

**RYTYKSEN KOMATIITTINEN KUMULUSKOMPLEKSI
SUOMUSSALMEN VIHREÄKIVIVYÖHYKKEELLÄ**

Jussi-Pekka Kinnunen

**Turun yliopisto
Maantieteen ja geologian laitos
Geologian osasto
2013**

TURUN YLIOPISTO
Maantieteen ja geologian laitos

KINNUNEN, JUSSI-PEKKA: Rytyn komatiittinen kumuluskompleksi Suomussalmen vihreäkivivyöhykkeellä.

Pro Gradu -tutkielma, 138 s. + 7 liitettä, joista 3 karttaa ja 1 DVD
Geologian osasto
Heinäkuu 2013

Arkeinen Tipasjärvi-Kuhmo-Suomussalmi -vihreäkivivyöhyke on syntynyt kehittyvässä rifting-systeemissä. Näiden vihreäkivivyöhykkeiden stratigrafiset sarjat ovat rinnastettavissa toisiinsa. Rytyn hyvin paljastuneella tutkimusalueella Suomussalmen pohjoisosassa on eräs Suomussalmen vihreäkivivyöhykkeen tyyppiprofiili, johon kuuluu kolmenlaisia kiviä.

Vanhinta pohjaa edustavat Luoma -ryhmän heterogeeniset happamat, intermediääriset ja emäksiset laavat, vulkanoklastiset metasedimentit ja/tai tuffit, jotka ovat kerrostuneet kuivalle maalle tai matalaan veteen. Kiven zirkonista on mitattu U-Pb -ikä 2943 ± 20 Ma.

Suomussalmi -ryhmän Saarikylä -muodostumaan kuuluvat ultramafiset komatiitit ja komatiittiset basaltit ovat alun perin meren pohjalle purkautuneita laavoja. Komatiittien ja komatiittisten basalttien purkautuminen on ajoitettu välille 2790 – 2770 Ma.

Nuorinta magmatismia alueella edustaa komatiittien ja komatiittisten basalttien väliin purkautunut varhaisproterotsooinen, n. 2450 Ma ikäinen gabrojuoni.

Alueella on vallinnut kuusi arkeista ja kaksi proterotsooista deformaatiovaihetta. Luoma-ryhmän metasedimenteissä näkyy D₂ -vaihe ja Suomussalmi -ryhmän kivissä D₃ -vaihe. Gabro on syntektoninen D₇ -juoni.

Kaikki kivet ovat metamorfoituneet ja muuttuneet. Luoma -ryhmän metavulkaniitit ovat grauvakoita ja metamorfisia (\pm kiille)liuskeita. Alun perin peridotiittiset, lähes puhtaasta oliviinista koostuneet, komatiitit ovat serpentiniittejä ja vuolukiveä, sekä paikoin kloriittikiveä. Komatiitit ovat voimakkaassa CO₂ -metasomatoosissa karbonaattiutuneet ja talkkiintuneet, mihin liittyy voimakas magnetiitin segregatio ja mobiloituminen. Muuttumisesta huolimatta varsinkin länsipuolen paljastumilla on näkyvissä alkuperäisiä reliktejä laavakanavarakenteita, mm. kromiitti-pyrokseenikerrostuminen ja "hopper" -oliviini, sekä laaja kirjo pseudomorfisia kumulusrakenteita. Komatiittiset basaltit ovat vihreäkiviä, joiden joukossa on useita tyynylaavapaljastumia. Gabrossa plagioklaasi on voimakkaasti serisiittiytynyt ja epidoottiutunut. Sarvivälke on kloriittiutunut ja koko kivi karbonaattiutunut.

Geokemialtaan Luoma-ryhmän metavulkaniitit ovat happamia-intermediäärisiä ryoliitteja, dasiitteja ja andesiitteja. Komatiittien MgO -pitoisuus on korkea, keskiarvoltaan 43,15 %, ja ne ovat geokemiallisesti pääosin adkumulaatteja ja harrisiitteja. Voimakas karbonaattiutuminen on muuttanut alkuainesuhteita niin, ettei esim. Al₂O₃/TiO₂ -suhteen perusteella voi tehdä komatiittiluokittelua. Mg -tholeiittiset komatiittiset basaltit ovat komatiittisulan fraktioitumisesta jääneitä jäännössulia, jotka purkautuivat komatiittien päälle. Basalttinen – Mg -tholeiittinen gabro on koostumukseltaan samankaltainen komatiittisten basalttien kanssa, mutta geokemiallisesti silti hyvin erotettavissa. Kloriittikivet/-liuskeet sijoittuvat diagrammeissa lähelle komatiitteja, mutta ne ovat selvästi Al -rikkampia.

Tutkimusalueelta ja sen näytteistä on otettu runsaasti kuvia, jotka tekstiosuuden lisäksi julkaistaan hypertekstimuotoisena mukana tulevalla DVD -romilla. DVD:llä ovat myös analyysit Excel- ja GCDKit -taulukkoina, varsinainen teksti ja sen liitteet pdf -tiedostoina, sekä paljastumat ja näytteenottopisteet ESRI shapefile -tiedostoina.

Asiasanat: arkeinen, gabro, geokemia, komatiitit, kumulaatit, metamorfiset kivet, metavulkaniitit, stratigrafia, Suomi, Suomussalmi, ultramafiitit, vihreäkivivyöhykkeet.

Sisällysluettelo:

1. Tutkimuksen aloitus, kulku ja tavoitteet	6
2. Tutkimusalueen sijainti	7
3. Tutkimusmenetelmät	9
3.1 Paljastumien asemointi	9
3.2 Näytteet	9
3.3 Geokemiallisen aineiston käsittely	10
3.4 GIS -paikkatietoprojekti	10
3.5 Paljastumien valokuvaus	10
3.6 Syväkairaukset	11
3.7 Geofysiikka	11
4. Suomussalmen vihreäkivivyöhyke	12
5. TKS-vihreäkivivyöhykkeen rakenne-evoluutio ja metamorfoosi	19
6. Komatiiteista	21
6.1 Komatiittien määrittely	21
6.2 Komatiittien vulkanologia ja rakenteet	22
6.3 Kumulaattirakenteet	29
6.3.1 Kumulaattitermistön synty	30
6.3.2 Tekstuurien määritelmät	30
6.3.3 Kumulaattien luokittelu	31
6.3.4 Ultramafisten kumulaattien geokemia	33
6.4 Komatiittien geokemiasta	34
6.5 Ultramafiittien metamorfoosi ja serpentiniittiytyminen	39
6.6 Karbonaattiutumisen	43
7. Rytyksen petrografia	46
7.1 Luoma-ryhmän vulkaaniset metasedimentit	46
7.2 Komatiitit	54
7.3 Komatiittiset basaltit	78
7.4 Gabrojuoni	81
7.5 Karbonaattikivet	86
7.6 Magnetiittikivet	93

8. Rytyksen geokemia	96
8.1 Geokemialliset diagrammit	97
8.2 Komatiitit	104
8.3 Komatiittiset basaltit	108
8.4 Gabro	108
8.5 Geotektoninen luokittelu	109
8.6 Kemostratigrafia	110
9. Tulosten tarkastelu	114
9.1 Tutkimustavoitteiden toteutuminen	114
9.2 Korrelaatio alueelliseen stratigrafiaan	114
9.3 Jatkotutkimusmahdollisuudet	115
10. Yhteenveto	115
10.1 Vanhin pohja	115
10.2 Komatiittien ja komatiittisten basalttien purkautuminen	116
10.3 Metamorfoosi - serpentiiniittyminen ja “vuolukiveytyminen”	117
10.4 Gabrojuoni – nuorin vulkanismi	119
10.5 Nykyhetki ja tulevaisuus	120
Kiitokset	
Kuvaluettelo	
Lyhenteitä ja sanastoa	
Lähteet	
Liitteet:	
Liite 1 A. Paljastumakartta	
Liite 1 B. Kartta paljastumista joilta on analyysi	
Liite 1 C. Kartta paljastumista joilta on ohuthie	
Liite 2. Stratigrafiaprofiileissa mukana olleet silikaattianalyysien tulokset	
Liite 3. Muut Rytyksen analyysitulokset	
Liite 4. Tipasjärvi – Kuhmo – Suomussalmi (TKS) -vihreäkivivyöhykkeillä tehty aiempi tutkimus	
Liite 5. DVD	

1. Tutkimuksen aloitus, kulku ja tavoitteet

Professori Heikki Papunen ehdotti keväällä 1996 opintojensa loppuvaiheessa olevalle tekijälle Rytyn kalliopaljastumaryhmän detaljikartoitusta pro gradu -työksi. Tutkimus liittyi Geologian tutkimuskeskuksen (GTK) alueella suorittamaan kallioperätutkimukseen ja -kartoitukseen, vaikka se onkin alueellisesti suppea ja pääpaino on ollut itsenäisellä detaljitutkimuksella. GTK:n puolelta työtä ohjasi ja tuki Itä-Suomen arkeoisella alueella kallioperäkartoitusta ja malminetsintää johtava toimialapäällikkö FT Erkki Luukkonen.

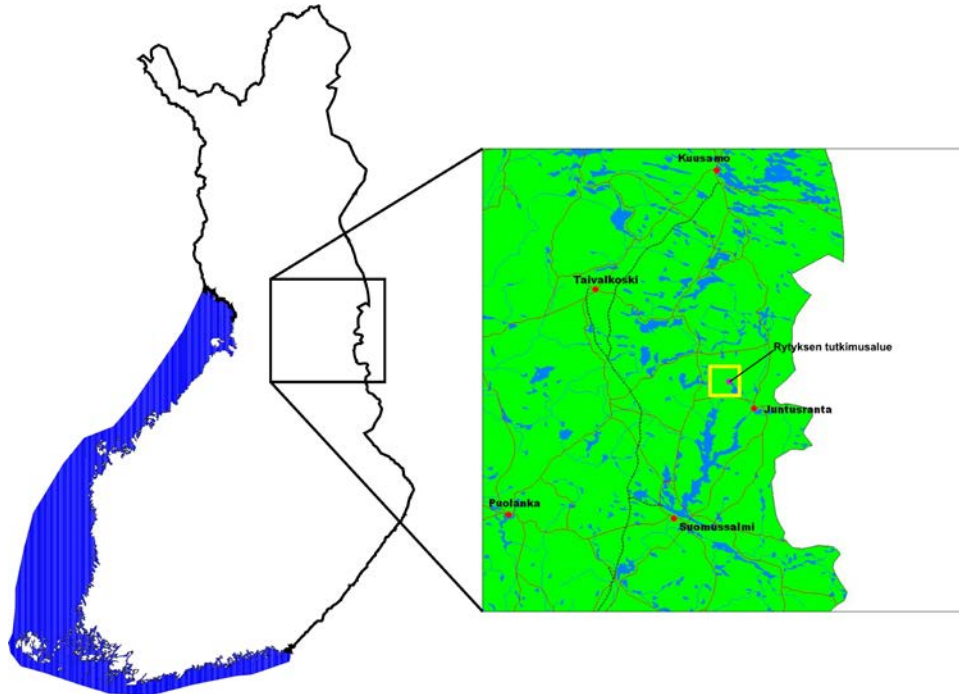
Tutkimuksen päätavoitteena alusta asti on ollut Rytyskallion ultramafisten kumulaattien ja niihin liittyvien kivilajiyksiköiden tarkka detaljikartoitus ja erityyppisten rakenteiden petrografinen kuvaus ja tallentaminen. Toisena tavoitteena on ollut oppia ymmärtämään paremmin kumuluskompleksin geokemiallisia ominaispiirteitä. Kolmantena tavoitteena on ollut soveltaa edellä mainittuja havaintoja kumuluskompleksin ja koko vihreäkivivyöhykkeen stratigrafiaan.

Tutkimus alkoi kenttätöyökäudella kesällä 1996, jolloin tutkimusalueen kaikki paljastumat etsittiin ja alue kartoitettiin mittakaavaan 1:1000. Talven 1996 - 97 aikana tekijä valmisti käsinäytteistä ja geologikairanäytteistä tehdyistä hiepaloista ohuthieitä, digitoi paljastumakartan ja valokuvat, keräsi kaiken tutkimusalueelta saatavilla olevan aineiston GIS -projektiksi ja käsitteli geokemiallista aineistoa. Kesällä 1997 tekijä revidoi tutkimusalueella keskittyen tarkemmin paljastumien ja rakenteiden kuvauksiin. Talvella 1997 – 98 tutkielman tekstiosuus laajeni n. 60 sivuun. Silloiset ohjaajat Heikki Papunen ja Erkki Luukkonen lukivat tekstin läpi ja heidän ehdotustensa mukaan korjattu versio jäi sitten hyllylle 12 vuodeksi, kunnes se otettiin taas työn alle 2009. Syyskuussa 2011 tekijä vieraili Rytysellä vielä kolmena päivänä palauttaen tutkimusalueen yleispiirteet muistiin ja tarkentaen itäpuolen kivilajirajojen kulkua. Yhteensä kenttätöyöaikaa tekijältä kului n. 5 kuukautta.

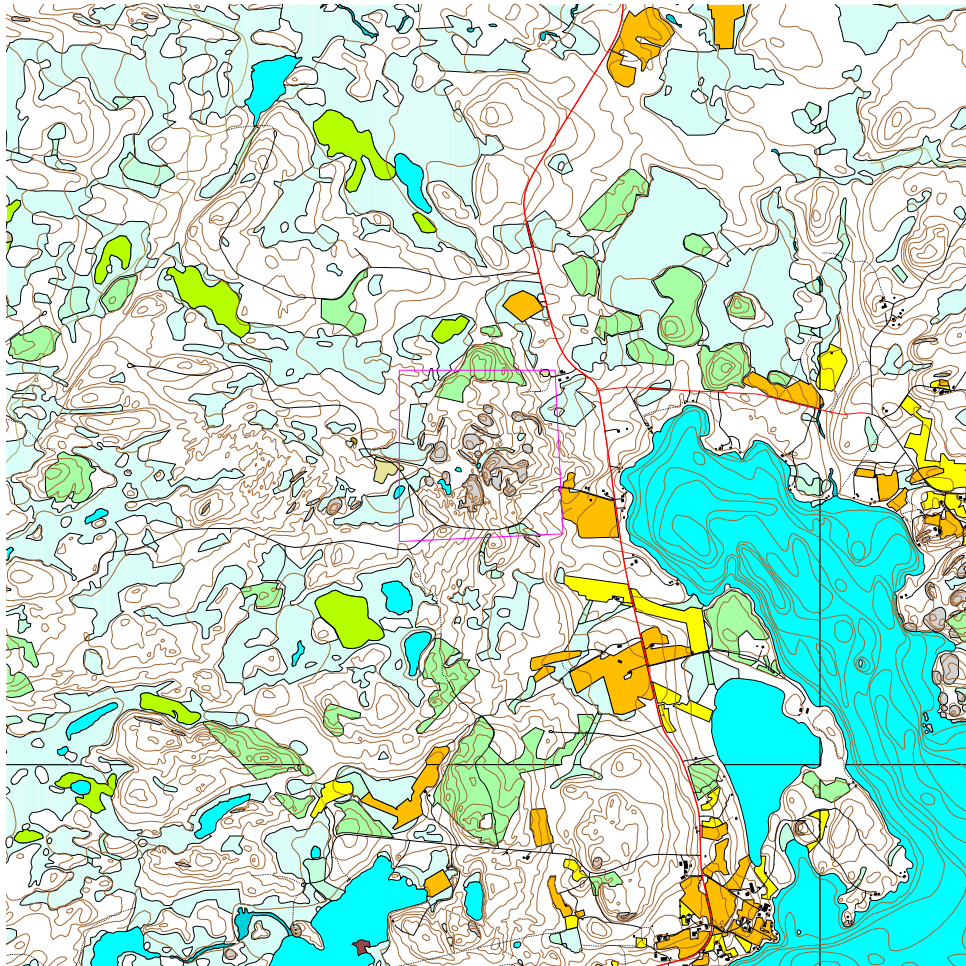
2. Tutkimusalueen sijainti

Rytyksen kylä ja Rytyskallio, jossa tutkimusalue sijaitsee, on Kainuussa, Suomussalmen kunnan pohjoisosassa, noin kaksi kilometriä Saarikylästä pohjoisluoteeseen (Kuva 1). Rytyskallion alueella on hyvin paljastunut ultramafinen kompleksi, joka on todettu tärkeäksi esimerkkitapaukseksi komatiittisista kumulaateista. Se on tämän tutkimuksen kohde. Tutkimusalueen koordinaatit KKJ-4 -projektiossa ovat $x = 7244400 - 7245200$, $y = 4466200 - 4467000$ ja se sijaitsee Hinkusuon peruskarttalehdellä 4513 03 C-D (Kuva 2).

Tutkimusalue sijaitsee kumpumoreenimäellä, jolla kasvaa pääasiassa nuorta mäntymetsää ja koivuja. Painanteissa on useita pieniä lampia jotka kesäisin kuivuvat pois. Kaakkoisosassa on pieni suoalue, jolta laskee itään päin puro Saarijärveä kohti. Alueella on runsaasti erillisiä kalliopaljastumia, tämän tutkimuksen paikkatietoprojektin mukaan alun toista tuhatta. Enin osa paljastumista on melko pieniä, usein vain n. 1 - 5 m² suuruisia. Vastakohtana pienille paljastumille on kaksi korkeinta kalliomäkeä tutkimusalueen keskiosassa. Niiden suurin korkeus merenpinnasta on n. 245 m ja ne kohoavat n. 45 m korkeammalle 700 m itään sijaitsevan Saarijärven pinnasta.



Kuva 1. Rytynen tutkimusalueen sijainti Suomessa Suomussalmen pohjoisosassa.



Kuva 2. Rytynen tutkimusalue maastokartalla. Pohjakarttana maastotietokanta, maanmittauslaitoksen avoin aineisto muokattuna, © Maanmittauslaitos.

