the Skellefte district, Sweden and western Finland. *Opas - Guide*, 41.

*Kalevi Rasilainen*

## VULKANIITTIIEN GEOKEMIA VMS-MALMINETSINNÄSSÄ: ESIMERKKEJÄ PYHÄSALMI-PIELAVESI-ALUEELTA

Vulkaanisen muodostuman malmikriittisyyttä voivat indikoida sekä sen kemiallinen primäärikoostumus että tämän koostumuksen muuttuminen hydrotermisen toiminnan tuloksena. Primäärikoostumus heijastelee vulkaniittien synty-ympäristön olosuhteita, tektonista miljöötä, magman alkuperää, syntysyvyyttä, kiteytymislämpötilaa jne. Primäärikoostumuksen muuttuminen puolestaan antaa viitteitä mm. hydrotermisen systeemin luonteesta ja laajuudesta, fluidien koostumuksesta ja niiden kuljettamista metalleista, sekä mahdollisen malmiesiintymän sijainnista.

Tyypillisiä muuttumispiirteitä VMS-malmiesiintymien ympäristössä ovat sulfidimineraalien saostumisesta johtuva malmimetallien (Cu,Zn,Pb), rikin ja raudan rikastuminen sekä maasälvän hajoamisesta johtuva natriumin ja kalsiumin köyhtyminen. Magnesium rikastuu usein VMS-esiintymien jalkapuolen muuttumisvyöhykkeessä, kalium saattaa rikastua tai köyhtyä. Edellä mainitut piirteet ovat yleisiä myös Pyhäsalmi-Pielavesi-alueella. Happi- ja lyijyisotooppeja voidaan myös käyttää malminetsinnässä. Soveltamalla tunnettuja VMS-esiintymämalleja voidaan yrittää tunnistaa jalka- ja kattopuolen muuttumisvyöhykkeitä, ekshaliittihorisontteja, syvällä malmiesiintymän jalkapuolella sijaitsevia laajoja fluidivirtausvyöhykkeitä ja mahdollisesti hydrotermisen konvektiosysteemin osia, joissa merivesi on tunkeutunut kuoreen samalla vähitellen kuumentuen.

VMS-esiintymiä sisältävien provinssien ja vyöhykkeiden vulkaniittien geokemian karakterisointia ja luokittelua on harrastettu maailmalla jo kauan (mm. Superior province: Lesher et al. 1985; Abitibi belt: Barrie et al. 1993, Barrie 1995; Flin Flon belt: Bailes and Galley 1999, Syme et al. 1999). VMS-esiintymien isäntämuodostumien geokemiallisten piirteiden on yleisesti tulkittu viittaavan saarikaaren repeämiseen ja ekstensionalisiin olosuhteisiin (boniniitit, Ti-köyhät tholeiitit, isotooppisesti juveniilit ryoliitit, MORB-tyyppiset basaltit).

Pyhäsalmi-Pielavesi-alueella kiinnittää huomiota ryhmä happamia vulkaniitteja, joilla on epätavallisen korkea Zr/TiO<sub>2</sub>-arvo, yli 0.13. Nämä ryoliittiset vulkaniitit esiintyvät malmiesiintymien välittömässä läheisyydessä Pyhäsalmeella, Mullikkorämeellä, Kangasjärvellä, Säviällä, ja monella muulla VMS-kohteella. Ne muistuttavat hivenainepitoisuuksiltaan ja -suhteiltaan jossakin määrin Flin Flon -vyöhykkeen ryoliitteja, joiden on tulkittu liittyvän saari-kaaren repeämiseen. Näiden Pyhäsalmi-Pielavesi-alueen vulkaniittien, ja yleensäkin Suomen vulkaanisten vyöhykkeiden, kehityksen ja syntyolosuhteiden selvittäminen on siis tärkeää, ei vain Fennoskandian kilven geologisen kehityksen ymmärtämisen kannalta, vaan myös malminetsinnän resurssien optimaalisen kohdentamisen onnistumiseksi.

### Viitteet:

- Bailes, A.H. and Galley, A.G. 1999.** Evolution of the Paleoproterozoic Snow Lake arc assemblage and geodynamic setting for associated volcanic-hosted massive sulphide deposits, Flin Flon Belt, Manitoba, Canada. *Can. J. Earth Sci.* 36, 1789-1805.
- Barrie, C.T., Ludden, J.N. and Green, T.H. 1993.** Geochemistry of volcanic rocks associated with Cu-Zn and Ni-Cu deposits in the Abitibi subprovince. *Econ. Geol.* 88, 1341-1358.
- Barrie, C.T. 1995.** Zircon thermometry of high-temperature rhyolites near volcanic-associated massive sulfide deposits, Abitibi subprovince, Canada. *Geology* 23, 169-172.



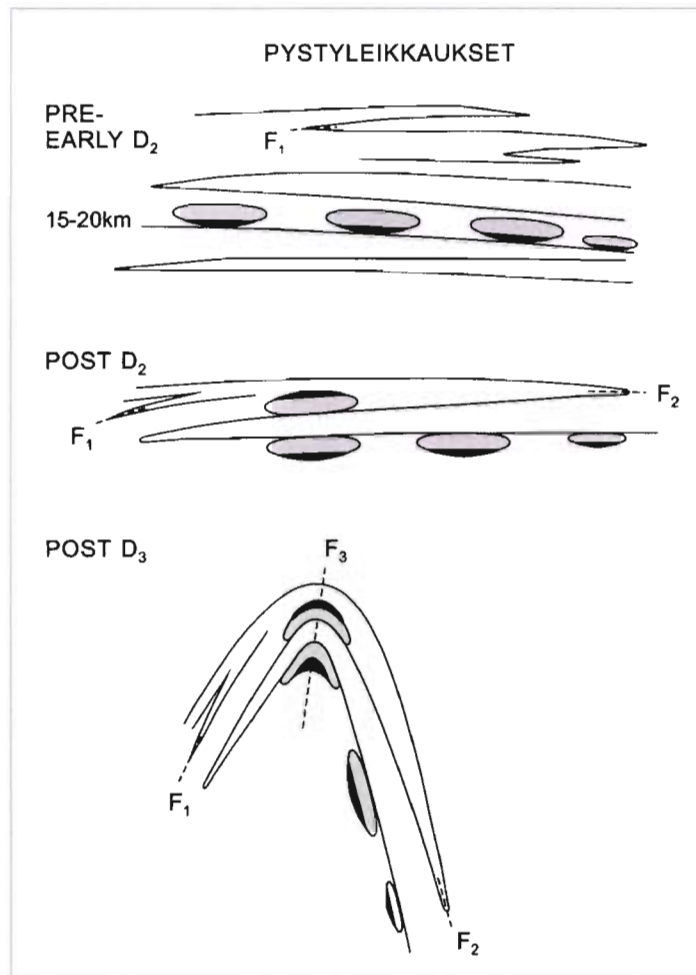
- Leshner, C.M., Goodwin, A.M., Campbell, I.H. and Gorton, M.P. 1985.** Trace-element geochemistry of ore-associated and barren, felsic metavolcanic rocks in the Superior Province, Canada. *Can. J. Earth Sci.* 23, 222-237.
- E.C. Syme, S.B. Lucas, A.H. Bailes and R.A. Stern 1999.** Contrasting arc and MORB-like assemblages in the Paleoproterozoic Flin Flon Belt, Manitoba, and the role of intra-arc extension in localizing volcanic-hosted massive sulphide deposits. *Can. J. Earth Sci.* 36, 1767-1788.

Hannu Makkonen

## RAAHE-LAATOKKA –VYÖHYKKEEN NIKKELIMALMIEN KEHITYKSESTÄ

Seuraavassa esitetty pohjautuu pääosin Savon alueella vuodesta 1981 lähtien tehtyihin nikkelimalmitutkimuksiin.

Svekofennialaisen 1.9 Ga emäksisen magman intrudoituminen tapahtui törmäysvyöhykkeeseen, joka oli aktiivinen magman asettuessa paikoilleen. Intruusiokivien ja sivukivien rakennepiirteiden perusteella intrudoituminen tapahtui  $D_2$  – vaiheessa tai ennen sitä. Koska sekä  $D_1$ - että  $D_2$  – vaiheissa syntyi makaavia ylityöntörakenteita (Koistinen 1981, Forss et al. 1999), magman tuloreittiä ovat tuolloin todennäköisesti kontrolloineet subhorisontaaliset raot. Magman tulokanavien hahmottaminen (sijainti, mittasuhteet, muoto) ylityöntövaiheeseen on kuitenkin vaikeaa eikä kirjoittajalla ole tällä hetkellä selkeää kuvaa asiasta. Myöhempien poimutusvaiheiden vuoksi tulokanavia on lisäksi vaikea jäljittää. Tulokanavien tutkimiselle saattaa Rytlyn uusi malmi- esiintymä antaa hyvät mahdollisuudet.



Kuva 1. Intrudoitumisen jälkeinen rakennehistoria. Intruusiot on merkitty vaaleanharmaalla ja stratigrafisessa pohjaosassa oleva Ni-malmi tummanharmaalla.

Riippumatta magman nousuhistoriasta se levisi kerrosmyötäisesti metasedimentteihin ja muodosti siis kerrosjuonia, jotka paksuimmilta kohdiltaan voidaan luokitella kerrosintruusioiksi. Sen jälkeen tapahtuneissa poimutusvaiheissa intruusioidet käännettiin useissa tapauksissa pystyyn tai ylösalaisin. Tietysti jotkut intruusioidet voivat olla vielä lähes primääriasennossaankin (kuva 1). Deformaatiovaiheissa tapahtui poimuttumisen lisäksi intruusioiden paloittumista pienempiin osiin ja mahdollisesti joskus myös sulfidien mobiloitumista. Offset –malmien syntyä pidetään usein tektonisena tapahtumana, mutta myös svekofennialaisten esiintymien kohdalla on mahdollista, että offset –malmi on primääri: intruusion pohja särkyi ja sulfidi valui sivukivien puolella olevaan rako.

Magma oli tholeiittista basalttia, jonka MgO –pitoisuus oli maksimissaan n. 15 % ja Ni- pitoisuus alle 400 ppm. Magman nikkelpitoisuus on määräävä tekijä, kun arvioidaan siitä syntyvän nikkelimalmin koostumusta. Lisäksi siihen vaikuttavat metallien jakautumiskertoimet silikaattisulan ja sulfidisulan kesken (D -arvot) sekä silikaattisula/sulfidisula –suhde (R –arvo). Alla on esitetty em. tekijät Raahe-Laatokka –vyöhykkeen kivistä. Laskelmien perusteella on luonnollista, että sulfidifaasin nikkelpitoisuus jää tämän magmatyyppin malmeissa yleensä alle 10 %:n.

- **THOLEIITTINEN MAGMA,**  
**MgO < 15 %**

**Ni = 160 - 380 ppm (komatiitit ≈ 1000 - 1700 ppm)**

**Cu = 100 - 265 ppm**

- $D_{Ni}^{SUL/SIL} \approx 260 - 700$  (komatiitit ≈ 100)  
 $D_{Cu}^{SUL/SIL} \approx 250$

⇒  $Ni_{SF} \leq 12 \%$  (komatiitit ≤ 17 %)  
 $Cu_{SF} \leq 7 \%$

- **R = 140 - 2110**

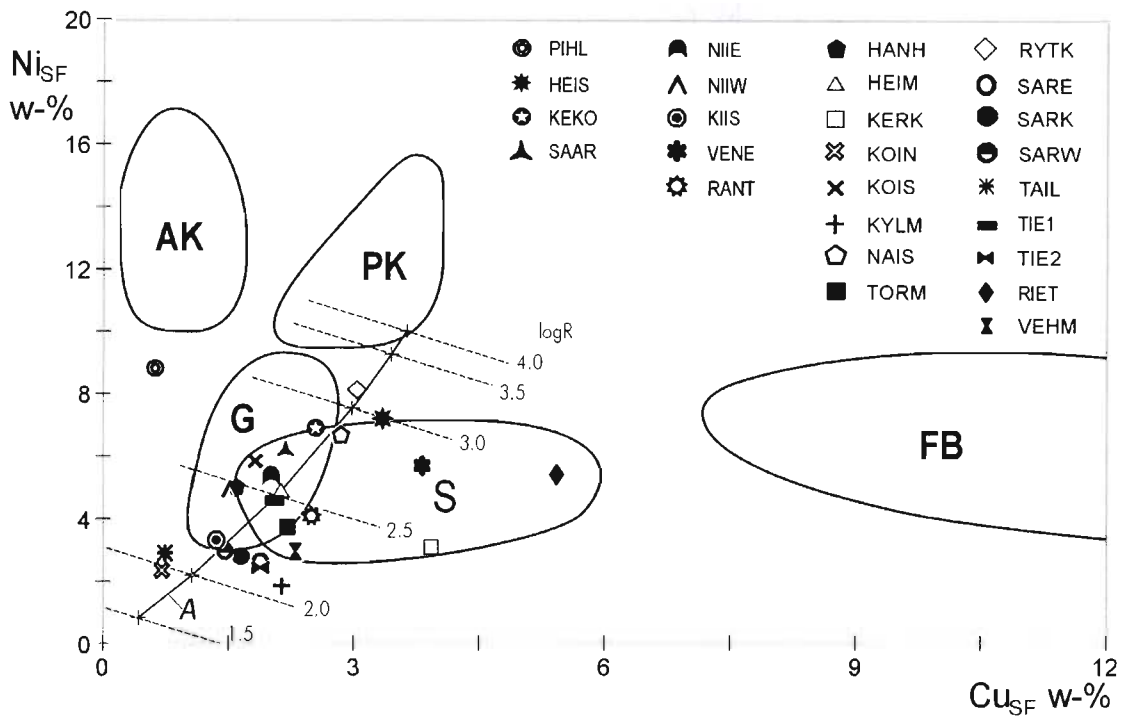
⇒  $Ni_{SF} \approx 2 - 12 \%$   
 $Cu_{SF} \approx 1 - 7 \%$

Syntyneen sulfidisulan koostumus voi muuttua nikkelirikkaammaksi myöhemmin, jos se saa nikkeliä uudesta magmapulssista, josta ei vielä ole otettu nikkeliä sulfideihin tai oliviiniin. Mm. Voisey's Bayn nikkelimalmin koostumusta on selitetty näin (Li and Naldrett 1999).

Koska nikkeli on peräisin pelkästään magmasta, magman määrä pääasiassa asettaa rajat nikkelimalmin koolle. Magman määrää voidaan arvioida intruusion koon perusteella, mutta siinä on tietysti otettava huomioon monta tekijää, joista tärkeimmät ovat: 1) miten paljon pintaan puhkeavasta intruusiosta on erodoitunut pois, 2) miten paljon eri differentiaateista on nähtävissä intruusiosta (jos intruusio koostuu esimerkiksi pelkästään oliviinikumulaatista on sen määrä kerrottava 5-10:llä, jotta päästään magmamäärään), 3) mikä osa silikaattisulasta on luovuttanut nikkeliä sulfidisulaan (eri pulssien osuudet, onko läpivirtaussäiliö). Tiheysero magman (n. 2.6 kg/dm<sup>3</sup>) ja intruusiokivien (n. 3 kg/dm<sup>3</sup>) välillä on myös otettava huomioon.

Magmamäärän lisäksi on tiedettävä silikaattisula/sulfidisula –suhde (R –arvo). Siitä saadaan arvio sulfidifaasin nikkeli- ja kuparipitoisuuden pitoisuuden perusteella. Myös oliviinin nikkeli-

pitoisuus kertoo R-arvosta. Raahe-Laatokka -vyöhykkeen esiintymissä R -arvo vaihtelee yleensä välillä 100-1000 (kuva 2).



Kuva 2. Silikaattisula/sulfidisula -suhteen (R-arvo) kuvastuminen  $Ni_{SF}$  vs.  $Cu_{SF}$  -diagrammilla. A -viiva ja log R -viivat Makkosen (1996) mukaan ja kivilajikentät Naldrettin (1989) mukaan: AK=arkeiset komatiitit, PK=proterotsooiset komatiitit, S=Sudbury, G=gabrot, FB=basalttiset laavavirrat. Esiintymät Tervo-Varkaus - ja Juvan alueelta (vrt. Forss et al. 1999 ja Makkonen 1996).

Alla on esitetty esimerkkilaskelma tapauksesta, jossa halutaan löytää 250 000 ton nikkeliä:

### 250 000 ton Ni = 25 milj.ton 1% Ni-malmia

-  $Ni_{SF} = 5 \%$

- puolet sulfidisulasta yli cutoff -rajan

o jos  $R = 100$

⇒ tarvitaan silikaattisulaa 1000 milj.ton  
esim. n. 1 km × 1 km × 0.4 km

o jos  $R = 1000$

⇒ tarvitaan silikaattisulaa 10 000 milj.ton  
esim. n. 5 km × 2 km × 0.4 km

Vaikka edellä esitetty arviointi perustuu tekijöihin, joita kaikkia ei varmuudella voi määrittää, näyttää tunnettujen nikkeliyesiintymien koon ja magmamäärän välillä olevan selvä korrelaatio. Esimerkiksi Juvan alueen pienet nikkeliyesiintymät liittyvät pieniin intruusioihin. Suomen tunnetuista svekofennialaisista nikkelimalmista taas Hiturassa on magmamäärän perusteella paras nikkeliipotentiaali. Kotalahden ja Enonkosken malmimäärät ovat intruusion kokoon nähden odotettuja. Useissa esiintymissä malmin koostumus (Ni/Cu -suhde,  $Ni_{SF}$ ) korreloi isäntäkiven koostumuksen kanssa, mikä viittaa in situ -malminmuodostukseen. Tällaisissa tapauksissa on tietysti edellä esitetty arviointi varmemmalla pohjalla kuin läpivirtaussäiliöiden kohdalla (vrt. Peltonen 1995).

Jonkinlaisena nyrkkisääntönä svekofennialaisten intruusioiden kohdalla voidaan pitää sitä, että intruusiosta on magmamäärän perusteella riittävästi nikkeliipotentiaalia, jos sen joku dimensio on >1km.