3. Tutkimusmenetelmät

3.1 Paljastumien asemointi

Tutkimusalueen läpi kulki v. 1994 geofysikaalisia tutkimuksia varten tehty pohjois-etelä-suuntainen linja, $y = 4466500$, jossa oli paalut 50 m välein. Tästä linjasta vedettiin itä-länsisuuntaiset poikittaislinjat. Tutkimusalue paalutettiin 50 m pistevälein niillä alueilla, joilla kalliopaljastumia löytyi. Näin saatiin 50 x 50 m ruudukko, jonka avulla paljastumien lopullinen asemointi 1:1000 paljastumakartalle tapahtui. Kalliopaljastumia löytyi tutkimusalueelta 1160 kpl (Liite 1 A).

Tutkimusalueen kompassimittauksia tulkitessa täytyy ottaa huomioon voimakkaat magneettiset häiriöt (mm. magnetiitin runsas esiintyminen) ja eranto, joka vuoden 1988 1:20 000 karttalehdellä 4513 03 oli $+156^{\vee}$, eli n. $10,4^{\circ}$. Vuotuinen muutos on $+ 1,1^{\vee}$. Pahimmillaan kompassimittauksia oli mahdoton suorittaa magneettisten häiriöiden takia.

3.2 Näytteet

Tämän tutkimuksen aikana kerättiin Rytyksen tutkimusalueelta yhteensä n. 300 geologikaira- ja käsinäytettä kattavasti alueen joka puolelta. Osa edustavimmista käsinäytteistä sahattiin, hiottiin ja lakattiin ja tasainen pinta skannattiin jpg -kuviksi. Skannausmenetelmä toimi hyvin komatiittisten kumulaattirakenteiden tallentamisessa ja esittämisessä. Osasta käsinäytteistä sahattiin hiepalat valmiiksi iltaisin GTK:n Kellojoen tukikohdassa. Ohuthieitä varten otettujen näytteiden sijaintikartta on **Liitteessä 1 C**. Kirjoittaja työskenteli Turun yliopiston geologian laitoksella hielaboratoriossa tutkimusassistenttina 1.2.1997 – 31.5.1998 ja valmisti perustyönsä ohella hiepaloista 180 lasitettua ohuthieitä tätä tutkimusta varten. Ohuthieet on tutkittu polarisaatiomikroskoopilla ja jokaisesta hieestä on otettu edustava mikroskooppivalokuva sekä yhdellä että kahdella nikolilla. Kaikki mikroskooppihiekuvat julkaistaan DVD:llä (Liite 5).

3.3 Geokemiallisen aineiston käsittely

Geologikairalla otetuista näytteistä teetettyjä analyysejä tutkimusalueelta on yhteensä 116 kpl (Liite 1 B). Analyysit tehtiin GTK:ssa XRF -menetelmällä sulatteesta ja hivenalkuaineanalyysit puristenapeista. Pääalkuaineiden analyysitulokset ovat vedettömiä ja analysoitavien näytteiden tasa-aineisuus on varmistettu. Geokemiallisen aineiston käsittely suoritettiin alun perin Excel 97, Access 97, Igpct ja Minpet 2.02 -ohjelmilla. Lopulliset geokemialliset diagrammit tätä julkaisua varten luotiin GCDKit 3.0 -ohjelmalla (Janoušek et al. 2006). Stratigrafiadiagrammien laadinnassa käytettiin apuna Golden Software Grapher -ohjelmaa.

3.4 GIS -paikkatietoprojekti

Maastossa käsin piirrettyjen paljastumakarttojen digitointi on suoritettu alun perin MapInfo 4.1-ohjelmaa ja Calcomp A0 -digitointipöytää apuna käyttäen Turun yliopiston Maantieteen laitoksen tietokonekartografian laboratoriossa vuosina 1996 - 1997. Lopulliseen karttojen ulkoasun, valokuvien ja skannattujen kuvien muokkaamiseen käytettiin Coreldraw X5 ja Photopaint X5 -ohjelmia. Kaikki tutkimukseen liittyvä paikkatietoaineisto tallennettiin paikkatietoprojektiksi. Myös kaikki paperikartat digitoitiin ja asemoitiin erillisiksi karttatasoiksi. Paikkatieto-ohjelmaksi tutkimukseen valittiin ESRI ArcView GIS 3.3 ja sen lisälaajennukset Spatial Analyst, 3D Analyst, Image Analysis, Network Analyst ja Tracking Analyst. Lisäksi käytettiin kymmeniä ESRI ArcScripts -sivuston lisäosia ja ohjelmaskriptejä. Tutkimuksen paikkatietoprojektin kaikki aineisto on muunnettu kallioperäkartoituksen pohjana käytetyn 1:20 000 peruskarttalehden 4513 03 mukaiseen KKJ4 -koordinaatistoon, jossa keskimeridiaani on 30°. Tämä siksi koska aineisto on käsitelty käytännössä kokonaan jo 1990-luvulla ja nykyinen koordinaatistojärjestelmä ETRS-TM35FIN otettiin käyttöön vasta vuonna 2005.

3.5 Paljastumien valokuvaus

Paljastumavalokuvat on otettu Pentax ME-super -kameralla 40 - 80 mm objektiivilla, jossa on myös makro. Filminä on käytetty 200 ASA Kodak ja Fuji

värifilmiä. Kehitetyt kuvat digitoitiin skannerilla jpg -kuviksi. Tuolloin digitaalikamerat olivat vasta tekemässä tuloaan, eikä sellaista ollut käytettävissä. Huomioitavaa on että paljastumakuvissa mittakaavana toiminut kompassi ei näytä useinkaan oikein tutkimusalueen magnettisten häiriöiden vuoksi. Tutkimusalueen kompassilukemiin ei siis välttämättä voi luottaa.

3.6. Syväkairaukset

Geologian tutkimuskeskus on tutkinut Rytyksen komatiittista kumuluskompleksia myös syväkairauksin. Rytyksen paljastumajoukon länsireunalle on vv. 1995 - 96 kairattu kuusi reikää ja 200 - 400 m paljastumajoukosta etelään, maapeitteisille alueille kymmenen reikää, jotka eivät varsinaisesti kuulu Rytyksen tutkimuksen piiriin. Timo Heinon ja Markku Kilpelän tekemät kairausraportit ovat olleet käytettävissä tutkimusta tehtäessä. Syväkairauksia ei tässä julkaisussa esitetä tarkemmin. Tärkein niistä saatu hyöty on ollut olla apuna kivilajirajojen määrittelyssä. Myös Tulikivi Oy on kairannut alueen itäreunalle komatiittisten basalttien ja vuolukiven kontaktiin yhden reiän. Tästä kairauksesta tekijällä ei ole raporttia.

3.7 Geofysiikka

Geologian tutkimuskeskus on kallioperä- ja malmitutkimustensa yhteydessä tutkinut aluetta ja sen ympäristöä usein geofysikaalisin mittausmenetelmin. Tätä tutkimusta varten käytettävissä olivat 1.) magneettinen matalalentokartta väripintakarttana koko TKS-vihreäkivivyöhykkeiltä, 2.) magneettiset matalalentokartat, vinovalaistu väripintakartta, sekä harmaasävykartta koko Suomussalmen vihreäkivivyöhykkeen alueelta ja 3.) Rytyskallion paikalliset mittaukset, magneettinen profiilikartta totaali-intensiteetti, sähkömagneettinen profiilikartta Slingram, sekä sama-arvokarttina magneettinen totaalikenttä, sähkömagneettinen Slingram reaali ja imaginääri ja SM-painovoima yhdistelmäkartta. Kaikki geofysikaaliset kartat digitoitiin ja asetoitiin tutkimuksen paikkatietoprojektiin rasteritasoiksi. Geofysiikan mittaustulokset ovat olleet tärkeimpänä apuna määriteltäessä kivilajirajoja maapeitteisillä alueilla.

4. Suomussalmen vihreäkivivyöhyke

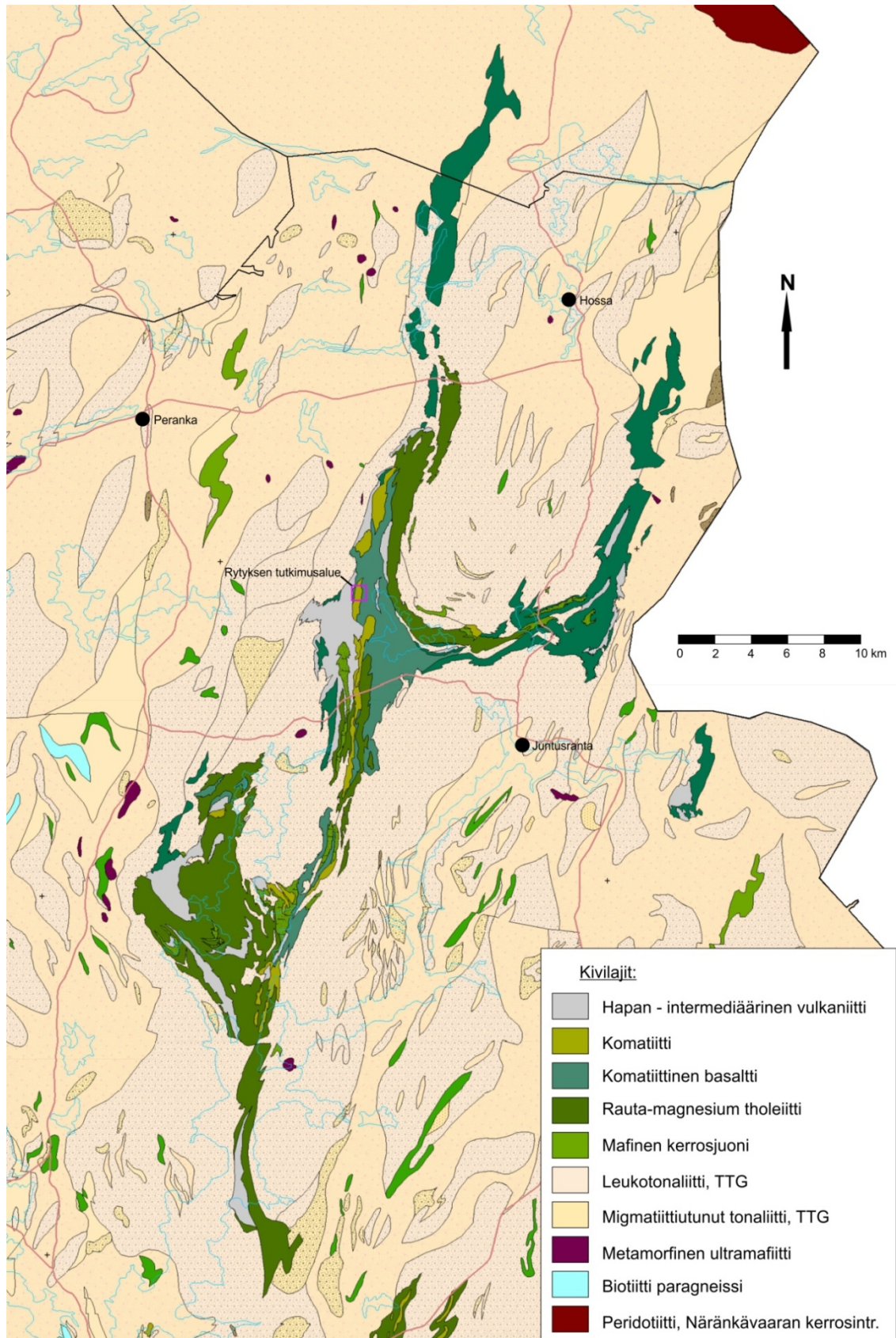
Baltian kilpi muodostui arkeeisena ja proterotsooisena aikana 3.5 – 1.5 Ga sitten pääosin neljän orogeenisen tapahtuman seurauksena. Baltian t. Fennoskandian kilpi on kuulunut osaksi Pohjois Atlantin kratonia (**Hölttä et al. 2008**). Arkeeiseen aikaan sijoittuvat Saamian (> 2.9 Ga) ja Lopian (2.85 – 2.68 Ga) –orogeniat. Ajanjaksolta 2.90 – 2.85 Ga ei Suomesta tunneta syväkiviä. Vanhimmasta Saamian -orogeniasta tiedetään hyvin vähän. Lopian -orogeenian aikana syntyi Saamian kerrostumien päälle kahdenlainen kivilajiympäristö. Toisena syntyivät korkean asteen gneissit ja toisena granitoidi-intruusiot ja vihreäkivivyöhykkeet. Baltian kilven arkeeisten kivien jaottelussa on perinteisesti käytetty jakoa kolmeen kuoren domainiin: Karjala, Kuola ja Belomoria. Suomen alueen arkeiset kivet, myös Itä-Suomen vihreäkivivyöhykkeet, kuuluvat Karelia-domainiin, joka alueellisesti jatkuu pitkälle Venäjän Karjalan puolelle. (**Windley ja Bridgwater 1971, Gaal ja Gorbachev 1987, Käpyaho 2007a**). TKS-vihreäkivivyöhykkeet olivat ensimmäiset Euroopasta 1976 löydetyt vihreäkivivyöhykkeet (**Blais et al. 1978**).

Geologisesti Rytyksen tutkimusalue sijoittuu arkeeiselle alueelle Suomussalmen vihreäkivivyöhykkeelle. Se on pohjoisin Itä-Suomen vihreäkivivyöhykkeistä, joihin kuuluvat myös etelämpänä sijaitsevat Ruokojärven, Kuhmon ja Tipasjärven vihreäkivivyöhykkeet ja stratigrafiset ryhmät (Group/Suite). Suomussalmen vihreäkivivyöhyke on fyysisiltä mitoiltaan n. 55 km pitkä, etelälounaasta pohjoiskoilliseen kulkeva n. 1 - 3 km leveä vyöhyke. Sen eteläkärjestä n. 14 km pohjoiseen on vyöhykkeessä n. 8 x 8 km leveä Kiannanniemen pahku ja n. 35 km:n kohdalta siitä erkanee itään päin n. 9 km pitkä ja 2 km leveä vyöhyke, joka kaartuu loppua kohden itäkoilliseen-koilliseen päin. Suomussalmen vihreäkivivyöhykkeen eteläisin kärki on Suomussalmen kirkonkylältä kolmisen kilometriä itään, pohjoisin kärki ulottuu juuri Kuusamon puolelle ja on n. 5 km Teerirannasta pohjoisluoteeseen, läntisin kärki on Hossasta viitisen kilometriä kaakkoon ja itäisin kärki Kiannanniemeltä n. 4 km länteen päin (**Kuva 3**).

Rytyksen alue on kartoitettu Geologisen tutkimuslaitoksen (aik. Geologinen

komissioni) 1:400 000 karttasarjassa. Matiston (1954, 1958) julkaisemalla Suomussalmen lehdellä D5 metakomatiitit on kartoitettu mineraalikoostumuksensa mukaan serpentiniiteiksi ja talkki-magnesiittikiviksi. Itä-Suomen vihreäkivivyöhykkeillä aiemmin tehtyjä tutkimuksia ja historiaa käydään tarkemmin läpi **Liitteessä 4**.

Suomussalmen vihreäkivivyöhykettä ympäröi vanha, mahdollisesti primitiivisen meren pohjan kuoren osittainsulamisen tuotteena syntynyt (Martin et al. 1984), arkeinen pohja, tonaliitti-, trondhjemitti- ja granodioriittigneissi (TTG), sekä migmatiitit. Itse vihreäkivivyöhyke koostuu pääosin suprakrustisista vulkaniiteista ja sedimenteistä. Kemialliselta koostumukseltaan kivilajit vaihtelevat suuresti happamista ryoliittisista kivistä ultramafisiin komatiittisiin kiviin. Hallitsevimpana ryhmänä ovat Mg -rikkaat basaltit, amfiboliitit, intermediääriset vulkaniitit ja komatiitit. Kaikki kivilajit ovat metamorfoituneet amfiboliittifasieksessa ja mineraaliseurueet edellyttäisivät kivilajinimien yhteydessä aina etuliitettä meta-, mutta se on kuitenkin usein jätetty pois (Sorjonen-Ward et al. 1997, Luukkonen ja Sorjonen-Ward 1998, Sorjonen-Ward ja Luukkonen 2005).



Kuva 3. Suomussalmen vihreäkivivyöhyke. Vesistöjen rantaviivat on merkitty sinisellä ja päätiestö punaisella viivalla. Rytyksen tutkimusalue on merkitty fuksianvärisellä neliöllä. Kivilajien pohjakarttatasona DigiKP200 ja yksikkötiedot FINSTRATI –järjestelmästä, aineistot muokattuna © Geologian tutkimuskeskus 2013.

Suomussalmen vihreäkivivyöhykkeen kivilajit voidaan jakaa kahteen selvästi eri-ikäiseen vulkaaniseen muodostumaan, joita erottaa tektoninen kontakti (Engel ja Diez 1989). Vihreäkivivyöhykkeen länsiosaan sijoittuva Luoma -ryhmä on iältään vanhempi, n. 2.94 Ga, ja sen ajatellaan syntyneen jo ennen vihreäkivivyöhykettä ympäröivää n. 2.84 Ga ikäistä pohjagneissikompleksia (TTG). Täten Luoma-ryhmä olisi koko TKS (Tipasjärvi-Kuhmo-Suomussalmi) -vihreäkivivyöhykkeen vanhin yksikkö. Nuorempi Suomussalmi -ryhmä on iältään n. 2.82 – 2.77 Ga. Kumpikin ryhmä kuuluu Kianta -superryhmään (Supergroup/Supersuite/Complex 1201; Papunen et al. 2009, FINSTRATI 2010, Huhma et al. 2012).