Intruusion malmipotentialisuutta voidaan arvioida monella eri tavalla. Litogeokemiallisista menetelmistä perinteisesti käytetty on oliviinin nikkeliipitoisuus. Menetelmä ei ole yksiselitteinen ja vaatii aina näytesarjan intruusiosta; yksittäiset analyysit eivät paljon kerro. Raahe-Laatokka -vyöhykkeellä menetelmä on toiminut ja alueelta kerätyn aineiston perusteella voidaan sanoa, että potentiaalisin intruusiotyyppejä on sellainen, josta löytyy sekä korkeita (>1500 ppm) että alhaisia (<1000 ppm) oliviinin nikkeliipitoisuuksia. Tämä kertoo siitä, että ko. intruusiosta malminmuodostus on tapahtunut in situ eikä syvemmillä maankuoren tasoilla.

Syntektonisesta luonteesta johtuen magman intrudoituminen oli nimittäin monivaiheista. Syntyi välisäiliöitä lopullista intrudoitumispaikkaa alemmille tasoille ja näissä välisäiliöissä tapahtui magmaattisia prosesseja, jotka vaikuttivat merkittävästi myöhemmin tästä säiliöstä purkautuvan sulan ja sula+kidesuspension koostumukseen. Useissa intruusiosta tavataan gabro-osa ja sen sisässä tai reunalla terävällä kontaktilla gabroon nähden peridotiittinen osa. Peridotiitti on yleensä tulkittu nuoremmaksi ja syntyneen välisäiliössä oliviinikiteistä rikastuneesta sulasta. Osassa intruusiosta on kuitenkin hallitsevana piirteenä in situ differentiaatio, jolloin kiven koostumus vaihtuu asteittain peridotiitista gabroon-dioriittiin.

In situ -differentioituneet intruusiosta ovat malmipotentialisempia seuraavien seikkojen vuoksi:

- 1) kiteytymisessä vapautuva latentti lämpö edesauttaa sivukivikontaminaatiota ja sitä kautta rikin liukoisuuden pienenemistä ( $SiO_2$  kasvaa), ja jos sivukivet ovat rikkipitoisia, myös rikin määrä sulassa lisääntyy.
- 2) mahdollisesti syntynyt sulfidifaasi sijaitsee intruusion yhteydessä; monivaiheisis- sa intruusiosta on se mahdollisuus, että alemmilla tasoilla syntynyt sulfidisula ei nouse magman mukana lopulliseen intrudoitumispaikkaan. Koska tämä magma on köyhtynyt nikkelistä oliviinin ja sulfidien fraktioivan kiteytymisen vuoksi, siitä syntyvät kiisuuntumat ovat nikkeliköyhiä (usein Co-rikkaita).

Meneillään olevalla koronatutkimuksella pyritään selvittämään intruusioiden kiteytymissy- vyyksiä (vrt. Tuisku & Makkonen 1999).

Kontaminaatiolla on merkittävä rooli malminmuodostuksessa. Lähes kaikissa malmipitoisissa intruusiosta on kontaminaation merkit. Todennäköisesti kontaminaatio oli selektiivistä, jolloin metapeliiteistä helpoimmin irtautuvat alkuaineet/yhdisteet sekoittuivat ensimmäisinä magmaan. Koska silikaattisula/sulfidisula-suhde vaihtelee esiintymien välillä runsaasti, magmaan tulleen ulkopuolisen rikin määrä on myös vaihdellut paljon. Tämä johtuu ympäristön kivien erilaisesta



rikkimäärästä ja assimilaation määrästä. Esim. mustaliuskeiden vieressä olevissa esiintymissä R-arvo on pieni.

In situ differentioituneissa intruusioissa kiisuuntuma on muodostuman pohjalla, mutta monivaiheisissa intruusioissa tilanne on komplisoidumpi: kiisuuntuma voi olla muodostuman pohjalla "oikeassa" paikassa, mutta myös muodostuman keskellä tai jopa yläosissa. Tällaisissa tapauksissa aiempi pulssi on todennäköisesti kiteytynyt vain osittain ennen "malmipulssin" intrudoitumista.

Mielenkiintoisen kivilajiryhmän muodostavat ultramafiset pintakivet, ns. metapikriitit (Peltonen 1990), joita esiintyy mm. Vammalan (Häkli et al. 1979), Juvan (Makkonen 1984, 1992), Rantasalmen (Kousa 1985, Viluksela 1988), Mikkelin (Laitakari 1985), Länsi-Uudenmaan (Schreurs et al. 1986) ja Savonlinnan-Enonkosken (Gaál and Rauhamäki 1971) alueilla sekä Pohjanmaan liuskeyvyöhykkeellä (Kousa pers.com.). Näitä kiviä on nimetty eri tavoilla, esim. Vammalan alueella cortlandiiteiksi (Häkli et al. 1979), Juvalla ja Rantasalmella ultrama-fiiteiksi (Makkonen 1992) ja komatiiteiksi (Makkonen 1984, Kousa 1985). Kentänimänä on käytetty Juvan alueella 1960-luvulta lähtien "oravakiveä" ja Mikkelin alueella rakenneterminä savolaista muunnosta spinifex -rakenteesta eli siellä spinifex vääntyi minimekoksi ja puhuttiin "minimekkokivistä" (metamorfinen oliviini muodostaa paikoin pseudospinifex -rakennetta).

Ni-esiintymiä metapikriiteistä on tavattu ainakin Juvan (Makkonen 1984), Rantasalmen (Outokumpu Oy) ja Mikkelin (Laitakari 1985) alueilta. Metapikriitit voidaankin tulkita samasta kantamagmasta syntyneeksi kuin Ni -intruusioid. Tällöin ne edustaisivat tämän sulan oliviinirikasta differentiaattia (Makkonen 1992 ja 1996). Oliviiinin kumuloituminen on voinut tapahtua joko ennen purkausta tai laavavirroissa.

## Kirjallisuusluettelo

- Forss, H., Kontoniemi, O., Lempiäinen, R., Luukas, J., Makkonen, H. & Mäkinen, J. 1999.** Ni-vyöhyke ja 1.9 Ga magmatismi -hankkeen (12204) toiminta vuosina 1992-1998 Tervo-Varkaus -alueella. 152 s. Geologian tutkimuskeskus, arkistoraportti, M19/3241/99/1/10.
- Gaál, G.; Rauhamäki, E. 1971.** Petrological and structural analysis of the Haukivesi area between Varkaus and Savonlinna, Finland. Bulletin of the Geological Society of Finland 43 (2), 265-337.
- Häkli, T. A., Vormisto, K. and Hänninen, E. 1979.** Vammala, a nickel deposit in layered ultramafite, Southwest Finland. Economic Geology 74 (5), 1166-1182.
- Koistinen, T. 1981.** Structural evolution of an early Proterozoic strata-bound Cu-Co-Zn deposit, Outokumpu, Finland. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth sciences 72, 115-158.
- Kousa, J. 1985.** Rantasalmen tholeiittisista ja komatiittisista vulkaniiteista. Summary: The tholeiitic and komatiitic metavolcanics in Rantasalmi, Southeastern Finland. Geologi 37 (2), 17-22.
- Laitakari, A.J. 1985.** Tutkimustyöselostus Mikkelin mlk:ssa valtausalueilla Korpijärvi 1, kaiv.rek.n:o 2978/1 sekä Iso-Mietiäinen 1, kaiv.rek.n:o 2978/2 ja Iso-Mietiäinen 2, kaiv.rek.n:o 2978/3 suoritetuista tutk. 8 s., 21 liites. Geologian tutkimuskeskus, arkistoraportti, M06/3142/-85/1.
- Li, C. and Naldrett, A.J. 1999.** Geology and petrology of the Voisey's Bay Intrusion: Reactions of olivine with sulfide and silicate liquids. Lithos 47, 1-31.

- Makkonen, H. 1984.** Tutkimustyöselostus Juvan kunnassa valtausalueella Rantala 1, kaiv. rek. n:o 3401 suoritetuista tutkimuksista. 4 s., 6 l. Geologian tutkimuskeskus, arkistoraportti, M06/3231/-84/2/10.
- Makkonen, H. 1992.** 1.9 Ga tholeiittinen magmatismi ja siihen liittyvä Ni-Cu -malminmuodostus Juvan alueella, Kaakkois-Suomessa. Lisensiaatin tutkimus, Oulun yliopisto, geologian laitos. 200 s.
- Makkonen, H.V. 1996.** 1.9 Ga tholeiitic magmatism and related Ni-Cu deposition in the Juva area, SE Finland. Geological Survey of Finland. Bulletin 386. 101 p. + 3 app., 1 app. map.
- Naldrett, A.J. 1989.** Magmatic sulfide deposits. Oxford monographs on geology and geophysics, n:o 14. New York: Oxford University Press. 186 s.
- Peltonen, P. 1990.** Metamorphic olivine in picritic metavolcanics from southern Finland. Bulletin of the Geological Society of Finland 62 (2), 99-114.
- Peltonen, P. 1995.** Petrology, geochemistry and mineralogy of ultramafic rocks and associated Ni-Cu deposits in the Vammala Ni-Belt, southwestern Finland. Espoo: Geological Survey of Finland. 100 p.
- Schreurs, J.; Kooperen, P. van; Westra, L. 1986.** Ultramafic metavolcanic rocks of early proterozoic age in West-Uusimaa, SW Finland. Neues Jahrbuch für Mineralogie. Abhandlungen 155 (2), 185-201.
- Tuisku, P. & Makkonen, H.V. 1999.** Spinel-bearing symplectites in Palaeoproterozoic ultramafic rocks from two different geological settings in Finland : thermobarometric and tectonic implications. GFF 121 (4), 293-300.

*Olavi Kontoniemi & Pekka Lestinen*

## **KULLAN ESIINTYMINEN RAAHE-LAATOKKA –VYÖHYKKEELLÄ**

### **JOHDANTO**

Geologian tutkimuskeskuksen Väli-Suomen aluetoimisto siirtyi kokeiluyksikkönä tulosohjaukseen vuoden 1992 alusta, jolloin malminetsintäyötkin hankkeistettiin. Proterotsooisten Ni-malmien etsintään ja tutkimukseen perustettiin hanke ”Ni-vyöhyke ja 1.9 Ga magmatismi”. Toiminnan päätavoite oli taloudellisesti hyödyntämiskelpoisten Ni-esiintymien osoittaminen Raahe-Laatokka –vyöhykkeellä. Ni-hankkeen päätyttyä vuonna 1998 jatkettiin pääosin samalla alueella ja miehityksellä malminetsintää ”Raahe-Laatokka –vyöhyke, nikkelin ja kullan etsintä” –nimisen hankkeen toimesta. Uuden hankkeen tehtäväksi tuli siis myös kullansetsintä, joten palattiin takaisin Juva-Rantasalmi –tutkimusten aikaiseen asetelmaan. Aluksi tehtiin kuitenkin pääasiassa kesken jääneitä nikkelitutkimuksia, mutta vähitellen kultatyöt ovat lisääntyneet. Allekirjoittaneiden lisäksi hankkeen kultatutkimuksissa ovat olleet erikoistutkija Jari Mäkinen, geofyysikko Juha Mursu ja tutkimusavustaja Rauli Lempiäinen. Maastotutkimuksia on tehty toisaalta Keski-Suomessa Viitasaaren (Mäkrä) ja Pihtiputaan (Pirunkoukku) alueilla ja toisaalta Pohjanmaalla (Vesiperä-Sarjankylä, Raution alue).

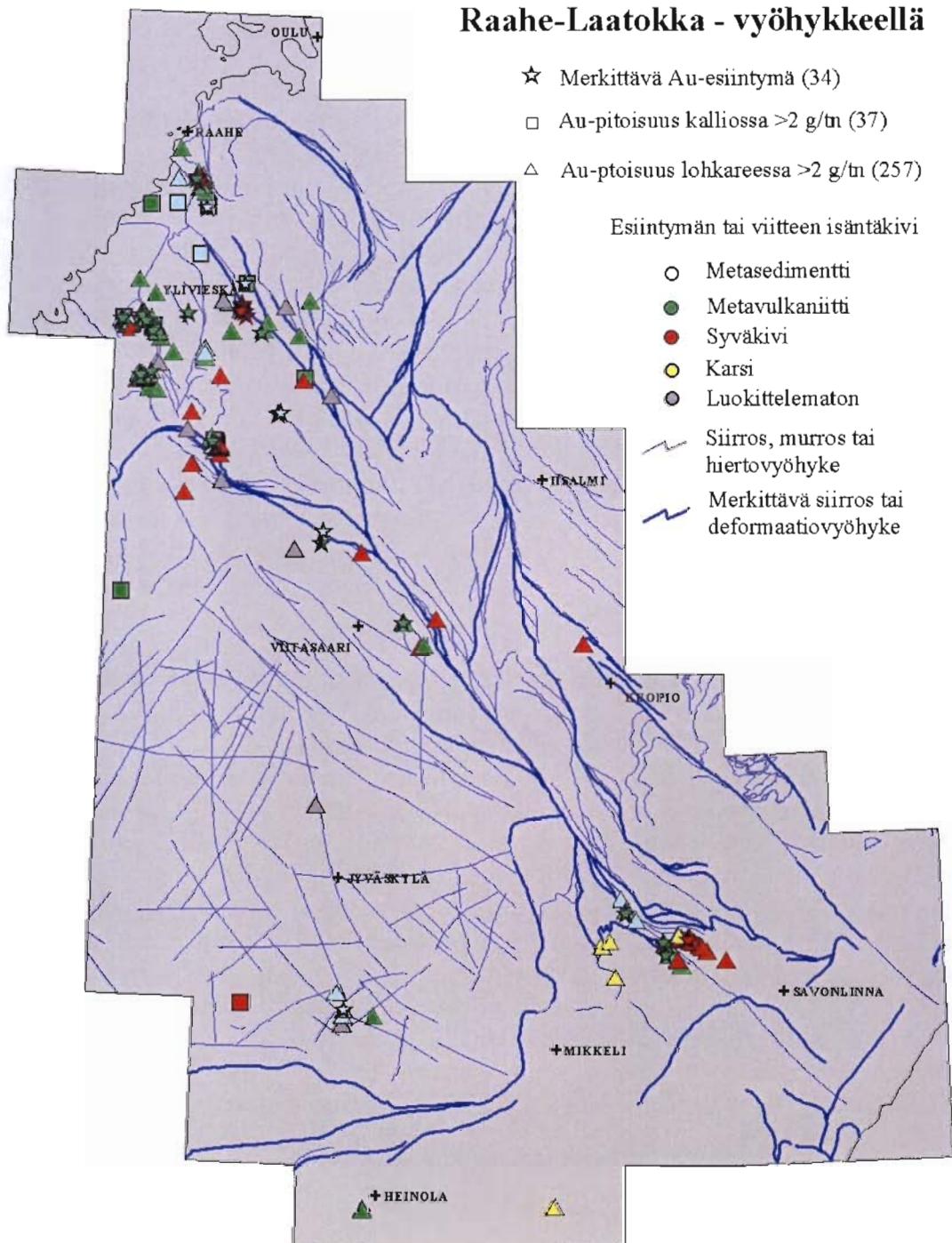
### **VIITEAINEISTO**

Kultatutkimusten taustatiedoksi koottiin yhteen Geologian tutkimuskeskuksen malmiviitetietokannan (Tarvainen 1987) ja Väli-Suomen aluetoimiston kansannäytetoimiston malmiviitetietoston kulta-aiheisiin liittyvät havainnot alueelta, joka kattaa Raahe-Laatokka – vyöhykkeen ja osan sen eteläpuoleista Keski-Suomen granitoidialuetta. Tiedostoa täydennetään jatkuvasti ja vuoden 2000 loppuun mennessä siinä oli 228 kalliopaljastumiin ja 1108 lohkareisiin liittyvää viitettä. Kuvassa 1 on karttaesitys kohteista, joissa Au-pitoisuus on tasolla 2 g/tn tai ylittää sen. Viitteiden lisäksi karttaan on merkitty alueelle sijoittuvat Au-esiintymät, joita tähän mennessä on tarkemmin tutkittu (Eilu 1999). Esiintymät ja viitteet painottuvat selvästi Pohjanmaalle ja Etelä-Savoon. Osittain tämä johtunee Au-etsinnan aktiivisuudesta näillä alueilla, mutta siihen on myös geologiset perusteet, kuten tuonnempana on esitetty. Viitteistä noin puolet liittyy metavulkaniiteihin, joista suurin osa on felsisiä tai intermediäärisiä variantteja mafisten tyyppien jäädessä selvään vähemmistöön. Syväkiviin liittyvistä viitteistä valtaosa on intermediäärissä kivissä. Metasedimenttejä joukossa on jonkin verran samoin karsiksi tulkittuja kiviä. Luokittelussa kvartsi-maasälpäkiviä, –liuskeita ja –gneissejä on pidetty felsisinä metavulkaniiteina.