Luoma -ryhmä (Group/Suite 120101; FINSTRATI 2010) on saanut nimensä läheisen Ala-Luoman järven mukaan (Piirainen 1988). Luoma -ryhmä on kivilajeiltaan hyvin epähomogeeninen koostuen pääasiassa kalkkialkalisista happamista, intermediääreistä ja emäksisistä laavoista, pyroklastiiteista ja pyroklastisista sedimenttikivistä, jotka ovat kerrostuneet joko veteen tai kuivalle maalle. Osa sedimenttiperäisistä kivistä on rapautunut mahdollisesti varhaisarkeisesta SiAl -kuoresta. Luoma -ryhmän kivien kerrostumispohjaa ei tunneta.

Suurin osa Suomussalmen vihreäkivivyöhykkeen kivistä kuuluu kuitenkin selvästi nuorempaan, iältään n. 2800 - 2650 miljoonaa vuotta vanhaan Suomussalmi -ryhmään (Group/Suite 120102, FINSTRATI 2010; vanh. teksteissä Saarijärvi -ryhmä). Stratigrafisesti Suomussalmi -ryhmä jaetaan neljään eri muodostumaan ikäjärjestyksessä vanhimmasta nuorimpaan, Mesa-aho-, Tervonen-, Saarikylä- ja Huutoniemi -muodostumat, **Taulukko 1**. Suomussalmi -ryhmän kiviin kuuluu lähinnä komatiittisia ja tholeiittisia basaltteja, komatiitteja, joista selvimpänä esimerkkinä juuri Rytynen komatiittiset oliviini (\pm pyrokseeni) kumulaatit, vulkanoklastisia yksiköitä ja konglomeraatteja. Suomussalmi -ryhmän kivet ovat todennäköisesti peräisin muinaisen merenalaisen rift -systemin vulkanismin tuotteista, joista on nykyisin vain jäänteitä. Komatiittiset ja tholeiittiset basaltit ovat usein massamaisia tai hienorakenteisia, mutta joukossa on myös karkeampia osueita. Mesoskooppisista rakenteista melko yleisiä ovat tynnylaavat ja mantelirakenne, mutta voimakkaasta deformaatiosta johtuen primäärirakenteet ovat joko voimakkaasti muuttuneet tai kokonaan

hävinnheet (Luukkonen ja Sorjonen-Ward 1998, Papunen et al. 2009, Huhma et al. 2012).

Taulukko 1. Suomussalmen vihreäkivivyöhykkeen stratigrafia (Papunen et al. 2009).

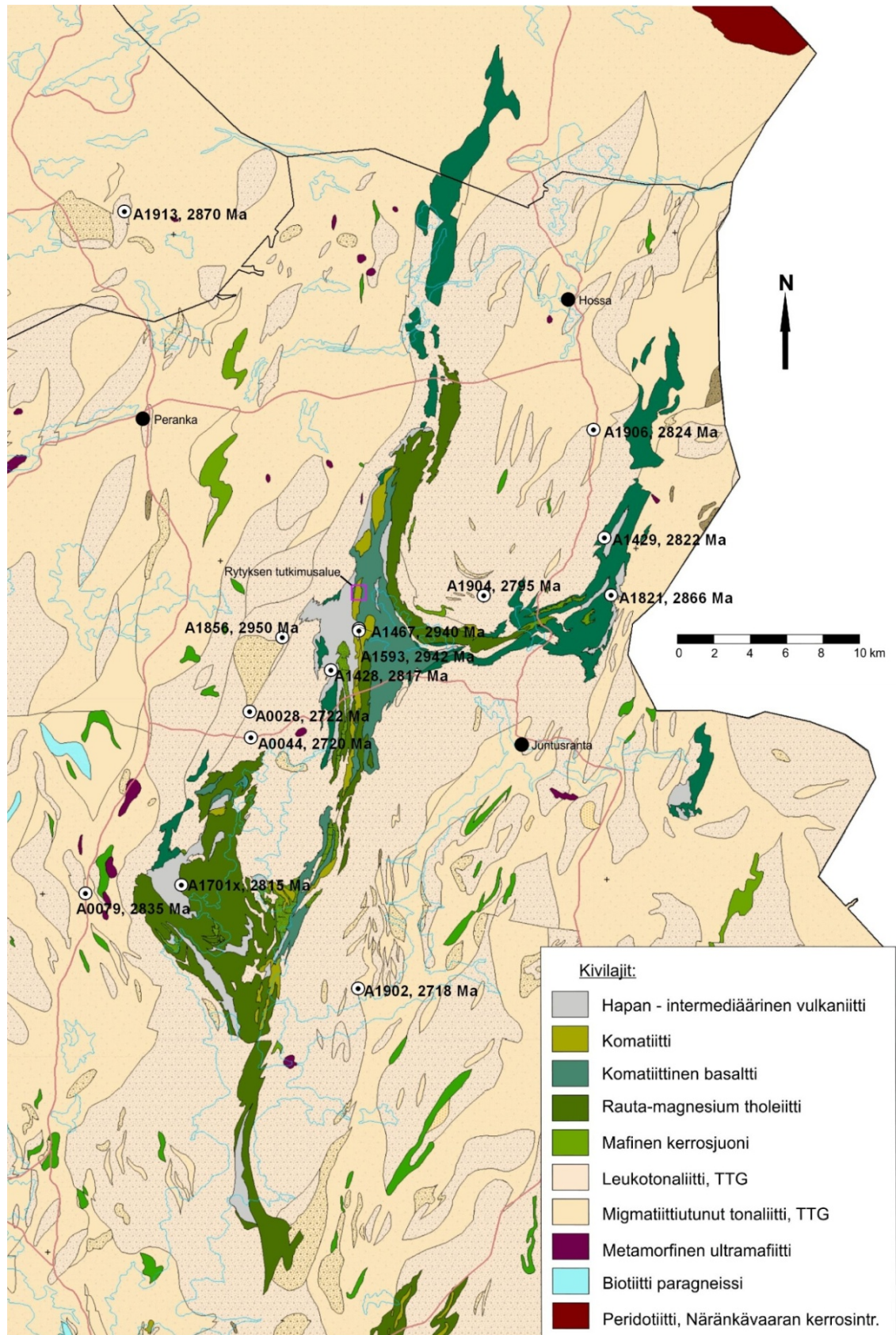
<u>Muodostuma</u>	<u>Litologia</u>	<u>Paksuus</u>	<u>Ikä / Ga</u>
Huutoniemi	Kiilleliuskeet/peliitit, felsiset-intermediaariset tuffit, pyroklastiset breksiat, vulkaaniset konglomeraatit, mustaliuskeet	200 m	2.77
Saarikylä	Komatiittiset oliviini ad-, meso-, ja ortokumulaatit, oliviini-pyrokseeni-kumulaatit, Cr-basaltit, paikalliset felsiset vulkanoklastiset yksiköt	500 m	
Tervonen	Tholeiittibasaltit, BIF-välikerrokset, tuffit, mafiset juonet	400 m	
Mesa-aho	Felsiset-intermediaariset tuffit/tuffiitit, hypabyssiset juonet	100 - 200 m	2.82
-----	-----	-----	-----
Luoma	Felsiset-intermediaariset tuffit/tuffiitit, laavat, kvartsi porfyryjuonet, raitaiset amfiboliitit	500 m	2.94

Stratigrafisen tulkinnan perustaksi ja tueksi alueelta on tehty sen kokoon nähden runsaasti ikämääryksiä. Jo vuonna 1980 Rennesin yliopiston tutkijaryhmä julkaisi Suomussalmen vihreäkivivyöhykkeeltä koko joukon U-Pb ja Rb-Sr -ikiä (Vidal et al. 1980). Myöhemmissä tutkimuksissa ikä on huomattavasti tarkistettu ja tarkennettu (Vaasjoki et al. 1999, Huhma et al. 1999, 2010, 2012). Alla olevassa taulukossa (Taulukko 2) on esitetty Suomussalmen vihreäkivivyöhykkeen ikämääryksiä ja niiden sijainti on esitetty kallioperäkartalla (Kuva 4). Tarkat tiedot ikämääryksistä löytyvät tekijöidensä julkaisuista **Taulukosta 2**.

Taulukko 2. Suomussalmen vihrekivivyöhykkeen ikämäärytyksiä, lähteenä Finnish Rock Age Database. Näytenottopisteet on esitetty **Kuvassa 4.** Aineistot muokattuna, © Geologian tutkimuskeskus.

<u>Näyte</u>	<u>Kivilaji</u>	<u>Kunta</u>	<u>Paikka</u>	<u>KKJ3 - X</u>	<u>KKJ3 - Y</u>
A1856	Tonaliitti (Portinkuru)	Suomussalmi	Yliluomansuo	3602274	7243917
A0028	Granodioriitti (sanukitoidi)	Suomussalmi	Lamminkylä	3600438	7239741
A0044	Dioriitti (kvartsi-)	Suomussalmi	Lamminkylä	3600508	7238273
A1428	Porfyryri (kvartsi-)	Suomussalmi	Mesa-Aho	3605003	7242081
A1904	Tonaliitti (sarvivälke-)	Suomussalmi	Marjosuo	3613635	7246290
A1821	Gabro (mafinen vulkaaniitti?)	Suomussalmi	Tormua	3620818	7246318
A1429	Andesiitti (mikrotonaliitti?)	Suomussalmi	Kilpasuo	3620448	7249545
A1467	Dasiitti	Suomussalmi	Saarikylä	3606604	7244420
A1593	Porfyryri (kvartsi-)	Suomussalmi	Saarikylä	3606590	7244289
A1906	Gneissi (tonaliitti-)	Suomussalmi	Taka-aho	3619820	7255650
A1913	Tonaliitti	Taivalkoski	Välivaara	3593374	7267953
A1701x	Vulkaaninen kivi	Suomussalmi	Kuikkapuro	3596584	7229965
A0079	Migmatiitti (mesosomi)	Hyrnsalmi	Päivärinta	3591184	7229489
A1909	Tonaliitti	Suomussalmi	Kuikkavaara	3583838	7227559
A1902	Gneissi (granodioriitti-)	Suomussalmi	Pärsämönselkä	3606561	7224137
A1910	Granodioriitti (porfyryrinen)	Suomussalmi	Peuravaara	3604761	7203114
A1905	Graniitti (leuko-)	Suomussalmi	Vaamankallio	3593550	7198616
A1908	Granodioriitti	Suomussalmi	Joutenvaara	3621583	7200009

<u>Näyte</u>	<u>Ikä Ma</u>	<u>±2-sigma</u>	<u>Mineraali</u>	<u>Ajoit.systeemi</u>	<u>Lähde</u>
A1856	2950	15	Zirkoni	U-Pb	Mikkola et al. 2011
A0028	2722	4	Zirkoni	U-Pb	Heilimo et al. 2011, 2007, Patchett et al. 1981
A0044	2720	5	Zirkoni	U-Pb	Heilimo et al. 2007
A1428	2817	4	Zirkoni	U-Pb	Huhma et al. 2012
A1904	2795	4	Zirkoni	U-Pb	Mikkola et al. 2011
A1821	2866	4	Zirkoni	U-Pb	Huhma et al. 2012
A1429	2822	7	Zirkoni	U-Pb	Huhma et al. 2012
A1467	2940	12	Zirkoni	U-Pb	Huhma et al. 2012
A1593	2942	3	Monatsiitti	U-Pb	Huhma et al. 2012
A1906	2824	4	Zirkoni	U-Pb	Mikkola et al. 2011
A1913	2870	22	Zirkoni	U-Pb	Mikkola et al. 2011 & unpublished
A1701x	2815	4	Zirkoni	U-Pb	Huhma et al. 2012
A0079	2835	10	Zirkoni	U-Pb	Käpyaho et al. 2007b
A1909	2964	27	Zirkoni	U-Pb	Mikkola et al. 2011 & unpublished
A1902	2718	4	Zirkoni	U-Pb	Mikkola et al. 2011
A1910	2713	3	Zirkoni	U-Pb	Mikkola et al. 2011
A1905	2688	8	Zirkoni	U-Pb	Mikkola et al. 2011
A1908	2755	10	Zirkoni	U-Pb	Mikkola et al. 2011 & unpublished



Kuva 4. Suomussalmen vihrekivivyöhykkeen ikämäärytykset valkoisilla pisteillä, tekstissä näytenumero ja ikä Ma. Vesistöjen rantaviivat on merkitty sinisellä ja päätiestö punaisella viivalla. Kivilajien pohjakarttatasona DigiKP200, yksikkötiedot FINSTRATI -järjestelmä ja ikämäärytykset Finnish Rock Age Database, aineistot muokattuna © Geologian tutkimuskeskus.

5. TKS-vihreäkivivyöhykkeen rakenne-evoluutio ja metamorfoosi

Tipasjärven-Kuhmon-Suomussalmen -vihreäkivivyöhykkeet ovat läpikäyneet useita deformaatiovaiheita. Remobilisoitumisia on ollut ainakin kahdeksan vaihetta, joista kuusi sijoittuu arkeeiselle ajalle ja myöhemmät ovat proterotsooista. Tässä esitetty rakenne-evoluutiomalli perustuu Luukkosen (1988, 1992) esitykseen aiheesta. Esitetyt tapahtumat etenevät kronologisessa järjestyksessä vanhimmasta nuorimpaan.

1. Maapallon kehärakenne (ydin – vaippa - kuori) syntyi 4 – 3 Ga sitten. Protokuori muodostui basalttisten ja tonaliittisten sulien fraktioitumisen ja eriytymisen tuloksena vaipan differentiaation yhteydessä. Protokuori oli epävakaata ja siinä tapahtui jatkuvaa uudelleensulamista, vulkanismia, kiteytymistä ja kuumennusta. Näin syntyi ensimmäinen SiAl -kuori, TTG - pohja, jossa on basalttisia sulkeumia.
2. Varhaisimmat deformaatiovaiheet D_1 ja D_2 liittyvät arkeiseen kuoren varhaiseen kehitykseen ennen vihreäkivivyöhykkeiden syntyä. D_1 -vaiheessa, n. 2900 Ma sitten, aiemmin muodostuneeseen esikuoreen kehittyi S_1 -läpikotaisliuskeisuus, mikä näkyy nykyisin raitaisissa amfiboliiteissa ja tonaliittisissa migmatiiteissa. D_2 -deformaatiovaihe oli n. 2850 - 2830 Ma sitten. Metamorfoosin M_2 huippuvaihe, joka oli 2843 ± 18 Ma sitten p-T -olosuhteiden vastatessa amfiboliitti(-granuliitti)fasiesta, on todennäköisesti aiheuttanut radioaktiivisten U-Pb -ikien nollaantumisen. Tholeiittibasalttisissa kivissä uudelleenkiteytyivät amfibolit ja klinopyrokseeni. S_2 ja S_{1-2} -liuskeisuus syntyi yhdensuuntaisena epidootti-albiitti ja kvartsi-maasälpäraitaisuuden kanssa. Tapahtui isokliinistä, juuretonta F_2 -poimutusta. M_2 -metamorfoosin läpikäyneissä kivissä tyypillisiä piirteitä ovat plastiset virtausrakenteet, dynaaminen uudelleenkiteytyminen ja korkean paineen aiheuttama puristus ja venytys. Deformaatiovaiheiden D_2 ja D_3 välissä, n. 2790 Ma sitten, raitaisiin amfiboliitteihin intrudoitui mafisia-ultramafisia kerrosjuonia ja meren pohjan repeämälaaksoon purkautui komatiittisia ja Mg-basalttisia laavoja. BIF ja peliittisiä sedimenttejä syntyi komatiittisten laavapatjojen

päälle. Felsisiä vulkaniitteja purkautui maan pinnalle tai matalaan veteen. Voimakas rapautuminen tuotti aineksia polymiktisille konglomeraateille ja serisiittikvartsitille.

3. D_3 , tapahtui voimakasta asymmetristä NNW-SSE tai N-S -suuntaista F_3 -polykliinista chevronpoimutusta ja ylityöntöpoimutusta. Raitaisiin amfiboliitteihin kehittyi voimakas läpikotainen akselitasoliuskeisuus. Tapahtui komatiittien - komatiittisten basalttien laaja-alainen, epäsymmetrinen ja lähes isokliininen ylityöntöpoimutus idästä länteenpäin. S_3 -liuskeisuuden kanssa syntyi samansuuntainen oikea(myös konjugoiva vasen)kätinen hierto, jolloin syntyi kataklastiitteja ja blastomyloniitteja. Metamorfoosi M_3 oli n. 2740 - 2720 Ma sitten p-T -olojen vastatessa vihreäliuske-amfiboliittifasieksen olosuhteita M_3 -vaiheen loppupuolella. M_3 oli vihreäkivien kokeman metamorfoosin huippuvaihe. Tonaliitti-kvartsidioriitti intrudoitui raitaisiin amfiboliitteihin.
4. D_4 , paine ja lämpötila laskivat vastaten vihreäliuskefasieksen olosuhteita. Oli siirrytty hauraan deformaation puolelle ja nykyinen eroosiotaso on siksi ollut alle 10 km syvyydellä. Kehittyi avoin oikeakätinen asymmetrinen NW – SE ja konjugoiva NE – SW -suuntainen F_4 -poimutus ja rakoilu ("makaava salmiakkikuvio"), mikä deformoi olemassa olevia tasorakenteita. Voimakas läpikotainen akselitasoliuskeisuus, johon liittyi kataklastiittien ja blastomyloniittien oikeakätiset liikunnot. F_4 -poimujen akselitasossa purkautui aplograniittijuonia, ikä 2680 Ma, kvartsi-turmaliinijuonia ja epidoottirikkaita juonia.
5. D_5 , tapahtui symmetristä F_5 -poimutusta, sekä W-E -suuntainen akselitasorakoilu/-halkeilu. Syntyi epidoottipitoisia juonteita ja graniitti-pegmatiittijuonia.
6. D_6 , tapahtui laaja, avoin ja symmetrinen F_6 -poimutus ja N-S -suuntainen akselitasorakoilu/-halkeilu. Syntyi epidoottipitoisia juonteita. Arkeaisen ajan päättyessä kuori jäähdyi ja asettui. Proterotsooinen aika alkoi 2500 Ma sitten.