### **KULTAMINERALISAATIOIDEN YLEISIÄ PIIRTEITÄ**

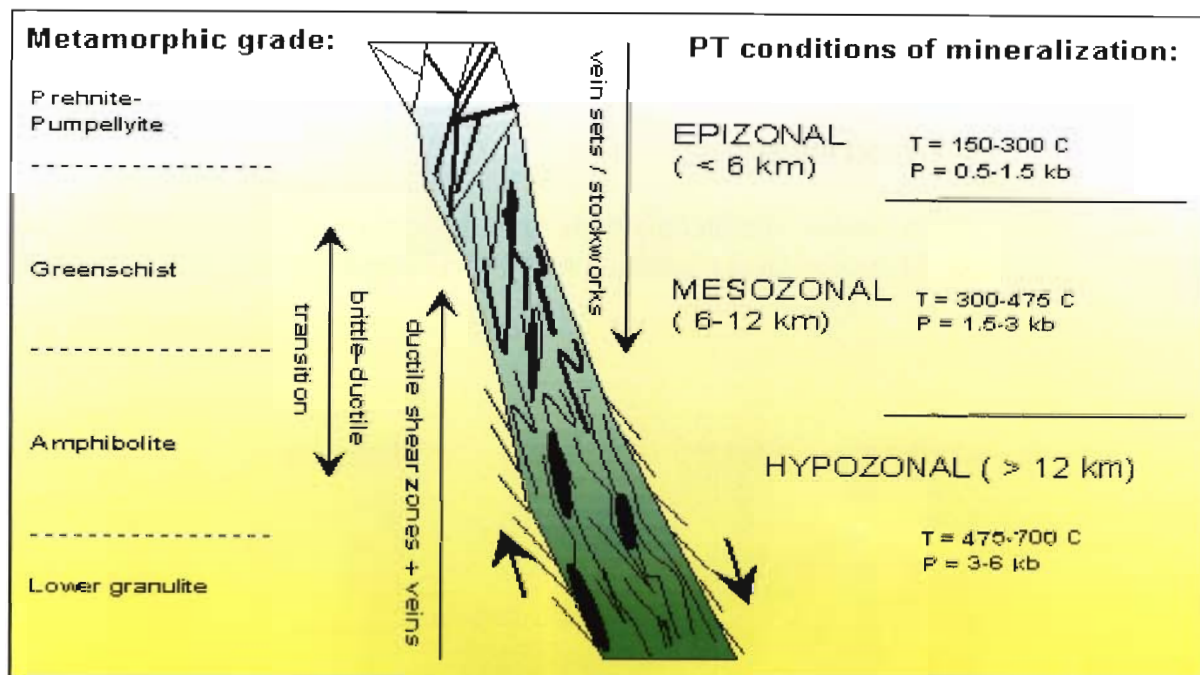
Vallitsevan käsityksen mukaan (mm. Murphy 1989, Kerrich & Cassidy 1994, McCuaig & Kerrich 1994, Groves et al. 1998) useimmissa tapauksissa kultamineralisaatioita kontrolloivat vahvasti rakenteelliset seikat: kuoren mittakaavaiset (crustal scale) heikkousvyöhykkeet, törmäysvyöhykkeet ja niihin liittyvät hiertovyöhykkeet ja hierrot, erityisesti laajenevat rakenteet (dilational structures). Rakenteet luovat otollisen ympäristön kultaa kantavien fluidien (metamorfiset, magmaattiset) kulkeutumiselle ja saostumiselle.

## Kultaesiintymät ja -viitteet Raahe-Laatokka - vyöhykkeellä



Kuva 1. Kultaesiintymät ja -viitteet Raahe-Laatokka – vyöhykkeellä.

Mineralisaatioita tavataan hiertovyöhykkeissä erilaisissa PT-olosuhteissa (kuva 2). Suurin osa niistä esiintyy kuitenkin vihreäliuskefasieksen ja amfiboliittifasieksen alaosien metamorfisissa oloissa. Deformaatiotyylit ja mineralisaation geometria vaihtelee vastaavasti PT-olojen ja jännityskentän vaikutuksesta.



Kuva 2. Hiertovyöhykkeet ja kultamineralisaatiot kuoren eri olosuhteissa (Kontoniemi 1998, Fig. 1). Muunneltu eri lähteistä (McCuaig & Kerrich 1994, Gebre-Mariam et al. 1995, Groves et al. 1998).

## RAAHE-LAATOKKA –VYÖHYKKEEN KULTAESIINTYMIEN PIIRTEITÄ

Raahe-Laatokka –vyöhykettä voitaneen pitää edellisessä kohdassa mainittuna törmäsvyöhykkeenä ottamatta sen enempää kantaa törmäyksen suuntaan, keston tai monivaiheisuuteen. Joka tapauksessa vyöhyke on mahdollistanut monipuolisen ja –vaiheisen fluiditoiminnan sekä luonut sopivia rakenteita kultapitoisten fluidien kanavoitumiselle ja saostumiselle. Kuvan 1 sinisellä merkittyjen hiertovyöhykkeiden geometriasta voi päätellä, että toisaalta Etelä-Savossa ja toisaalta Pohjanmaalla törmäsvyöhyke ”avautuu” useaksi vyöhykkeeksi muodostaen ”hevosenhäntä”-rakennetta (horse tail), joka suosisi avautuvia rakenteita.

Yllä kerrotun ja tutkittujen aiheiden perusteella voidaan esittää joitakin vyöhykkeen kulta-esiintymille tyypillisiä piirteitä:

- Rakenteellinen kontrolli joka mittakaavassa (törmäsvyöhyke, hiertovyöhyke, hierrot ja kvartsijuonet)
- Pääasiassa mesozonal orogenic- tai lode-tyyppin esiintymiä (Eilu 1999)
- Ajallisesti ja paikallisesti usein yhteys intermediääriseen ja happamaan magmatismiin, erityisesti synkinemaattisiin granitoideihin
- Deformaatiotyylit esiintymissä vaihtelee leikkaustasosta ja isäntäkilvilajin ominaisuuksista riippuen – yleensä mineralisaatiot sijaitsevat hauraan ja plastisen deformaation vaihtumislueella
- Muuttuminen suhteellisen vähäistä verrattuna esim. arkeisiin kultaprovinseihin

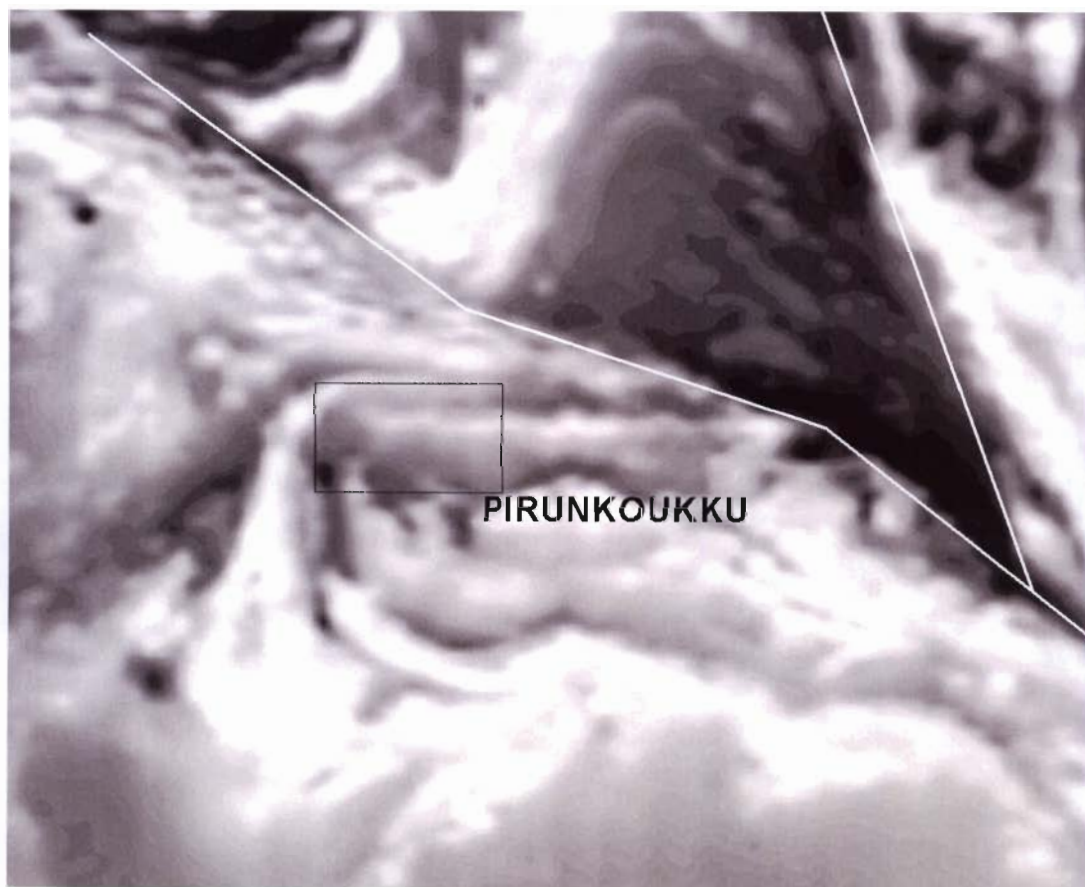


Siten kultamineralisaatioiden syntymistä edistäviä seikkoja ovat esim.:

- Päähietovyöhykkeisiin nähden vinot konjugaattihierrot varsinkin, jos leikkaavat tai sivuavat em. granitoideja
- Kivilajikontaktit
- Laajenevia tiloja synnyttävät rakenteet
- Monivaiheinen kvartsijuonitus ja juonien deformatuminen
- Sopiva leikkaustaso kuoresta ja sopiva metamorfoosiaste

#### ESIMERKKEJÄ TUTKIMUSKOHTEISTA

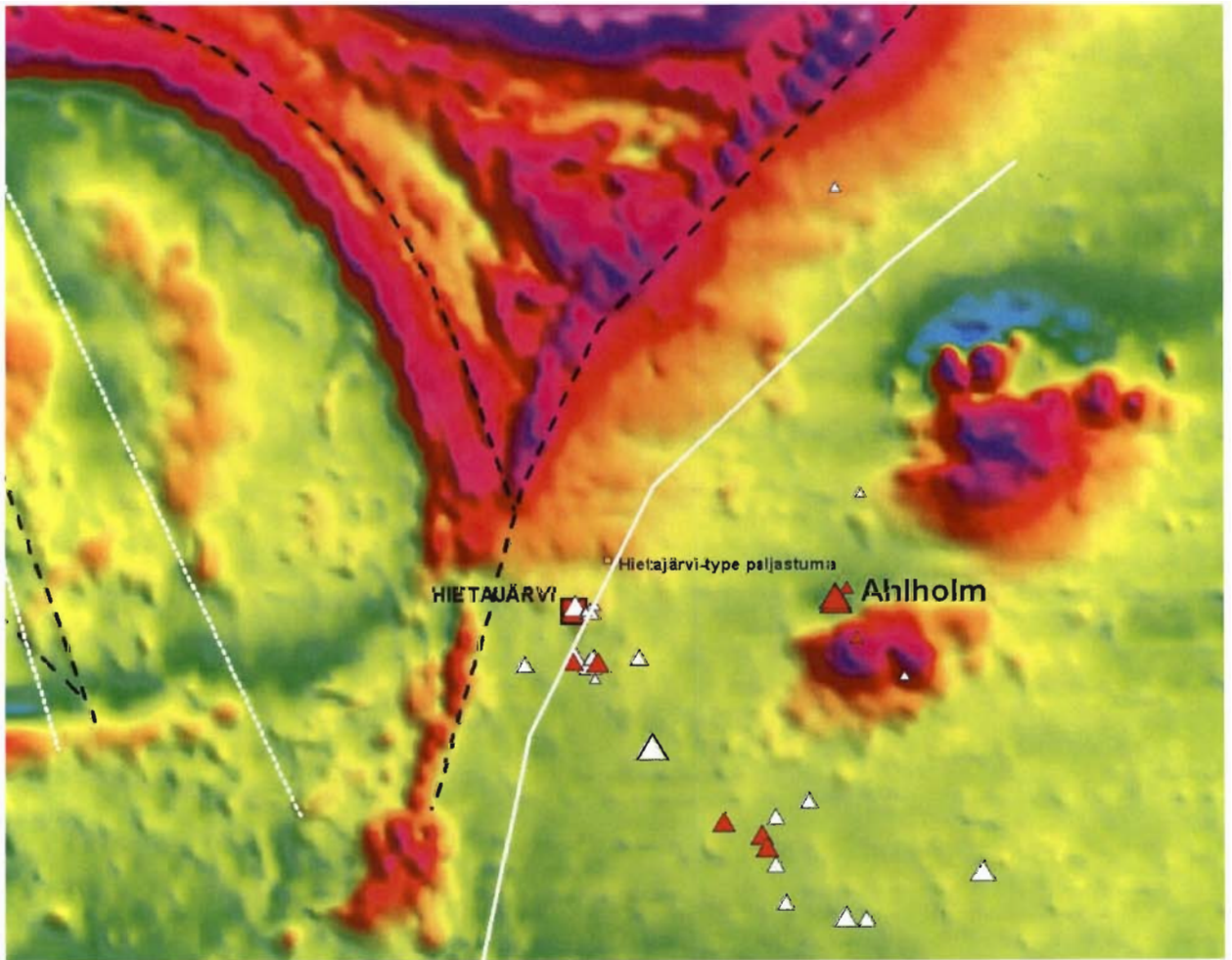
Esitelmässä kuvattiin lyhyesti kaksi työn alla olevaa tutkimuskohdetta: Pihtiputaan Pirunkoukku ja Raution batoliitin alue. Kohteiden luonnehdinta on esitetty taulukossa 1.



Kuva 3. Pihtiputaan Pirunkoukun työmaa (nelikulmio) magneettisella matalalentokartalla esitettynä. Hiertovyöhykkeet on merkitty valkoisin viivoin.

Taulukko 1. Pirunkoukku ja Raution batoliitti kultatutkimuskohteena.

Kohde	Pirunkoukku	Rautio
Aihe tutkimuksille	Lohkareita, mm. 6-7 ppm Au KVARMAASPF:ssä	Paljon aikaisempia tutkimuksia (OKME, RR, GTK), uusia lohkaraita, mm. kansannäyte (n. 2000 ppm Au KIILL:ssa) (kuva 4).
Geologinen sijainti	Otollinen sijainti suurten hiertovyöhykkeiden haaraumassa (kuva 3), sen S-puolisessa pääosin granitoideja ja juonikiviä sisältävässä yksikössä	Raution batoliitti, jota ympäröivät porfyyrin ja sedimenttikivet, mahdollinen ”jäykkä kappale” deformaatiassa
Tehdyt työt	Lohkare-etsintä, geologinen kartoitus, pintamoreeninäytteenotto, geofysiikka (MAGN, IP), POKA-näytteenotto	Lohkare-etsintä, geologinen kartoitus
Tulokset	Paikannettu IP-anomaliaita, jotka johtuvat kiisuuntuneista ja hiertyneistä KVARMAASPF-yksiköistä. Kairattu yksikkö sisältää kymmenien metrien paksuudelta muuttumista ja kiisuja (ASKI, CUKI, MAGK), mutta Au-pitoisuudet ovat vain 1 ppm:n luokkaa. Tutkimukset jatkuvat.	Työt vasta alussa. Löytyynyt pari aihelohkareen tyyppistä lohkaraita. Tutkimukset jatkuvat.



Kuva 4. Raution batoliitin NW-osan kultaviitteet (vanhat valkoisella, uudet punaisella) magneettisella matalalentokartalla esitettyinä. Piste- ja katkoviivoilla on merkitty mahdollisia hiertovyöhykkeitä. Yhtenäinen valkoinen viiva kuvastaa batoliitin reunaa.

## KIRJALLISUUSVIITTEET

- Eilu, P. 1999.** FINGOLD - a public database on gold deposits in Finland. Tiivistelmä: FINGOLD - julkinen tietokanta Suomen kultaesiintymistä. Geologian tutkimuskeskus, Tutkimusraportti - Geological Survey of Finland, Report of Investigation 146. 224 pp.
- Gebre-Mariam, M., Hagemann, S.G. & Groves, D.I. 1995.** A classification scheme for epigenetic Archaean lode-gold deposits. *Mineralium Deposita* 30, 408-410.
- Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Gebre-Mariam, M., Hagemann, S.G. & Robert, F. 1998.** Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews* 13, 7-28.
- Kerrich, R. & Cassidy, K.F. 1994.** Temporal relationships of lode gold mineralization to accretion, magmatism, metamorphism and deformation - Archean to present: A review. *Ore Geology Reviews* 9, 263-310.
- Kontoniemi, O. 1998.** Geological setting and characteristics of the tonalite and shear zone hosted Paleoproterozoic gold deposit at Osikonmäki, Rantasalmi, southeastern Finland. Synopsis. Geological Survey of Finland, Espoo. 15 pp.
- McCuaig, T.C. & Kerrich, R. 1994.** P-T-t-deformation-fluid characteristics of lode gold deposits: evidence from alteration systematics. *In* Alteration and Alteration Processes Associated with Ore-forming Systems, ed. by D.R. Lentz. Geological Association of Canada, Short Course Notes 11, 339-379.
- Murphy, J.B. 1989.** Tectonic environment and metamorphic characteristics of shear zones. *In* Mineralization and shear zones, ed. by J.T. Bursnall. Geological Association of Canada, Short Course Notes, Volume 6, 29-49.
- Tarvainen, T. 1987.** Malmiviitetietokannan käyttäjän opas. Geologian tutkimuskeskus, Opas 20, 22 s.

Mikko Tontti

## KOMMENTTI RAAHE-LAATOKKA -VYÖHYKKEKESKUSTELUUN

Taulukko 4. Vihannin Zn-Cu-malmivyöhykkeen sinkki-kupari-lyijy-metallivarannot.

Table 4. Zinc-copper-lead metal resources of the Vihanti Zn-Cu ore zone.