7. Proterotsooiset D_7 ja myöhemmät deformaatiovaiheet. Proterotsooisena aikana osia vihreäkivivyöhykkeen arkeeisista rakenteista aktivoitui uudelleen. Deformaatiovaiheessa D_7 , n. 2450 - 2400 Ma sitten, W – E -suuntaiset D_5 -raot aktivoituivat uudelleen ja vaipasta intrudoitui graniitteja ja graniittiporfyyrijuonia. Saari-Kiekkä -vihreäkivet syntyivät, samoin E – W -suuntaisia diabaasijuoniparvia ja kvartsi-epidoottijuonia. Vihreäliuskefasies oli vallitseva. D_8 -deformaatiovaiheessa, n. 2200 - 2100 Ma sitten, NW – SE -suuntaiset D_4 -vyöhykkeet ja niiden NE – SW -suuntaiset konjugaatit tulivat uudelleen aktiivisiksi. Tapahtui graniitti-, kvartsi-epidootti- ja diabaasijuonien intruusioita. Metamorfisena fasieksena oli edelleen vihreäliuskefasies.

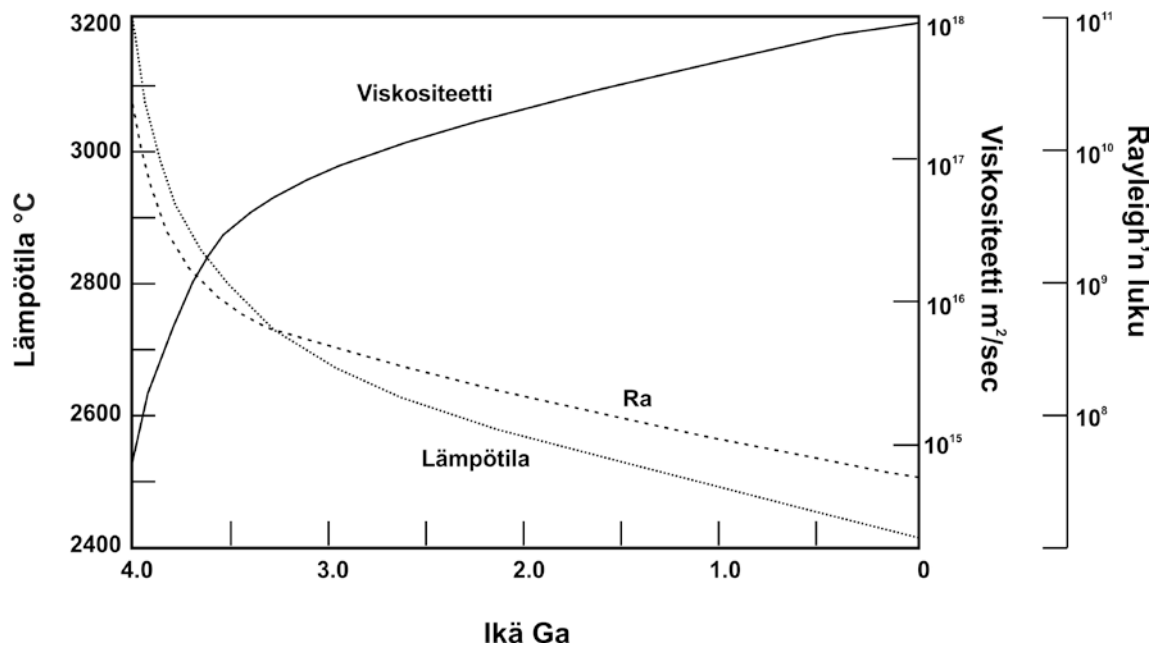
6. Komatiiteista

6.1 Komatiittien määrittely

Komatiitit ovat ultramafisia, vähintään 18 % MgO sisältäviä vulkaniitteja, joille ovat ominaisia erilaiset tunnusomaiset rakenteet, kuten erityyppiset kumulaatit ja spinifex-rakenne. Komatiittien vulkanologiaan liittyvät lähes aina komatiittiset basaltit eli "high magnesium basalts" tai "Mg-basalts", joiden MgO -pitoisuus on 10 - 18 % (Arndt ja Nisbet 1982, Arndt 1994, Le Bas 2000, Kerr ja Arndt 2001, Arndt et al. 2008). Komatiittisten basalttien oletetaan syntyneen komatiittisulasta oliviinin fraktioitumisen seurauksena (Hill et al. 1990). Komatiittisella magmalla on erikoisia fysikaalisia ominaisuuksia, kuten suuri tiheys, n. 2.8 kg/dm^3 , korkea syntylämpötila, n. 1400 - 1700 °C ja alhainen viskositeetti, n. 10 - 100 poisia, mikä on lähellä veden viskositeettia. Näiden johdosta komatiittisen laavan dynamiikka ja magman kiteytymiskinetiikka, josta erikoiset rakenteet johtuvat, komatiittien ikä, nuorimmatkin ovat 80 Ma -ikäisiä (Echeverria 1980, Aitken ja Echeverria 1984, Kerr et al. 1996), sekä komatiittien malmipotentiali, tekevät niistä erityisen mielenkiintoisen kivilajikokonaisuuden.

6.2 Komatiittien vulkanologia ja rakenteet

Komatiittien syntyäikaan arkeisella ajalla vaipan lämpötuotanto oli 3 – 4 -kertainen nykyiseen verrattuna (Richter 1988). Maapallon lämmöntuotannon pääosasta vastaa U-, Th- ja K -isotooppien hajoaminen. Hajoamisvakioista on laskettu, että em. isotooppeja olisi ollut arkeisessa vaipassa 3 - 4 kertaa nykyistä runsaammin. Toinen tärkeä todiste on että tämänhetkinen lämpökato on noin kaksinkertainen siihen lämpöön verrattuna, mikä syntyy radioaktiivisesta hajoamisesta. Ylimääräinen osa lämmöstä saadaan maan jatkuvasta jäähtymisestä (Condie 1997). 3 Ga sitten vaipan lämpötila oli arviolta noin 200 - 300 °C korkeampi (Kuva 5).



Kuva 5. Vaipan keskimääräinen lämpötila, viskositeetti ja Rayleighin luku ajan kuluessa (McGovern ja Schubert 1989).

Korkeat vaipan lämpötilat mahdollistivat myös raskaiden ja kuumien komatiittisten laavojen purkautumisen. Toisaalta komatiittisten laavojen olemassaoloa on käytetty todisteena vaipan korkeammasta lämpögradientista. On esitetty myös laskelmia että komatiittisulan muodostumiseen olisi tarvittu joko jopa 600 °C kuumempi vaipan lämpötila tai komatiittimagma olisi muodostunut muinaisessa anomaalisen kuumassa ”hot spotissa” (Campbell et al.

1989). Joka tapauksessa komatiittilaavojen purkautumista edesauttoi myös se että arkeinen maankuori, protokuori, oli ohuempi kuin nykyinen maankuori.

Erlaisia ehdotuksia komatiittisen laavan purkautumislämpötilan laskemiseksi on useita. Seuraavissa purkautumislämpötilaa mallintavissa laskentakaavoissa T_{liq} on komatiittisen laavan purkautumislämpötila ja MgO % on purkautuneen laavan magnesiumpitoisuus.

$$T_{liq} \text{ } ^\circ\text{C} = 1400 + [(MgO \% - 20) \times 20]$$

Nisbet 1982

$$T_{liq} \text{ } ^\circ\text{C} = 18.79 \times MgO \% + 1042$$

Smith ja Erlank 1982

$$T_{liq} \text{ } ^\circ\text{C} = 17.86 \times MgO \% + 1061$$

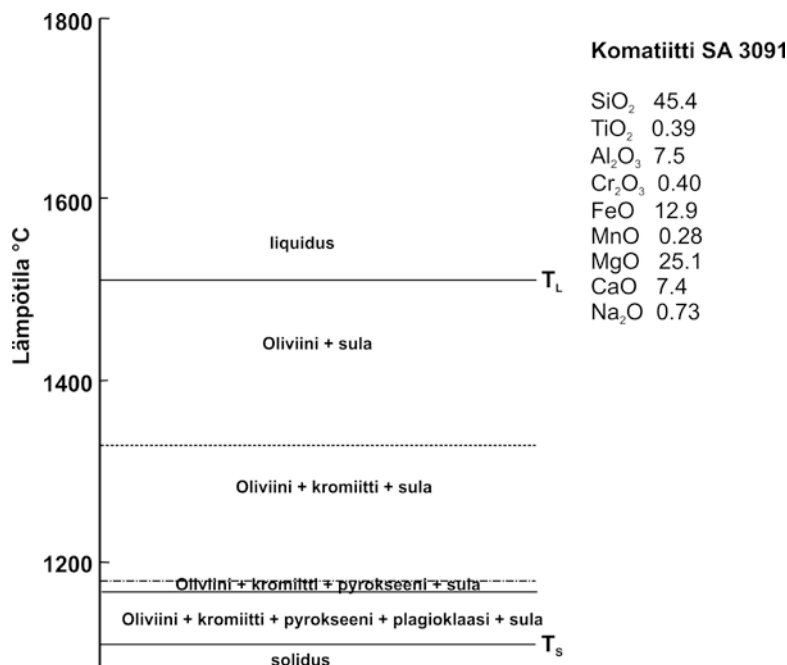
Renner 1989

Komatiittien vulkanologia ja sen seurauksena syntyneet rakenteet määräytyvät hyvin pitkälle komatiittimagman ominaisuuksista (**Taulukko 3**).

Taulukko 3. Komatiittilaavan ominaisuuksia verrattuna basalttisten ja ryoliittisten laavojen ominaisuuksiin (**Cas ja Wright 1988**).

	Ryoliitti	Basaltti	Komatiitti
Purkautumislämpötila	n. 800 °C	n. 1150 - 1200 °C	n. 1400 - 1800 °C
Sulan ominaispaino	2.2 kg/dm ³	2.7 kg/dm ³	2.8 kg/dm ³
Sulan viskositeetti	10 ⁶ - 10 ⁹ P	n.1 - 5 x 10 ³ P	n. 3 - 100 P
Purkautumisnopeus	< 1 m ² /s	2 m ² /s	<100 m ² /s
Laavavirran pituus	1.3 km	4.1 km	< 100 km

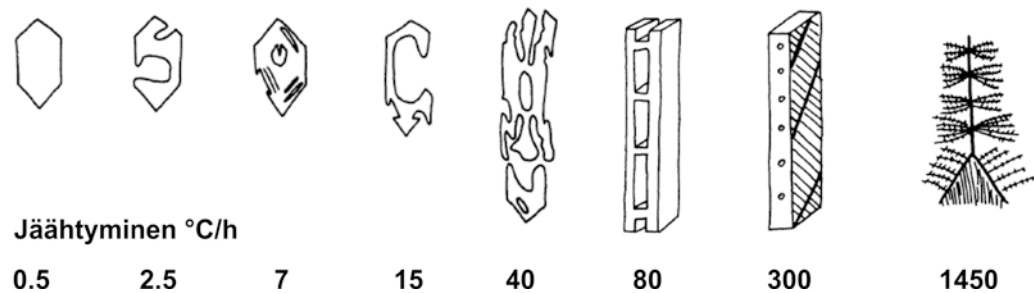
Komatiittisen magman likviduslämpötila on koostumuksesta riippuen n. 1500 - 1550 °C. Komatiittimagman jäähtyessä sulasta ensimmäisenä pysyvänä faasina alkaa kiteytyä oliviinia n. 1520 °C lämpötilassa, seuraavaksi kromiittia n. 1340 °C lämpötilassa ja vasta huomattavan lämpötilanlaskun jälkeen seuraa toisen pysyvän silikaattifaasin, pyrokseenin ilmestyminen 1180 °C lämpötilassa. Plagioklaasi alkaa kiteytyä hyvin pian pyrokseenin jälkeen (**Kuva 6**). Juuri tämä kahden silikaattifaasin likviduslämpötilan ero, n. 340 °C, mahdollistaa komatiittisten rakenteiden kehittymisen (**Arndt 1976, Hill et al. 1990**).



Kuva 6. Komatiitin SA 3091 kokeellisesti tutkitut faasisuhteet ja koostumus (Arndt 1976).

Komatiittien malminmuodostus perustuu virtaavan, erittäin kuuman komatiittilaavan erodoivaan vaikutukseen. Virtaava laava voi sulattaa alla olevia sulfidipitoisia kerroksia, usein sedimenttejä ja raitaisia rautamuodostumia, jolloin sulfidisulan muodostuminen komatiittimagman yhteyteen on mahdollista. Magman sisältämät metalliset alkuaineet, Ni, Cu, Co, Cr, Au, PGE jne., rikastuvat syntyneen komatiittisen laavan sulfidisulaan ja myöhemmin kiteytyviin sulfidimineralisaatioihin.

Kuuman komatiittisen laavan purkautumisesta maankuoren pinnalle, ja etenkin meren pohjaan, seuraa hyvin nopea jäähtyminen. Erilaiset jäähtymisnopeudet puolestaan tuottavat erityyppisiä oliviinin kiteytymismuotoja, jotka osaltaan myös lisäävät komatiittien muoto- ja tekstuuri-variantteja (Kuva 7; Nesbitt 1971, Donaldson 1976).



Kuva 7. Oliviniin kiteytyminen basalttisesta – komatiittisesta sulasta jäähtymisnopeuden kasvaessa. Jäähtymisnopeuden ollessa n. 15 °C/h kiteytyy tyypillistä onttoa ”hopper” – oliviinia (neljäs vasemmalta). Spinifex -rakenne, eli avoimen kirjan lehtiä muistuttava levymäisistä oliviinikiteistä (toinen oikealta) muodostuva ”nippu”, kiteytyy laavakanavan pintaosissa ylhäältä alaspäin jäähtymisnopeuden ollessa n. 300 - 500 °C/h. ”Feathery-” eli ”höyhen” -oliviini (oikeanpuolisin) kiteytyy laavavirran katon läheisyydessä heti lasimassaisen afaniittisen jäähtymisreunuksen alle (**Donaldson 1976**).

Komatiittisen laavan viskositeetti on lähes veden luokkaa ja virtaus on pienen viskositeetin vuoksi ollut turbulენტtista (**Huppert ja Sparks 1985**). Laavan purkautuessa maankuoren pinnalle se on levinnyt välittömästi laajalle alueelle. Siksi yksittäisen laavapulssin aiheuttaman laavavirran, tai pikemminkin laavalammikon, ”sheet flow”, paksuus on tavallisesti vain n. 0,5 – 15 m. Ääritapaus löytyy Australiasta, jossa Agnew-Wiluna -vihreäkivivyöhykkeellä on Perceverancen ultramafinen kompleksi, jossa yksittäisen komatiittilaavajärven paksuus on 700 m (**Barnes et al. 1988**). Perceverancen komatiittisten laavojen termisen eroosion on laskettu sulattaneen ja assimiloineen enimmillään n. 100 m sedimenttiainesta (**Barnes et al. 1995**). Tyypillinen voimakkaasti fraktioitunut komatiittinen laavavirta sisältää aiemmin käsitellyistä syistä huomattavan määrän erilaisia rakenteita ja tekstuureja (**Nisbet et al. 1977, Barnes 1985, Gole et al. 1990, Hill et al. 1990, 1995, Perring et al. 1995**).

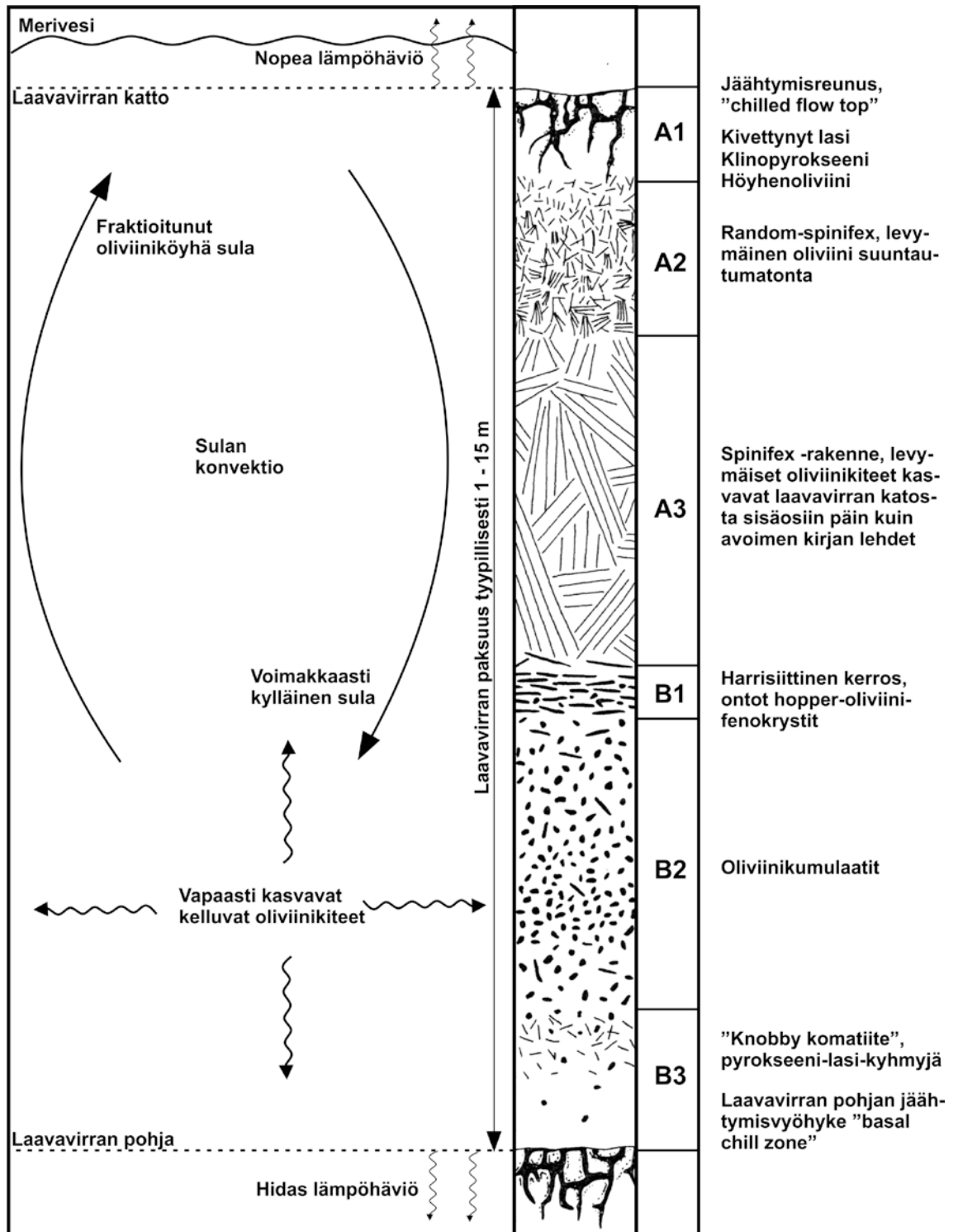
Komatiitit löydettiin ja kuvattiin ensi kerran Etelä-Afrikasta Barbertonin vihreäkivialueelta (**Viljoen ja Viljoen 1969a, 1969b**). Fraktioituneen komatiittisen laavavirran hyvin paljastunut tyypileikkaus julkaistiin joitain vuosia myöhemmin Kanadasta Abitibi -vihreäkivivyöhykkeeltä Munro Townshipin alueelta (**Pyke et al. 1973, Arndt 1977**). Jo silloin laavavirrasta erotettiin spinifex -rakenteinen A-kerros ja kumulaattirakenteinen B-kerros. Muutamin tarkennuksin (**Arndt et al. 1977, Donaldson 1983, Hill et al. 1990**) tämä jaotus on edelleen käytössä (**Kuva 8**) seuraavasti:

- 1.) A1 -kerros, (5-) 15 - 30 (-150) cm, laavavirran katon jäähtymisreunus, "chilled flow top". Pinnasta kivettynyttä lasia ja afaniittista massaa. Usein voimakkaasti breksioitunut ja polyhedrisesti rakoillut.
- 2.) A2 -kerros, < 10 cm, "random-spinifex", levymäinen oliviini suuntautumaton ja kiteet vajaamuotoisia, "skeletal olivine". Perusmassassa mikrokiteistä klinopyrokseenia ja lasia.
- 3.) A3 -kerros, 5 – 100 cm, Spinifex -rakenne, näyttää kaksiulotteisessa paljastuma- tai hieleikkauksessa ylösalaisin käännettyiltä neulaskimpuilta tai heinätupoilta (Spinifex -heinä), mutta todellisuudessa oliviinikiteet ovat levymäisiä ja ne ovat kasvaneet laavavirran katosta alaspäin kuin avoimen kirjan lehdet. Oliviinilevyt voivat olla metrin mittaiset, mutta ovat yleisimmin joitain kymmeniä senttejä pituudeltaan.
- 4.) B1 -kerros, ohut 2 - 5 (-30) cm harrisiittinen kerros, jossa ontot, yhdensuuntaiset pitkänomaiset 1 – 3 mm pitkät "skeletal-" tai "hopper-" oliviinifenokrystit "makaavat" kerroksessa poikittain. Matriksi on pyrokseenia-lasia.
- 5.) B2 -kerros, keski-hienorakeiset oliviiniad-, -meso- ja -ortokumulaatit. Oliviinikiteet kasvavat vapaasti euhedrisiksi leijuessaan virtaavassa sulassa. Adkumulaatit kerrostuvat laavavirran pohjaosiin voimakkaamman turbulentin virtauksen aikana ja kun virtaus heikkenee, syntyy mesokumulaatteja ja lopuksi laavavirran keskiosan jähmettyessä ortokumulaatteja spinifex-kerroksen ja ad-mesokumulaattikerrosten väliin (tai jos B1-kerros esiintyy, niin viimeiset sulat ovat sen ja spinifex-kerroksen alaosan välissä).
- 6.) B3 -kerros, "knobby komatiite", yleensä paksuudeltaan noin kolmannes koko B -kerrossarjan paksuudesta. Oliviinikumulaatin pyrokseeni-lasimatriksi kestää rapautumista huomattavasti paremmin kuin oliviini ja kallion rapautumispinnassa esiintyy 1 – 15 mm läpimittaisia matriksiaineksisiä mustia kyhmyjä.
- 7.) Laavavirran pohjan jäähtymisvyöhyke, "basal chill zone", paksuus usein vain muutama cm, afaniittista mikrokiteistä massaa, polyhedristä 0.1 – 0.3 mm oliviinia pyrokseeni-lasimatriksissa ja joskus mikrospinifex -rakenne.

Magman virtausdynamiikan ja oliviinikumulaattien kiteytymisrakenteiden suhde on pääsääntöisesti seuraava:

- 1.) Adkumulaatit kerrostuvat turbulentin virtauksen aikana.
- 2.) Ortokumulaatit syntyvät laminaarisen virtauksen tuloksena.
- 3.) Harrisittinen rakenne syntyy pysähtyneen laavavirran pohjaan ja heti A3 spinifex -kerroksen alle (pitkänomainen hopper-oliviini).
- 4.) Spinifex -rakenne syntyy suuren lämpögradientin alaiseen pysähtyneen laavavirran katto-osaan (Hill et al. 1995).

Jos komatiittinen laavavirta on lämpötilaltaan vielä lähellä purkautumislämpötilaansa ja sen päälle kerrostuu nopeasti uusi laavavirta, niin lämpökatoa ei pääse tapahtumaan. Silloin alemman virran kerrosten rakenne muuttuu (Gole et al. 1990). Usein juuri nopeasta jäähtymisestä aiheutuvat rakenteet jäävät kehittymättä tai rakenteiden tekstuuri muuttuu uudelleen-sulamisen ja -kiteytymisen seurauksena. Usein esim. spinifex -rakenne puuttuu kokonaan.



Kuva 8. Tyypillisen voimakkaasti differentioituneen komatiittisen laavavirran kerrosrakenteet (Arndt 1986, Turner et al., 1986, Hill et al. 1990, Arndt et al. 2008).

6.3 Kumulaattirakenteet

Kumulaatit ovat magmakiviä, jotka ovat muodostuneet magmasta fraktioivasti kiteytymällä magmakammion, intruusion tai laavavirran reunoille, pohjaa, kattoa tai seinää vasten muodostuneista kumuluskiteistä. Jäljellä oleva magma on interkumulussulaa joka voi jähmettyessään muodostaa uusia mineraaleja, kasvattaa aiemmin muodostuneita kumuluskiteitä tai reagoida niiden kanssa. Kumuluskiteet ja mahdollinen interkumulus muodostavat kumulaattirakenteita.

Kumulaattirakenteiden nimistö heijastelee ideaa että magmassa voi tapahtua kiteytyvien mineraalien kuljetusta, kerääntymistä ja kasaantumista analogisesti perinteisen sedimentaatioprosessien kanssa. Useimmiten kiteiden kasaantumisen magmakammion tai magmajuonen alaosiin aiheuttaa painovoima, mutta sopivissa olosuhteissa voi tapahtua myös kiteiden flotaatiota eli kellumista ja kerääntymistä magmasäiliön tai -virran yläosiin. Kyseisiä prosesseja voidaan simuloida laboratorio-olosuhteissa ja ne voivat toimia tietynlaisissa laavavirroissa ja pienemmissä intruusioissa. Laajemmissa emäksisissä tai ultraemäksisissä intruusioissa matala magman viskositeetti, kiteiden ja sulan väliset suuret ominaispainoerot, sekä magman kiteytymisen alun ja lopun välinen suuri lämpötilaero vaikuttavat kukin osaltaan kumulaattikiteiden kulkeutumiseen ja asettumiseen. Mafisista - ultramafisista intruusioista voidaankin löytää analogisia rakenteellisia ja tekstuurisii piirteitä subakvaattisten sedimenttikivien kanssa (Wadsworth 1989).

Magmakivet jotka ovat syntyneet kiteiden kasaantuessa, ”kiteistä sedimentoitumalla”, kutsutaan kumulaateiksi. Termi tulee latinan sanasta cumulus, kasa, läjä. Tällaisissa kivissä esiintyy luonteenomaisia kumulusrakenteita, kumulustekstuureja. Alkuperäisen ajatuksen julkaisivat Wager ja Brown (1968). Heidän mukaansa kumulaatit muodostuvat kiteiden laskeutuessa magmakammion pohjaan painovoiman vaikutuksesta. Irvine (1982) kehitti ajatusta niin, ettei kumulaatin tarvinnut enää syntyä pelkästään kiteiden laskeutumisen seurauksena. Kiteiden käyttäytymiseen vaikuttavat magman viskositeetti, sekä kiteiden ja parentaalisen magman suhteelliset ominaispainoerot. Irvine esitti että kumulusrakenteita syntyisi kiteiden laskeutuessa painovoiman takia, sekä lisäksi myös flotaation avulla kiteiden

kerääntyessä magmasäiliön pintaan tai intruusion reuna-alueille kasaantumalla tai "kidepilvistä" magmassa. Kidepilvet johtuisivat sulan ja kiteiden välisistä pienistä ominaispainoeroista, korkeasta magman viskositeetista tai magmasäiliössä magman ominaispainon mukaan jakaantuneesta kerroksellisuudesta. Irvine esitti että kumulustekstuuriluokituksen ei pitäisi olla geneettinen, mutta Wager et al. (1960) kuvaama tekstuuriluokitus voisi jäädä käyttöön.

6.3.1 Kumulaattitermistön synty

Kumulaattirakenteiden terminologia esiteltiin ensimmäisen kerran vuonna 1960 (Wager et al. 1960). Se perustui kumulaattikiteiden välitilarakenteen, kiven interkumuluksen, "sementin" määrään. Ajatus on ollut jo aikaisemmin tuttu sedimenttipetrologeille, mutta tuli esitettyä varsinaisesti Itä-Grönlannin Skaergaardin intruusion magmakivitutkimusten yhteydessä (Wager ja Deer 1939).

6.3.2 Tekstuuriin määritelmät

Substantiivina kumulus (cumulus) tarkoittaa yhteenkerääntyneiden kiteiden muodostamaa massaa ennen interkumuluksen, eli kiteiden välitilasulan kovettumista. Adjektiivina kumulusta käytetään yhteenkasautuneiden kiteiden komponenttien yhteydessä, esim. kumuluskiteet (cumulus crystal) tai kumulusoliviini (cumulus olivine). Myös termiä primokrysti (primocryst) käytetään substantiivina kumuluskiteistä kun puhutaan nukleaatiosta, esim. plagioklaasiprimokystit (Wager ja Brown 1968). Interkumulus adjektiivina tarkoittaa materiaalia, mikä täyttää kumulusvälitilan. Se voi tarkoittaa sulaa välitilamagmaa tai magmasta kiteytynyttä kumuluskiteiden välitila-ainesta, esim. interkumuluspyrokseeni. Jälkimmäisestä on käytetty myös nimitystä postkumulus erotuksena sulasta magmasta (Jackson 1968).

Kumulaatti substantiivina tarkoittaa magmakiveä, joka on syntynyt kiteiden kasaantumisen seurauksena, esim. oliviinikumulaatti. Kivi on tämän mukaan kumulus- ja interkumuluskomponenttien summa. Alun perin (Wager et al. 1960) tarkoitettiin nimenomaan gravitatiivisesti syntynyttä kumulaattia, mutta myöhemmin ymmärrettiin kumulaatteja syntyvän myös kiteiden flotaation eli

kellumisen seurauksena (Irvine 1982).

6.3.3 Kumulaattien luokittelu

Kumulaattien luokittelu perustuu kiven kahden tekstuuri-komponentin, kumuluksen ja interkumuluksen rakenteiden ja määrän vaihteluun. Kumulusmineraalien järjestäytyminen heijastaa syntyajankohtansa olosuhteita analogisesti klastisten sedimenttien muodostumisen kanssa. Kumulaatti -nimen eteen liitetään päämineraalien nimet runsausjärjestyksessä, esim. plagioklaasi – oliviini - pyrokseenikumulaatti, jossa plagioklaasia on eniten ja pyrokseenia vähiten.

Interkumulukseen tallentuu tietoa kidemassan kiteytymisen jälkeisistä olosuhteista. Kirjallisuudessa on kuvattu useanlaisia interkumuluksen kiteytymistapoja (Wager et al. 1960, Jackson 1968, Wager ja Brown 1968, Irvine 1982, Wadsworth 1985), joista tärkeimmät ovat seuraavat kolme pääluokkaa.

1.) Ortokumulaatit

Ortokumulaateissa (Kuva 9 a) interkumulutus on kiteytynyt suoraan jähmettymällä matalalämpötilaisesta magmasta. Tällöin syntyy osin vyöhykkeellisiä kumuluskiteitä ja osin uusia interkumulutusmineraaleja. Ortokumulaattien interkumuluksen kokonaiskoostumus on käytännössä sama kuin alkuperäisen interkumulutusmagman. Tällainen tilanne näyttäisi olevan suhteellisen harvinainen, mutta esimerkiksi Skaergaardin intruusiossa on syntynyt ortokumulaatteja, joissa kumuluskiteiden kasaantuminen ja kovettuminen ovat tapahtuneet epätavallisen nopeasti.

2.) Adkumulaatit

Joissain tapauksissa kumuluskiteet kasaantuvat ja kerääntyvä magmakammion tai -virran reunoille. Kiteet kasvavat toisiinsa kiinni hitaasti vakio- λ mpötilassa muodostaen käytännössä monomineraalisen adkumulaatin (Kuva 9 c). Prosessia kutsutaan adkumulaattien kasvuksi (adcumulutus growth). Adkumulaatteja esiintyy yleisesti komatiiteissa.

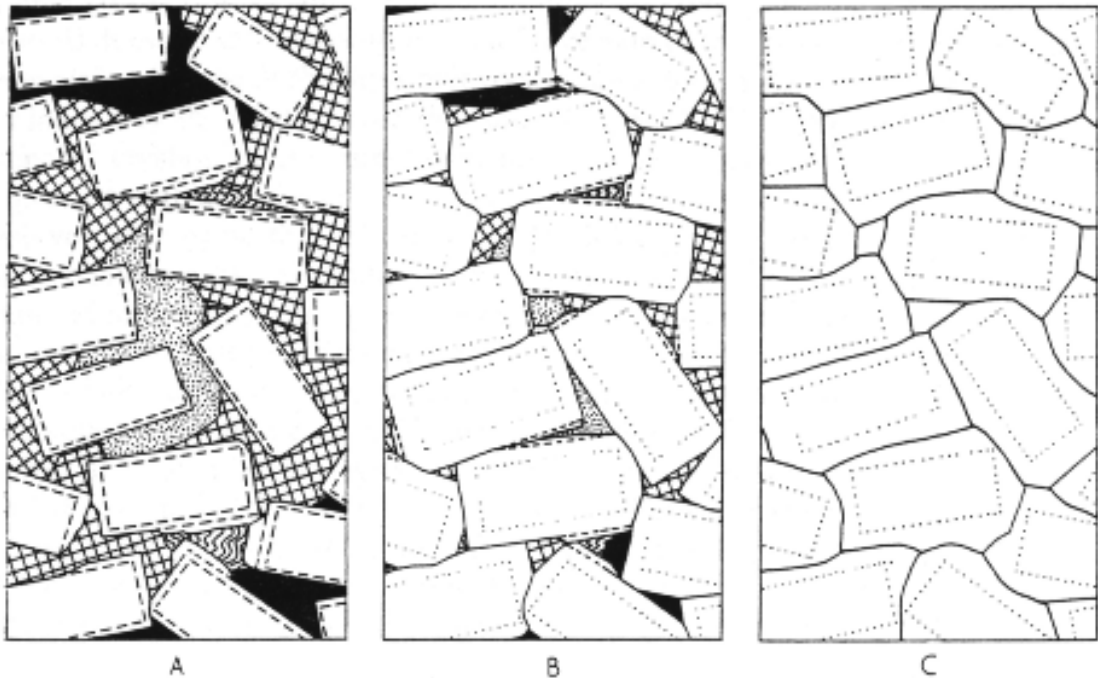
Komatiittilaava on hyvin kuumaa, jopa n. 1400 - 1700 °C, ja sen viskositeetti on lähes veden luokkaa. Tällöin lämpö pääsee siirtymään nopeasti laavavirran sisällä ja näin mahdollistaa adkumulaattien kasvun turbulentissa laavavirrassa.

Erityyppisiä adkumulaattirakenteita ovat heteradkumulaatit ja kreskumulaatit eli harrisiittinen rakenne. Heteradkumulaateissa syntyy jonkun verran interkumuluksen nukleaatiota. Puhutaan myös poikiliittisistä adkumulaateista (Wadsworth 1985). Tällöin kumuluvaiheen jälkeen kiteytyneet interkumuluksen mineraalirakeet ovat muodostuneet eri mineraaleista kuin kumulusrakeet. Kreskumulaateissa kumulaattien kasaantuminen on niin hidasta että adkumuluksen kasvu ei ainoastaan täytä interkumulustilaa, vaan kiteet kasvavat adkumulussmassasta magmaan päin. Harrisiittinen rakenne syntyy kun mineraalin, tavallisesti oliiviinin, c-akselit ovat suuntautuneet samansuuntaisesti.

3.) Mesokumulaatit

Mesokumulaatit (Kuva 9 b) ovat ortokumulaattien ja adkumulaattien välimuotoja. Niitä syntyy kun adkumulaattien kasvu jatkuu jonkin aikaa, kunnes interkumulussmagma jähmettyessään estää kiteiden kasvun. Sitä osaa interkumulussmateriaalista, mikä muodostuu kumuluskiteiden ympärille, kutsutaan termillä "pore material", huokosmateriaali, erotuksena adkumulusskomponentista. Orto- ja mesokumulaattien erottaminen ei ole aina helppoa, mutta on ilmeistä että jonkin asteista adkumulusskasvua tapahtuu aina magmaattisessa kiteytymisessä.

Käyttämällä mineralogaa yhdessä rakennetermien kanssa, voidaan kivi kuvata paremmin kuin puhua vain vaikkapa pelkästään gabrosta tai peridotiitista. Luokittelua helpottaa myös prosenttiluokittelu (Irvine 1982). Adkumulaattia vastaa kivi jossa on 0 - 7 %, mesokumulaattia 7 – 25 % ja ortokumulaattia 25 – 50 % interkumulussfaasia sisältävät kivet.



Kuva 9. a) ortokumulaatti, b) mesokumulaatti ja c) adkumulaatti. (Wager et al. 1960).

6.3.4 Ultramafisten kumulaattien geokemia

Komatiittisten laavojen fraktioitumistyyppin tunnistamiseen voidaan käyttää $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{MgO} \cdot 100$ -suhdelukua ja $\text{MgO} - \text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ -diagrammia (ks. Luku 6.4) tai mafisten alkuaineiden suhdetta piihin. Jälkimmäinen kaava on $\text{FM}/\text{Si} = [(\text{MgO}/40.32) + (\text{FeO}/71.85) + (\text{MnO}/70.94)] / (\text{SiO}_2/60.09)$. Rakenteet ja kaavasta laskettava suhde vastaavat toisiaan suurin piirtein seuraavasti:

adkumulaatti, puhdas oliviini ≈ 2

mesokumulaatti $\approx 1.8 - 1.95$

ortokumulaatti $\approx 1.3 - 1.8$

spinifex-rakenteiset komatiitit $\approx 1.1 - 1.3$

ortopyrokseeni ≈ 1.0

klinopyrokseeni ≈ 0.5

Edellisen perusteella komatiitteja voidaan nimetä kiven geokemiallisen koostumuksen avulla rakenneterminologian mukaisesti, vaikka primäärirakenteita ei enää olisikaan jäljellä. Varovaisuutta tulee noudattaa ja erityisesti huomioitavaa on että komatiittien geokemialliset laskut tulee suorittaa

vedettömäksi lasketuista analyyseistä. Komatiitit sisältävät lähes poikkeuksetta sekundääristä vettä ja karbonaatteja, jopa 10 – 20 p-% (Auvray et al. 1982), ja on selvää ettei analyysejä voi sellaisenaan käyttää geokemiallisissa esityksissä ja laskuissa (Hill et al. 1990).

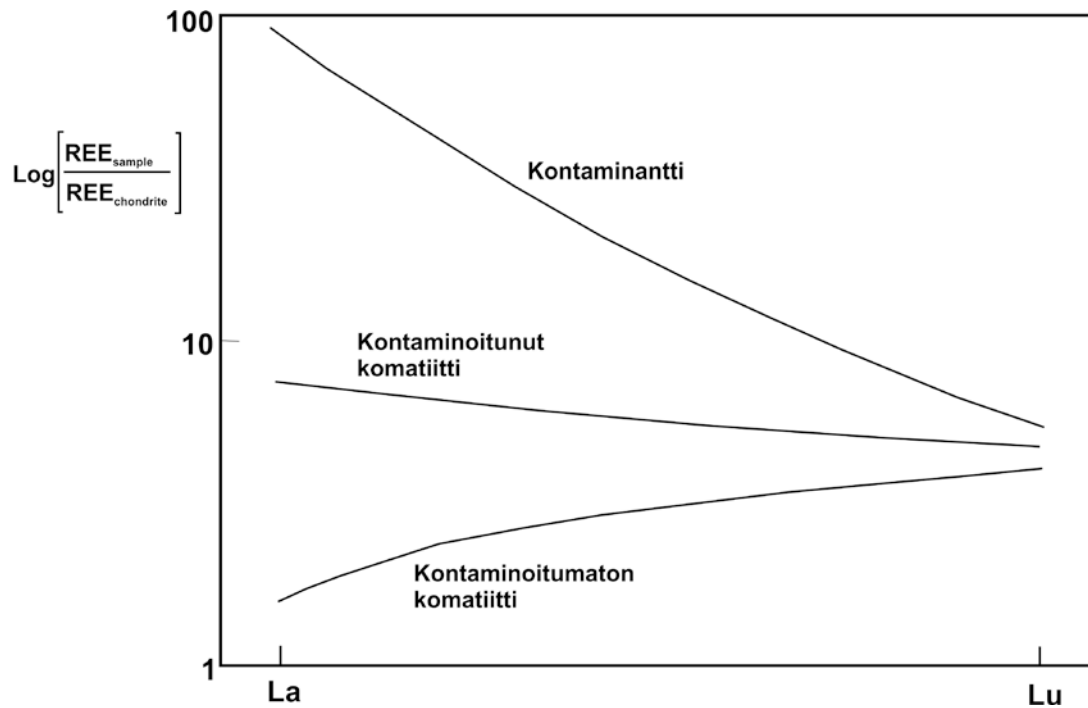
6.4 Komatiittien geokemiasta

Komatiitit ovat ultramafisia vulkaniitteja, joiden sulassa on vähintään 18 % MgO (Arndt ja Nisbet 1982). Myös pikriittien ja meimekiittien MgO -pitoisuus on yli 18 %, jolloin erottavina tekijöinä ovat K_2O , Na_2O ja TiO_2 (Le Maitre et al. 2002). Pikriiteillä $K_2O + Na_2O > 1$ p-% ja komatiiteilla ja meimekiiteillä $K_2O + Na_2O < 1$ p.-%. Komatiiteilla puolestaan TiO_2 -pitoisuus on < 1 p-% ja meimekiiteillä $TiO_2 > 1$ p.-%. Puolipinnallisista kivistä myös lamproiittien ja lamprofyyrien MgO -pitoisuus voi olla yli 18 p-%.

Komatiitit voidaan jakaa CaO/Al_2O_3 -suhteen avulla Al -köyhtyneisiin ja Al -köyhtymättömiin. Al -köyhtymättömien komatiittien CaO/Al_2O_3 -suhde vastaa vaipan arvoa ≈ 1 ja Al -köyhtyneiden komatiittien vastaava suhde on yli yksi (Nesbitt et al. 1979). Näillä kahdella ryhmällä on erityyppinen hivenalkuainekoostumus, mikä heijastaa erityyppisiä vaipan olosuhteita alkuperäisen osittainsulamisen aikana. Al -köyhtyneet komatiitit ovat syntyneet vaipan osittainsulamisesta, jolloin majoriittigranaatti on ollut residuaalifaasina ja granaattiin sitoutuneet alkuaineet, Al, Sc, V, Y ja Yb, saavat muodostuneessa komatiittisulassa alhaisia arvoja. Al -köyhtymättömät komatiitit olisivat vastaavasti syntyneet lähempänä kuorta, jolloin oliiviini \pm pyrokseeni ovat residuaalifaasina. Kummankin tyypin komatiittien rakenteet ja vulkanologia ovat kuitenkin samanlaiset. Yleisesti ottaen kaikille Baltian kilven komatiiteille on yhteistä se, että ne edustavat Al -köyhtymätöntä eli Yilgarn -tyyppiä. Voimakkaasti karbonaattiutuneista ja talkkiintuneista, "vuolukivi" komatiiteista ei useinkaan saada alkuperäistä komatiittista kantamagmaa vastaavaa CaO/Al_2O_3 -suhdetta fluidien kierrosta johtuvan kalsiumin lisäyksen vuoksi.

Samantyyppisesti kuin Al, käyttäytyvät myös monet muut alkuaineet, kuten Sc, Y, V ja HREE, jotka seuraavat alumiinia granaattiseen residuaalifaasiin. Tästä seuraa että tyypilliset Al -köyhtymättömät, Yilgarn -tyypin komatiitit ovat

köyhtyneet LREE:n suhteen ja HREE on tasaisesti jakaantunut. Vastaavasti Barbeton -tyypin, syvällä vaipassa syntyneet Al -köyhtyneet komatiitit ovat LREE:n suhteen rikastuneet. Myöhempi kuoren kontaminaatio on usein muuttanut hivenalkuaineiden suhteita (Kuva 10; Jahn et al. 1980, Leshner ja Arndt 1995).



Kuva 10. Kontaminaation vaikutus harvinaisten maametallien jakautumiseen komatiiteissa.

Hyvä positiivinen korrelaatio MgO:n (oliviinin) kanssa on monilla sellaisilla metallisilla alkuaineilla, kuten Cr, Ni, Cu ja Co, jotka sitoutuvat oliviiniin sulamisen ja vastaavasti kiteytymisen aikana.

Komatiitit ovat aina enemmän tai vähemmän muuttuneita ja tutkittaessa komatiittien litogeokemiaa, täytyy ottaa huomioon alkuaineiden liikkuvuus metasomaattisen fluidikierron, rapautumisen, diageneesin ja metamorfoosin vaikutuksesta. Tärkein on fluidien vaikutus. Komatiittinen laava on hyvin usein purkautunut meren pohjaan ja ohuissa laavapatjoissa läpikotainen metasomaattinen muuttuminen on tapahtunut hyvin pian laavan kiteytymisen jälkeen.

Pääalkuaineiden liikkuvuutta kontrolloivat kolme päätekijää:

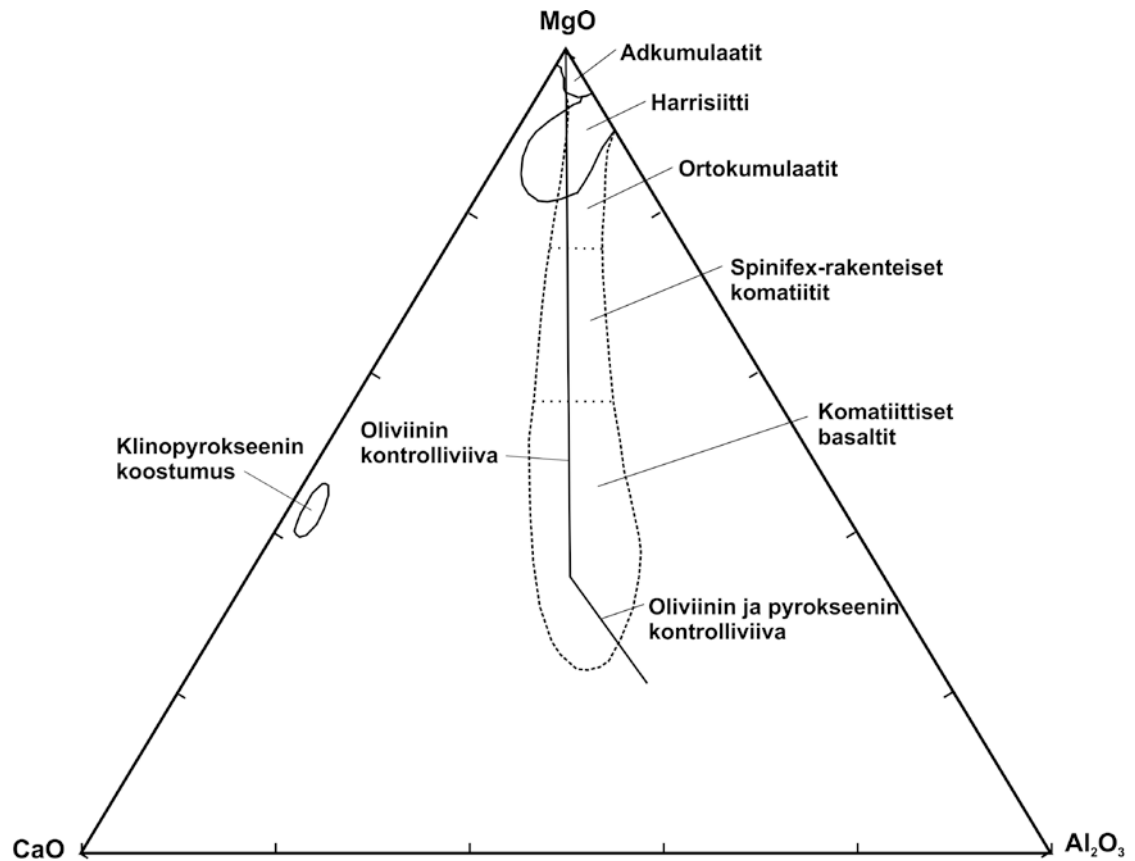
- 1.) Muuttumattoman kiven mineraalien pysyvyys ja rakenne.
- 2.) Muuttuneen kiven mineraalien pysyvyys ja rakenne.
- 3.) Fluidifaasin laatu, määrä, paine ja lämpötila.

Yleisesti on havaittu, että fluidikierrossa pysyvimpiä pääalkuaineita ovat korkean kidekenttäenergian (HFSE) omaavat alkuaineet Ti, Al ja P. Lähes liikkumattomia alkuaineita ovat Fe, Mn ja Mg ja lähes aina mobiloituvia ovat Ca, Na, K ja Si (Arndt 1983, Barnes 1985, Rollinson 1993).

Hivenalkuaineiden liikkuvuutta kontrolloivat samat tekijät kuin pääalkuaineidenkin. Helposti mobiloituvia ovat matalan kidekenttäenergian (LFSE) omaavat Cs, Sr, Rb ja Ba, sekä varsinkin korkeissa lämpötiloissa siirtymäalkuaineet Mn, Zn ja Cu. Korkean kidekenttäenergian (HFSE) omaavia, paikallaan pysyviä hivenalkuaineita ovat Sc, Y, Th, Zr, Hf, Nb, Ta ja REE, sekä siirtymäalkuaineista Co, Ni, V ja Cr (Condie 1981, Sun 1982, Arndt 1983, Pearce 1983, Seevald ja Seyfried 1990, Rollinson 1993, Arndt et al. 2008).

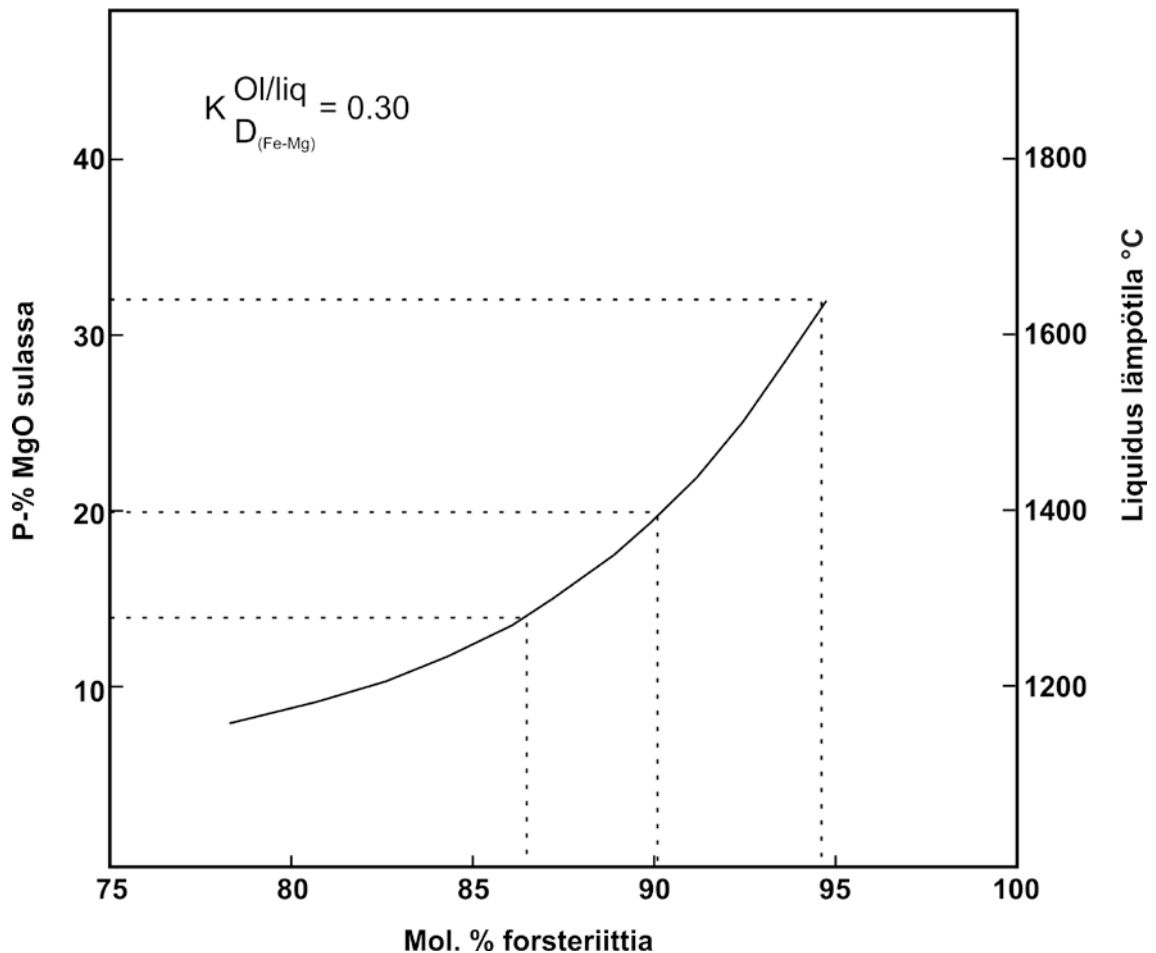
Edellämainitut liikkuvuustekijät pätevät yleistetyksi mafisilla-ultramafisilla kivillä, joihin vaikuttavat metasomaattiset fluidit merenpohjan olosuhteissa ja metamorfoosissa, jossa metamorfoosiasteena on korkeintaan amfiboliittifasies. Liikkuvuustekijöitä säätelevät voimakkaasti myös halogeeni- ja CO₂ -pitoiset fluidit, jotka vaikuttavat mobiloivasti mm. alkuaineisiin REE, Ti, Zr, Y, Nb ja P. Samoin liikkuvuuteen vaikuttaa kiven rakenne. Esimerkiksi saman koostumuksen omaavasta basalttisesta lasista REE vapautuu huomattavasti helpommin kuin vastaavasta kiteisestä kivistä (Pearce 1983, Rollinson 1993).