Sija Rank	% kok. met. sis. % of total metal content	VIHANTI-alue Mt Zn+Cu+Pb VIHANTI district	PYHÄSALMI-alue Mt Zn+Cu+Pb PYHÄSALMI district	SÄVIÄ-alue Mt Zn+Cu+Pb SÄVIÄ district		
1.	67	1,57 Vihanti 1,57	1,11 Pyhäsalmi 1,11	1,00		
2.	13	0,31	0,22	0,19		
3.	7,8	0,18	0,13	0,12		
4.	4,9	0,12	0,08	0,07	Säviä	0,06
5.	3,1	0,07	0,05 Kalliokylä 0,05	0,05		
6.	2,5	0,06	0,04 Hallaperä 0,04	0,04		
7.	2,0	0,05	0,03 Vuohtojoki 0,04			
8.	1,7	0,04	0,03	0,03		
9.	1,5	0,04	0,02 Kaskela 0,02	0,02	Säviänkannas	0,02
10.	1,1	0,03	0,02	0,02	Kangasjärvi	0,01
Teor. Mt Theoretical		2,35	1,66	1,49		
Tunnetut Mt Known		1,57	1,27	1,11		
Tuntemattomat Mt Unknown		0,78	0,39	1,38		
Tuntemattomat yhteensä Unknown total		2,55 Mt				

Julkaisussaan "Vihannin Zn-Cu-malmivyöhykkeen geomatemaattinen arviointi" Tontti, Koistinen ja Seppänen (1981) esittivät yllä olevan Sangsterin (1980) esiintymäaluemallin mukaisesti laaditun taulukon. Nyt, 20 vuotta myöhemmin voidaan tarkastella ennusteen osuvuutta. Vihannin osalta tiedetään kaivoksen elinaikana vuosina 1952-1992 tuotetun sinkkiä, kuparia ja lyijyä yhteensä 1,63 Mt, joten Outokumpu Oy:ltä saatu malmiarvio (1,57 Mt) piti hyvin paikkansa. Vihannin ympäristöstä ei ole löydetty merkittäviä varantoja. Säviän alueen luvut eivät myöskään ole muuttuneet. Pyhäsalmen alueella sen sijaan on tullut lisäystä. Mullikkoräme ja Pyhäsalmen syväalmi yhteensä antavat tunnetuiksi varannoiksi 1,92 Mt, eli ylitetään ennustemallin teoreettinenkin maksimi (1,66 Mt). Kun summataan tuntemattomat varannot yhteensä koko alueelta nykytiedon mukaan, saadaan 2,10 Mt. Karkeasti ottaen alueen sinkki-kupari-lyijy -metallivarannoista on siis noin puolet tämän mallin mukaan vielä löytymättä.

Raahe-Laatokka -vyöhykkeestä on käytetty myös nimeä "The Main Sulphide Ore Belt". Onko nimi oikeutettu, asiasta on keskusteltu. Käsittääkseni nimityksen käyttö on oikeutettua. Alueella on sijaits/e/i/vat Outokumpu, Vuonos, Luikonlahti, Hammaslahti, Virtasalmi, Laukunkangas, Kotalahti, Hitura, Makola, Pyhäsalmi, Mullikkoräme ja Vihanti, jotka kaikki ovat merkittäviä sulfidiesiintymiä. Tärkeitä oksidisia esiintymiä vyöhykkeellä ei ole, ellei Otanmäen aluetta ja Koivusaarennenvaa lueta kuuluviksi ko. vyöhykkeeseen. Siltikin ylivoimainen valtaosa esiintymistä on sulfidisia. Terminä tietenkin Raahe-Laatokka- tai Laatokka-Perämeri -vyöhyke on neutraali, sillä se ei ota kantaa alueen malmiutumistapoihin tai -tyyppeihin.

*Kalevi Korsman*

## **RAAHE-LAATOKKA –VYÖHYKKEEN SYMPOSION HERÄTTÄMIÄ AJATUKSIA**

### **Johdanto ja taustat**

Kuopiossa järjestetyn symposion tarkoituksena oli selvittää Raahe-Laatokka-vyöhykkeen geologisten tutkimusten tilaa sekä vyöhykkeen malminetsinnällisiä näkymiä ja myös muita sovellusmahdollisuuksia. Tämän päivän käsitys Raahe-Laatokka-vyöhykkeen geologiasta perustuu satoihin julkaisuihin ja kymmeniin geologiisiin karttoihin. Julkaisuluettelossa on mainittu vain laaja-alaiset yhteenvedot.

Merkittävän lähtökohdan vyöhykkeen tämän päivän tilanteen arvioinnille tarjoaa 16.02. 1978 pidetty vastaavanlainen Laatokan-Perämeren Malmivyöhyke Symposio. Silloin nimittäin Vuorimiesyhdistyksen geologijaosto järjesti Teknillisen korkeakoulun tiloissa vyöhykkeen geologiaa ja malminetsintää käsittelevän symposion, johon osallistui asiantuntijoita kaikista maamme geotieteiden organisaatioista. Kokouksesta on julkaistu yksityiskohtaisen tarkka muistio esitelmistä ja ennen kaikkea keskusteluista. Vuonna 1978 otettiin kantaa sen hetkisen tutkimuksen tilaan ja erityisen runsaasti pohdittiin tulevaisuuden toimenpiteitä tuloksellista malminetsintää ajatellen. Useimmissa puheenvuoroissa todettiin perustutkimuksen tarpeellisuus ja oltiin myös vakuuttuneita malmien löytymisestä, mikäli vyöhykkeen geologiasta on riittävästi tietoa saatavilla. Esimerkiksi vyöhykkeen laattatektonisen kehitysmallin selvittäminen koettiin avaimeksi tulevaisuuden malminetsinnälle. Eräissä esitelmissä ja puheenvuoroissa kyseenalaistettiin vyöhykkeen erikoisluonne ja siten koko sen olemassa olo. Kuitenkin jo yli 20 vuotta sitten esitettiin vakuuttavia todisteita siitä, että vyöhyke muodostaa terävän rajan arkeaisen ja svekofennisen mantereen välille.

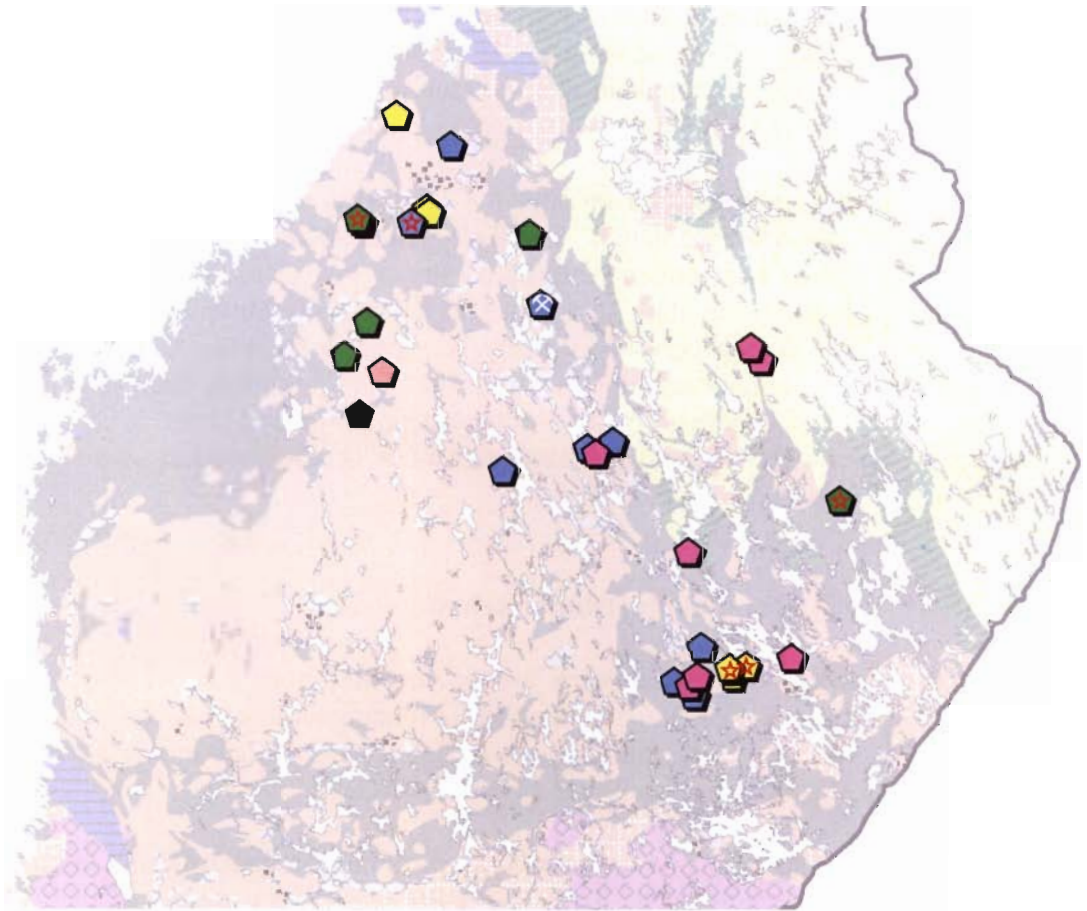
### **Vyöhykkeen tutkimusten nykyinen tilanne**

Laatokan-Perämeren symposion vaikutuksesta vyöhykkeen tutkimusta tehostettiin voimakkaasti. Vyöhykkeeltä on ilmestynyt vuoden 1978 jälkeen useita kallioperäkartoja ja niiden selityksiä, erillisjulkaisuja stratigrafiasta, rakennegeologiasta, metamorfoosista, geokemiasta, laattatektoniikasta, malmien synnystä sekä monipuolisia geofysikaalisia aineistoja ja niiden yhdistämistä kallioperän kehitykseen. Myös menetelmät ovat kehittyneet ajatellen kenttätutkimuksia, isotooppi-geologiaa ja geofysiikkaa. On myös mainittava yhteistyön kehittyminen kallioperägeologien, geokemistien, geofysikkojen ja malminetsijöiden välillä. Kuten Kuopion kokouksen esitelmistä käy ilmi, tietämys Raahe-Laatokka-vyöhykkeen geologiasta on valtavasti lisääntynyt vuodesta 1978 lähtien. Silloin pidetyn symposion asettamat perustutkimuksen tavoitteet on selkeästi saavutettu ja ylitetty. Alla olevassa on lueteltu eräitä vyöhykkeen erityispiirteitä.