Komatiittisen magman jäähtyessä alkaa tapahtua fraktioivaa kiteytymistä. Ensin kiteytyy oliviinia ja alemmissa lämpötiloissa alkavat kiteytyä kromiitti ja klinopyrokseeni. Oliiviinin kiteytymisen edetessä lähtömagman koostumus muuttuu sen menettäessä jatkuvasti MgO:ta. Jäljelle jäävä sulafraktio puolestaan rikastuu oliviinin mukana kiteytymättömistä alkuaineista, kuten CaO ja Al₂O₃. Näin syntyy koostumuksellinen kiteytymistrendi, jota voidaan kuvata MgO - CaO - Al₂O₃- kolmiodiagrammilla (Kuva 11).



Kuva 11. MgO - CaO - Al₂O₃ - diagrammi, joka näyttää erityyppisten komatiittiseen vulkanismiin liittyvien kivien ja rakenteiden koostumuksen ja teoreettisen oliviinin ja oliviinin + klinopyrokseenin kiteytymispolun (Groves ja Hudson 1981, Hill et al. 1990).

Samoin kuin lähtömagman koostumus muuttuu kiteytymisen edetessä, muuttuu myös kiteytyvän oliviinin koostumus. Kiteytymisen alkaessa syntyy lähes puhtaasta oliviinista koostuvia adkumulaatteja, joiden MgO/FeO -suhde voidaan laskea sulan ja oliviinin välisten Mg:n ja Fe:n jakautumiskerrointen mukaan. $KD_{\text{oliviini/sula}}$ magnesiumille on >1 , joten MgO rikastuu kiteytyvään oliviiniin ja koska Fe:n jakautumiskerroin $KD_{\text{oliviini/sula}}$ on n. 1, fraktioituvan sulan FeO -pitoisuus ei juuri sanottavastikaan muutu. Siksi oliviinin koostumuksen perusteella voidaankin johtaa lähtömagman Mg -pitoisuus (Kuva 12). Tämä edellyttää tietenkin sitä että komatiittisesta oliviiniadkumulaattikivestä löytyy alkuperäistä oliviinia (Hill et al. 1990).



Kuva 12. Oliiviniikoostumuksen tasapainotila komatiittisessa sulassa (Donaldson 1983).

Komatiittien geokemiaa tutkittaessa on yleisesti havainnointu seuraavia seikkoja vertailtaessa eriasteisesti muuttuneita kiviä:

- 1.) Metamorfiset prosessit eivät aiheuta merkittäviä alkuaineiden uudelleenjakautumisia, eivätkä ne vääristä kehitystrendejä.
- 2.) CaO, Na₂O ja K₂O:n on huomattu uudelleenjakautuvan ainoastaan voimakkaasti karbonaattiutuneissa näytteissä, mutta yleisesti niiden poisjättäminen komatiittien geokemiaa tutkittaessa vähentää virhetulkintojen mahdollisuutta.
- 3.) Metamorfoituneiden komatiitti-tholeiitti -sarjan kivien geokemiallinen luonne vastaa arvioituja alkuperäisten vulkaniittien vastaavia primaariarvoja.
- 4.) Kemiallisten kokovianalyysien pääalkuaineiden oksidien normalisointi vedettömäksi (vrt. luku 6.3.4) vähentää huomattavasti laskuvirheitä,

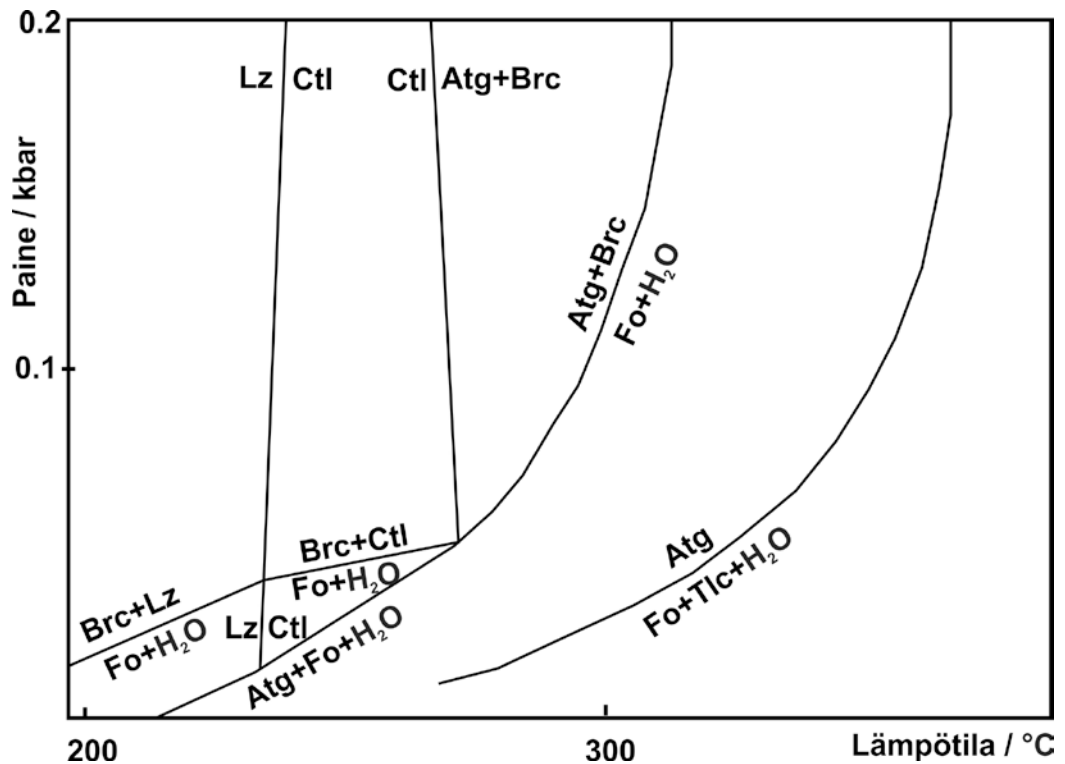
jotka syntyvät sekundääristen mineraalien, kuten serpentiini, korkeasta volatiilipitoisuudesta. Serpentiiniin volatiilipitoisuus on jopa yli 10 %, mutta talkki-karbonaattikiven, läpikotaisin muuttuneen komatiitin, volatiilipitoisuus saattaa olla lähes 20 %.

6.5 Ultramafiittien metamorfoosi ja serpentiiniittyminen

Metamorfoitumattomia komatiitteja ei ole. Kivien nykyinen mineralogia heijastaa primääriä magmaattista kemiaa ja metamorfisten fluidien toimintaa. Suomen vihreäkivivyöhykkeet ovat läpikäyneet useita metamorfisia muutosvaiheita, joissa osaan on liittynyt hiilidioksidipitoisten fluidien mukanaolo. Näin on myös Suomussalmen vihreäkivivyöhykkeellä ja Rytyskallion alueella. Ultramafiset peridotiittikoostumukselliset (LeMaitre et al. 2002) kivilajit, Rytyn tapauksessa komatiitit, ovat serpentiiniittyneet ja karbonaattiutuneet, mutta kuinka ja missä järjestyksessä?

Serpentiiniittyminen tai serpentinisaatio voidaan jakaa kolmeen selkeästi toisistaan erotettavaan osaprosessiin.

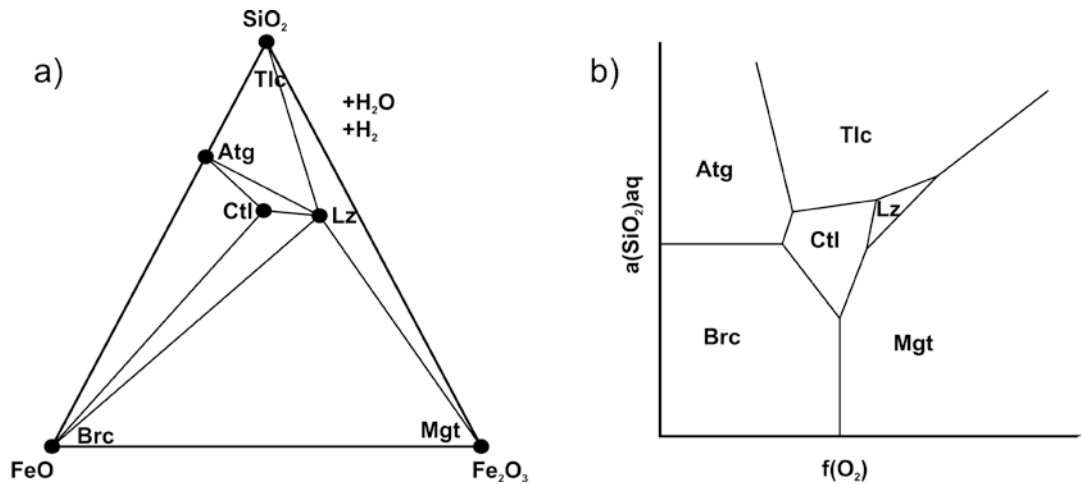
1.) Serpentinisaatiolla tarkoitetaan prosessia, jossa muodostuu serpentiiniä vedettömiä tai vähän vettä sisältäviä mineraaleja, kuten oliviinia, enstatiittia, muita Mg-rikkaita silikaatteja ja karbonaatteja sisältävistä kivilajeista. Serpentiini on kivilaji jonka mineraaleista yli 75 % kuuluu serpentiiniryhmään (Fettes ja Desmons 2007). Muodostuneessa serpentiinitissä voi hyvin olla reliktinä alkuperäisiä mineraaleja, jolloin yleensä muodostuu ”mesh” -verkkorakenne (Wicks et al. 1977, Maltman 1978), jossa alkuperäisten oliviinirakeiden keskusta on jäänyt muuttumattomaksi oliviinia ja reunat ovat muuttuneet serpentiiniksi. Serpentinisaatio on esimerkki retrogradisesta metamorfoosista jossa veden osapaine on aina pienempi kuin litostaattinen paine. Serpentinisaatio tapahtuu veden läsnä ollessa hyvin alhaisissa p-T -olosuhteissa, jolloin ensimmäisenä serpentiinimineraalina yleensä kiteytyy lizardiitti (Laurent ja Herbert 1979). Serpentinisaatio on eksoterminen ja kuluttaa runsaasti vettä. Siksi reaktio tapahtuukin tavallisimmin ultramafisen magman purkautuessa meren pohjalle. Tyypilliset serpentinisaatioreaktiot ovat: $Fo + H_2O = Lz + Brc$, $2 Fo + 3 H_2O = Ctl + Brc$ ja $2 Fo + 3 H_2O = 0.06 Atg + 1.2 Brc$ (Kuva 13).



Kuva 13. Serpentinisaatio. Skemaattinen kaavio p-T-suhteista mineraalifaaseille Atg = antigoriitti, Brc = brusiitti, Ctl = krysotiili, Fo = forsteriitti, Lz = lizardiitti, Tlc = talkki ja vesi H₂O systeemissä MgO-SiO₂-H₂O jossa p(H₂O) < P_{totaali}. Kuva O'Hanley (1996) Fig. 2-6 ja 2-7 mukaan.

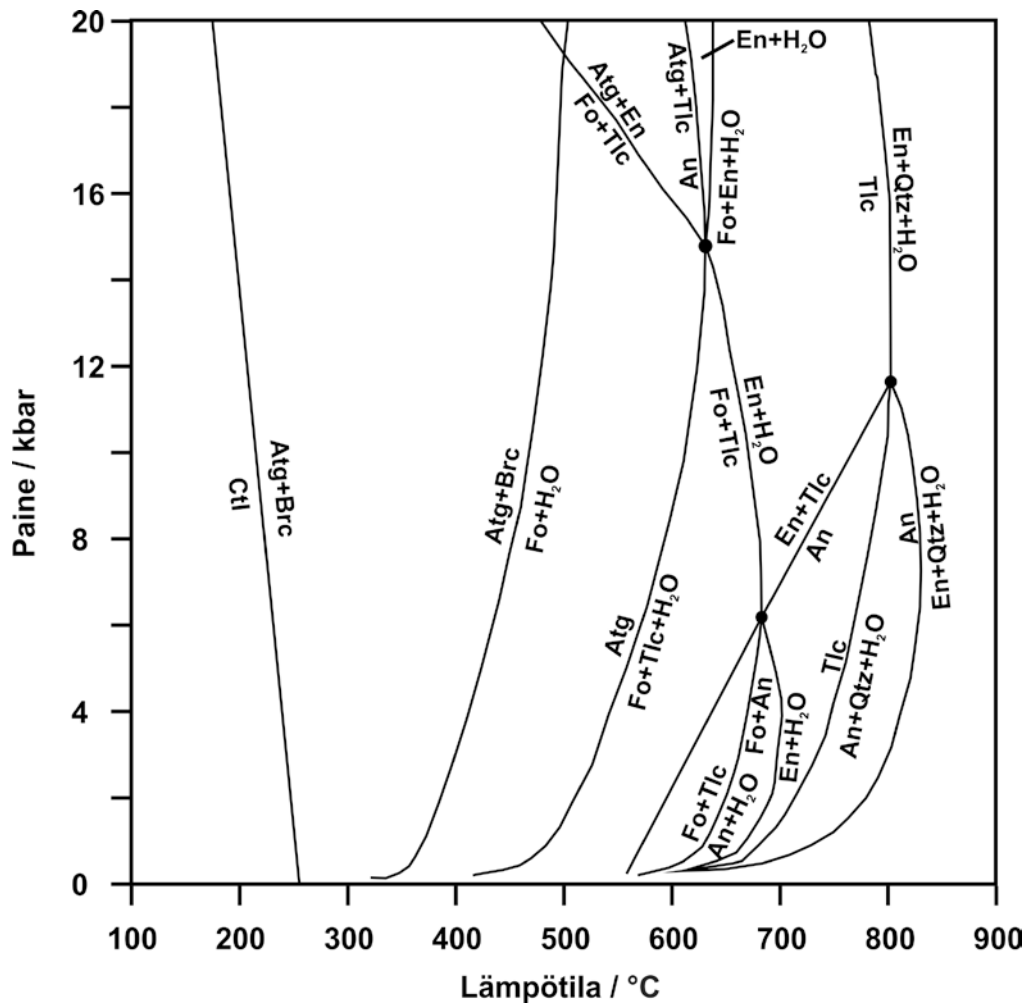
2.) Serpentiinin uudelleenkiteytyminen ja korvautuminen on prosessi jossa serpentiinimineraali muuttuu ja uudelleenkiteytyy toiseksi serpentiinimineraaliksi. Serpentiinin uudelleenkiteytyminen on lievästi endoterminen ja reaktiossa enin osa vedestä säilyy mineraalien rakenteessa. Uudelleenkiteytyminen tapahtuu alhaisessa metamorfoosiasteessa vihreäliuskefasieksen alapuolella ja muodostaa kiveen usein läpikotaisrakenteita. Tavallisia ovat myös mineraalien nk. "tiimalasirakenne" mineraalien optisen suunnan vaihtelun seurauksena ja "interlocking" -rakenne, jossa uudelleenkiteytyneet krysotiili ja brusiitti muodostavat kaikkialle mineraalien raerajoille poikittaisia kuituja ja sälöjä. Tyypillisiä uudelleenkiteytymisreaktioita ovat mm. $Lz + SiO_2(aq) = Ctl + Mg_t$, $Lz + SiO_2(aq) = Atg + H_2O$, $Ctl = 0.06 Atg + 0.18 Brc$ ja $0.94 Ctl + 0.11 SiO_2 = 0.06 Atg + 0.06 H_2O$. Paras tämänhetkinen malli serpentiinin uudelleenkiteytymiselle on FeO-Fe₂O₃-SiO₂-H₂O -malli (O'Hanley 1996), joka on monimutkainen, mutta tärkeimpänä johtopäätöksenä siitä on että kolmiarvoisen ferriraudan jakaantuminen serpentiinimineraaleihin (Atg ei sisällä, Ctl sisältää hieman ja Lz

sisältää runsaasti Fe^{3+}) tekee niiden stabiiliuden riippuvaksi hapen fugasiteetista ja fluidien SiO_2 -määrästä (Kuva 14).



Kuva 14. a) $\text{FeO-Fe}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ -systeemin kemografia ja mineraalien modaaliset faasisuhteet. Systeemissä mukana H_2O ja H_2 . b) Skemaattinen $a(\text{SiO}_2)_{\text{aq}}\text{-}f(\text{O}_2)$ -divarianttikenttä tietyissä $\text{FeO-Fe}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-H}_2$ -systeemin p-T -olosuhteissa. **O’Hanley (1996)** Fig. 2-8 mukaan. Mineraalifaasit: Atg = antigoriitti, Brc = brusiitti, Ctl = krysotiili, Lz = lizardiitti, Mgt = magnetiitti ja Tlc = talkki.

3.) Deserpentinisaatiossa serpentiinimineraalit dehydratoituvat muodostaen vähemmän vettä sisältäviä mineraalifaaseja, kuten oliviinia, talkkia ja kloriittia. Tapahtuu retrogradinen metamorfoosi, jossa deserpentinisaation kulkua pitkälle määräävänä tekijänä on veden osapaine. Deserpentinisaatio ei ole serpentinisaatiolle käännteinen tapahtuma, koska serpentinisaatiossa oliviinista syntyvä mineraali on lizardiitti (harvoin antigoriitti). Deserpentinisaatio on voimakkaasti endoterminen ja vettä vapauttava ja tästä syystä deserpentinisaatio rajoittuukin usein serpentiinimassan reunaosaan, jota mahdollisesti serpentiiniin rinnalle purkaantunut magma kuumentaa.