- Vyöhyke muodostaa geologisten, isotooppigeologisten, geokemiallisten ja geofysikaalisten havaintojen perusteella terävän rajan arkeaisen ja proterotsooisen svekofennisen mantereen välillä. Osittain raja on vähittäinen.
- Vyöhykettä luonnehtivat proterotsooiset ofioliittimuodostumat, jotka sijaitsevat arkeaisen mantereen puolella.
- Arkeaisen mantereen reuna on voimakkaasti aktivoitunut svekofennidien kiinnittyessä siihen.
- Vyöhykkeellä on maankuoren paksuus poikkeuksellisen suuri. Paikoin se on 60 km:n luokkaa.



- Svekofennidien puolella magmatismia luonnehtii primitiivinen kaarivulkanismi.
- Aivan mantereiden saumavyöhykkeessä on tapahtunut manttelin ja alakuoren sulamista, joka on vaikuttanut intruusioiden luonteeseen ja voimakkaaseen metamorfiseen lämpövuohon.
- Linjan Savonlinna-Rantasalmi-Pieksänmäki pohjoispuolella sijaitsevan kallioperän kehitys poikkeaa monin tavoin vyöhykkeen eteläosan kehityksestä.



*Symbolien selitykset:* 1 - nikkelimalmia, 2 - sinkki-kuparimalmia, 3 - molybdeenimalmia, 4 - titaani-rautamalmia, 5 - kuparimalmia, 6 - kultamalmia; 7 - toimiva kaivos, 8 - potentiaalisesti mahdollinen kaivoskohde. Pohjakarttana yksinkertaistus Suomen kallioperäkartasta 1 : 1 000 000.

**Kuva 1.** Raahe-Latokka-vyöhykkeestä ja sen ympäristöstä vuoden 1978 jälkeen löydetty malmiesiintymät.

Tutkimustulosten perusteella ymmärretään tietyllä tavalla vieläkin, miksi vyöhykettä on kutsuttu ”Pääsulfidimalmivyöhykkeeksi”. Vyöhykkeellä on näkyvissä poikkeuksellisen useita ja merkittäviä geologisia tapahtumia, jotka ovat vaikuttaneet myös malmien muodostumiseen. Malmityyppien luokittelun perusteella geotektonisten yksikköjen luonnehtima magmaattinen toiminta, joko endo- tai exogeeninen, on ollut yleensä alkuperäinen syy metallisten raaka-aineiden tuottamiseen mutta ei suinkaan ainoa syy. Kuten esimerkiksi Outokummussa on osoitettu, monivaiheinen deformaatio on ratkaisevalla tavalla rikastanut esiintymän louhintakelpoiseksi malmiksi.

Vyöhykkeen malmipotentialiaa luonnehtivatkin erilaisissa geologisissa tapahtumissa syntyneet malmit, jotka kuitenkin tänä päivänä kyetään luokittelemaan ja yhdistämään kallioperän kehityksen perusteella.

### **Malminetsintä ja kallioperän kehitys**

Huolimatta ymmärryksen lisääntymisestä Raahe-Laatokka vyöhykkeen kehityksestä on uusien kaivostoimintaan johtaneiden malmien löytyminen vuodesta 1978 lähtien ollut vähäistä (kuva 1). Havainto herättää useita ajatuksia: onko vyöhykkeeltä löydettävissä enää louhintakelpoisia malmeja, onko kallioperän kehityksen selvittämisellä merkitystä onnistuneelle malminetsinnälle tai onko tietämys maankamaran ominaisuuksista kuitenkin liian vajavainen vaikeasti löydettyjen malmien, kuten syväalmien, etsinnälle.

Vaikka uusia kaivoksia vyöhykkeeltä on löytynyt vain yksi, vuodesta 1978 lähtien lupaavia malmiesiintymiä on havaittu kymmeniä. Edellinen viittaa selkeästi malminetsintämenetelmien kehittämiseen. Selvitykset esiintymien synnystä osoittavat myös, että tietoja kallio- ja maaperän ominaisuuksista on osattu hyödyntää. Vyöhykkeeltä ei ole tehty kuitenkaan yhtään kallioperän kokonaisvaltaiseen kehitykseen perustuvaa analyysiä, jossa selvitettäisiin Raahe-Laatokka-vyöhykkeen mahdollisia tai olemattomia malmivaroja. Eikö aika järkevään analyysiin ole vielä ollut kypsä? Ilmeisesti ei, koska intensiivisestä tutkimuksesta huolimatta laajat ja kattaviin aineistoihin perustuvat yhteenvedot vyöhykkeen kehityksestä ovat valmistuneet vasta parikymmentä vuotta Raahe-Perämeri-symposion jälkeen.

### **Tulevaisuuden toimenpiteet malminetsinnän tehostamiseksi**

Raahe-Laatokka-vyöhykkeellä on keskeinen asema venäläisten kanssa yhteistyössä tehtävässä heijastusluotausohjelmassa. Kokemusten perusteella luotaus tuottaa ratkaisevaa tietoa varsinkin kallioperän syvärakenteista. Kokemuksen perusteella voidaan kuitenkin myös todeta, että luotaus ei auta tiettyjen syvärakenteongelmien selvittämisessä.

Muutamissa tutkimuksissa on osoitettu kallioperän rakennegeologisten tapahtumien rikastaneen malmeja louhintakelpoisiksi kohteiksi. Toisaalta kallioperän ominaisuudet vaihtelevat myös tiettyjen rajapintojen suhteen syvyyden funktiona, mikä näyttää myös vaikuttavan yleensä malmien esiintymiseen ja niiden rikastumiseen. Edellisestä huolimatta kallioperän kokonaisvaltaista tektonismetamorfista kehitystä ei ole juuri huomioitu kultamalmien tutkimusta lukuun ottamatta malminetsinnässä. Varsinkin metamorfisia petrologeja ja taitavia rakennegeologeja ja heidän havaintojaan olisi syytä käyttää entistä enemmän malminetsinnässä.

Pyhäsalmi-Vihanti-vyöhyke näyttää konkreettisten tulosten perusteella vieläkin erittäin lupaavalta malminetsinnän kannalta. Tutkimuksia haittaa kuitenkin paljastumien vähyys. Tulevaisuudessa tarvitaan geofysikaalisten ja moreenigeokemian menetelmien sekä yhteistyön kehittämistä. Moreeni- ja lohkarermineralogia on osoittautunut käyttökelpoiseksi malminetsintämenetelmäksi huonosti paljastuneilla alueilla. Menetelmä on ollut vielä lähes käyttämätön voimavara Vihanti-Pyhäsalmialmi-vyöhykkeellä.

Jo 1978 arveltiin, että Raahe-Perämeren-vyöhyke ei ole ilmeisesti ainoa merkittävä malmipotentialinen alue Suomessa. Tuottaviksi malminetsinnän kohteiksi ovat osoittautuneet mm. Vammalan-Tampereen alue ja Lapin vihreäkivivyöhykkeet. Raahe-Laatokka-vyöhyke on kuitenkin edelleen säilyttänyt asemansa merkittävimpana malmivyöhykkeenä. Se on vertaansa vailla

oleva monipuolinen geologisen kehityksen ja erilaisten malmityyppien tutkimuskohde. Saatua tuloksia voidaan hyödyntää Suomen rajojen ulkopuolellakin kuten on tehty. Kansainvälistyminen on kuitenkin vasta alussa. Kuopiossa pidetyn kokouksen perusteella olisi syytä järjestää laajapohjainen Raahe-Laatokka-symposio vuoden 1978 tapaan.

### **Kirjallisuus**

- Ekdahl, E. 1993.** Early Proterozoic Karelian and Svecofennian formations and the Evolution of the Raahe-Ladoga Ore Zone, based on the Pielavesi area, central Finland, Geol. Surv.f Finland, Bull., 373, 137 pages.
- Huhma, H. 1986.** Sm-Nd, U-Pb and Pb-Pb isotopic evidence for the origin of the Early Proterozoic Svecofennian crust in Finland. Geological Survey of Finland Bulletin 337, 48 p.
- Koistinen, T.J. 1981.** Structural evolution of an early Proterozoic strata-bound Cu-Co-Zn deposit, Outokumpu, Finland. Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci., 72 (2), 115-158.
- Kontinen, A. 1987.** An early Proterozoic ophiolite - the Jormua ultramafic-mafic complex, northeastern Finland. Precambrian Research 35, 313-341.
- Korsman, K.; Korja, T.; Pajunen, M. and Virransalo, P. 1999.** The GGT/SVEKA Transect: Structure and Evolution of the Continental Crust in the Paleoproterozoic Svecofennian Orogen in Finland. Int. Geol. Rev. 41. 287-333.
- Lahtinen, R. 1994.** Crustal evolution of the Svecofennian and Karelian domains during 2.1-1.79 Ga, with special emphasis on the geochemistry and origin of 1.93-1.92 Ga gneissic tonalites and associated supracrustal rocks in the Rautalampi area, central Finland. Geological Survey of Finland, Bulletin 378. 128 p.
- Vuorimiesyhdistys. 1978.** Laatokan-Perämeren malmivyöhyke. 167. s.