Kuva 15. Deserpentinisaatio. $\text{MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ -systeemin p-T -bivarianttikenttä mineraalifaaseille An = antofylliitti, Atg = antigoriitti, Brc = brusiitti, Ctl = krysotiili, En = enstatiitti, Fo = forsteriitti, Lz = lizardiitti, Mgs = magnesiitti, Qtz = kvartsi, Tlc = talkki ja vesi H_2O . Tämän systeemin $p(\text{H}_2\text{O}) \approx P_{\text{totaali}}$. Reaktiot $\text{Fo} + \text{Tlc} = \text{Atg} + \text{En}$ ja invarianttipisteen alapuolinen $\text{En} + \text{Tlc} = \text{An}$ eivät toteudu tällä paine-ehdolla. **Berman et al. (1986)** mukaan.

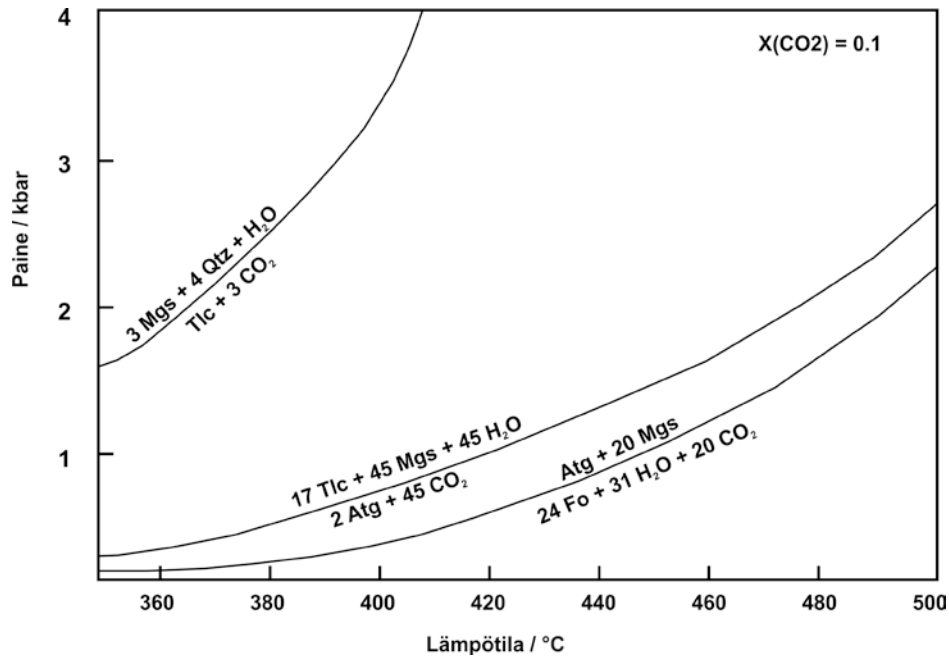
Vesi ei poistu helposti suuren serpentiinimassan sisäosista, ts. on vaikeaa lämmittää suurta kivimassaa, jotta se muuttuisi läpikotaisin. Serpentiinin muuttuminen "takaisin" oliviiniksi tapahtuu vihreäliuske - alhaisen amfiboliittifasieksen olosuhteissa (Kuva 15). Primäärissä serpentiiniytyymisessä syntynyt magnetiitti ei ota osaa metamorfisen oliviinin syntyyn ja siksi metamorfinen oliviini voi olla Mg -rikkaampaa kuin alkuperäinen oliviini (Zhang 1981). Tyypillisiä deserpentinisaatioreaktioita ovat: $1.2 \text{ Brc} + 0.06 \text{ Atg} = 2 \text{ Fo} + 3 \text{ H}_2\text{O}$ ja $0.06 \text{ Atg} = 1.06 \text{ Fo} + 0.24 \text{ Tlc} + 1.59 \text{ H}_2\text{O}$ (O'Hanley 1996).

Suomussalmen vihreäkivivöhykkeellä on tapahtunut kaikki kolme serpentiiniittiytymisen osaprosessia (Blais ja Auvray 1990), sekä lisäksi karbonaattiutumisen.

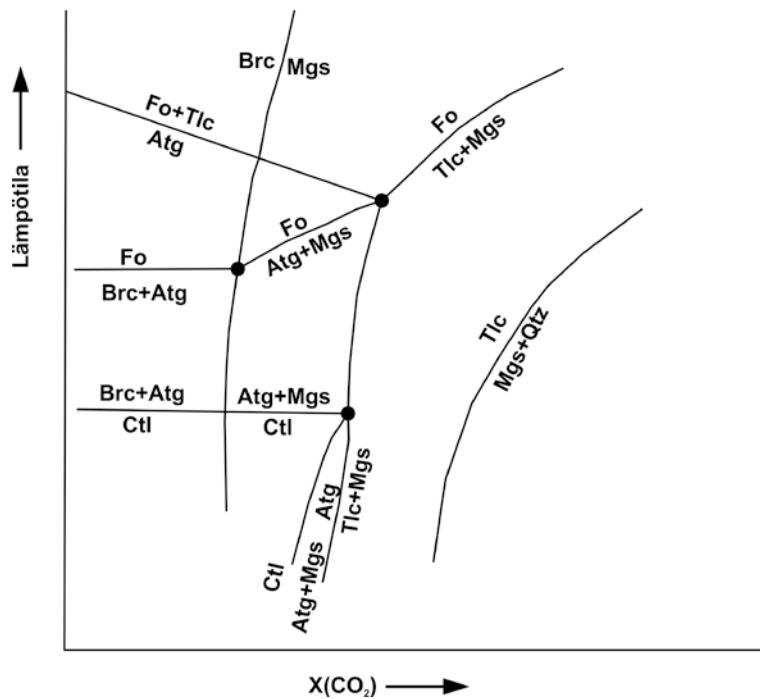
6.6 Karbonaattiutuminen

Muissa kuin kimberliiteissä karbonaattimineraalien esiintyminen peridotiittisissa kivissä on merkki hiilidioksidimetasomatismista. Peridotiiteissa CO₂ lisäys protoliittiin tapahtuu tyypillisesti 200 - 350 °C lämpötiloissa ja fluidisulkeumatutkimusten mukaan noin 1 kbar paineessa. Eriytyisen huomattavaa on, että karbonaattimineraalit korvaavat mieluummin serpentiiniä kuin oliviinia, ts. oliviini esiintyy korkeissa lämpötiloissa hiilidioksidin ja veden kanssa, muuttuu lämpötilan laskiessa ensin serpentiiniksi ja sitten vasta karbonaattiutuu (Kuva 16). Serpentiinejä, jotka sisältävät huomattavia määriä karbonaatteja, kutsutaan myös ofikarbonaateiksi (Bucher ja Frey 1994). Karbonaattiutumisessa serpentiinin tilalle muodostuu kalsiittia, magnesiittia, aragoniittia ja/tai dolomiittia, sekä silikaattia, jossa MgO/SiO₂ -suhde on pienempi kuin serpentiinillä (MgO/SiO₂ -suhde 1,5). Näistä karbonaattiutumisessa muodostuvista silikaateista tärkeimmät ovat talkki (MgO/SiO₂ -suhde 0,75) ja kvartsi (MgO/SiO₂ -suhde 0). Reaktiossa vapautuva vesi diffundoituu lähinnä kontaktivöhykkeen kloriittiliuskeeseen.

Tärkeä karbonaattiutumisreaktio, serpentiinin korvautuminen talkilla ja karbonaatilla, voidaan kirjoittaa $2 \text{Lz} + 3 \text{CO}_2 = \text{Tlc} + 3 \text{Mgs} + 4 \text{H}_2\text{O}$. Kiinteiden aineiden tilavuus reaktiossa kasvaa 5,8 cm³/mol eli 2,8 % 25 °C lämpötilassa ja 1 baarin paineessa. Lämpötilan ja paineen ohella tärkein lopputulokseen vaikuttava tekijä on hiilidioksidin fugasiteetti (Kuva 17).



Kuva 16. Systeemin $\text{MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$ $P_{\text{fluidi}}\text{-T}$ -suhteet mineraalifaaseille Atg = antigoriitti, Fo = forsteriitti, Mgs = magnesiitti, Qtz = kvartsi ja Tlc = talkki. Mukana on myös $\text{H}_2\text{O-CO}_2$ -fluidi. **Berman (1988)** mukaan.



Kuva 17. Systeemin $\text{MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$ isobaarinen $T\text{-X}(\text{CO}_2)$ -diagrammi, jossa $X(\text{CO}_2)$ -arvot ovat pienemmät kuin 0.01 ja mineraalifaaseina Atg = antigoriitti, Brc = brusiitti, Ctl = krysotiili, Fo = forsteriitti, Lz = lizardsiitti, Mgs = magnesiitti ja Tlc = talkki. **O'Hanley (1996)** Fig. 9-5 mukaan.

Suomussalmen vihreäkivivyöhykkeen kivet ovat metasomatoituneet arkeoisella ajalla useita kertoja. Moukkorin kulta-aihe on Suomussalmen vihreäkivivyöhykkeen itähaarassa n. 15 km Rytuksesta itään ja kullan isäntäkivenä on uraliittiporfyyriitti (Luukkonen et al. 2002). Moukkorin kulta-aiheen fluidisulkeumatutkimuksissa (Poutiainen ja Luukkonen 1994) todettiin kolmenlaisten fluidien jääneen vangiksi eri aikoina ikäjärjestyksessä vanhimmasta nuorimpaan:

1. CO₂ –rikkaat fluidisulkeumat, < 20% H₂O, > 50 mol-% CO₂ ja 10 mol-% CH₄, ei tytärimineraaleja. Homogenisoitumislämpötila on välillä 160 – 300 °C, yleisimmin välillä 220 – 280 °C.
2. H₂O- ja CO₂ –rikkaat fluidisulkeumat, < 35 mol-% CO₂, tytärimineraaleina karbonaatti, kiille ja opaakki. Homogenisoitumislämpötila on välillä 160 – 315 °C.
3. Suolapitoiset H₂O –fluidisulkeumat, tytärimineraaleina haliitti ja 1-2 tunnistamatonta anisotrooppista mineraalia. Homogenisoitumislämpötila on välillä 30 – 90 °C.

Tärkeitä vaiheita ja jaksoja Itä-Suomen vihreäkivivyöhykkeiden fluiditoiminnassa ovat järjestyksessä vanhimmasta nuorimpaan:

- 1) Komatiittien serpentiiniytyminen ja vihreäkivien spiliittiytyminen syntymänsä yhteydessä, n. 2800 - 2750 Ma sitten meren pohjassa hydrotermisen muuttumisen seurauksena (Luukkonen 1992).
- 2) Ultramafisten komatiittien, serpentiniittien, CO₂ -metasomatoituminen ja muuttuminen vuolukiviksi n. 2750 - 2740 Ma sitten (Luukkonen 1992).
- 3) Deformaatiovaiheen D₃ -aikainen progradinen fluiditoiminta (Ojala 2003, julkaisussa Lampinen 2005).
- 4) Deformaatiovaiheiden D₃ ja D₄ välisen siirtymävaiheen retrograadisen fluiditoiminnan seurauksena noin 2740 - 2680 Ma sitten (Ojala 2003, julkaisussa Lampinen 2005) ja pian tämän jälkeen tapahtunut kultamalmien synty.

7. Rytyskallion petrografia

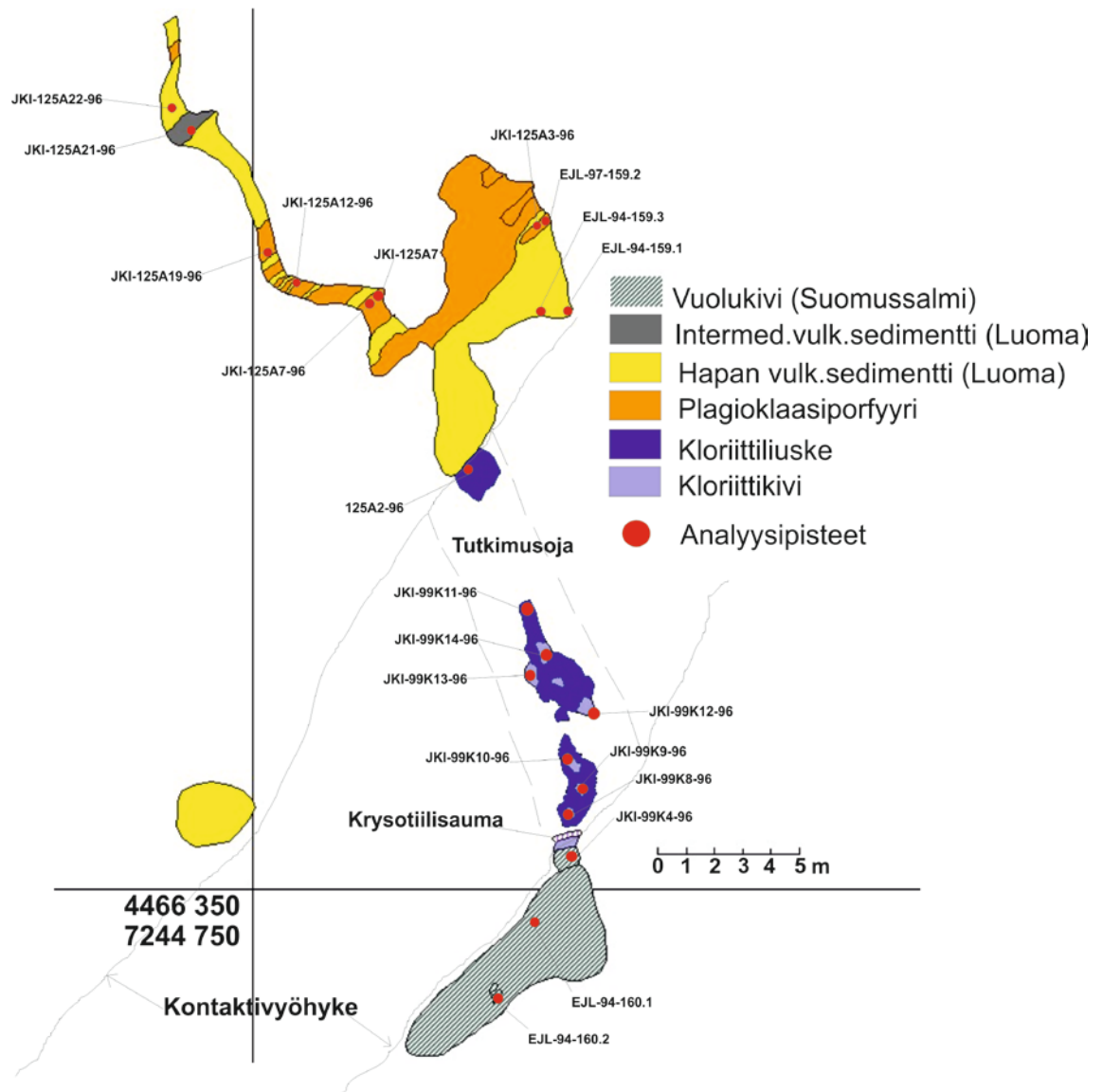
7.1 Luoma-ryhmän vulkaaniset metasedimentit

Rytyksen tutkimusalueen Luoma -ryhmän metasedimenttikiviin kuuluvat länsireunan paljastumaryhmän 125 happamat – intermediääriset (– emäksiset), voimakkaasti hiertyneet, raitaiset ja liuskeiset vulkanoklastiset sedimenttisyntyiset kivet (**Kuva 18**). Päämineraalina näissä heikosti lajittuneissa hienorakeisissa (\pm kvartsi)grauvakoissa ovat kvartsiklastit, joiden raekoko vaihtelee pääosin välillä 0,01 – 0,2 mm. Noin 5 - 10 % klasteista on plagioklaasia (An_{25-30}) ja kalimaasälpää. Aksessoreina esiintyy eniten tummaa, oliivinvihreää tai berliininsinistä kloriittia (p.o.l. neg., klinokloori) ja opaakkipirotetta, sekä aivan vähän muskoviittia (**Kuvat 19, 20 ja 23**).

Näiden metasedimenttien väliin on työntynyt plagioklaasiporfyyrijuonia ja –pahkuja (**Kuvat 21 ja 22**), joissa metasedimenttien S_3 -pääluskeisuutta ei esiinny. Plagioklaasiporfyyri on serisiittiytynyt voimakkaasti muodostaen rapautumispinnalle läpimitaltaan useita senttimetrejä olevia serisiittikasaumia.

Paljastumaryhmien 125 ja 99 välissä on Luoma-Suomussalmi-ryhmän kontakti, joka paljastui kaivinkoneella kaivetun tutkimusojan pohjalta kesällä 1996. Kontakti oli ainakin aikanaan ainoa tunnettu Luoma-Suomussalmi-ryhmän paljastumakontakti. Kontakti on tektoninen. Länsipuolen Luoma-ryhmän kiviä ja Itäpuolen Suomussalmi-ryhmän kiviä erottaa n. 10 m paksu kloriittiliuske/-kivi (**Kuva 24**). Ohuthietarkastelu ja kemialliset analyysit osoittavat kiven olevan koostumukseltaan lähes puhdasta kloriittia, magnesiumin määrän ollessa hieman koholla (**Deer et al. 1992**).

Suomussalmi-ryhmän kivien puolella kloriittiliuske vaihettuu joidenkin metrien matkalla vuolukiveksi (**Kuva 25**). Kloriittiliuskeen ja vuolukiven välissä on vielä n. 20 – 30 cm leveä rakosauma, joka on muodostunut rakoon poikittain kasvaneesta krysotiilista (**Kuva 26**). Krysotiilia syntyy tavallisesti poikittaisraontäytteiksi serpentiniitteihin metasomaattisissa prosesseissa ja matalissa lämpötiloissa serpentiinin uudelleenkiteytymisen tuloksena.



Kuva 18. Rytyn länsireunan Luoma-Suomussalmi -ryhmän tektonisen kontaktin detaljikartta. Luoteessa ovat Luoma -ryhmän vulkaaniset metasedimentit (paljastumaryhmä 125) ja kaakossa Suomussalmi -ryhmään kuuluva vuolukivi (paljastumaryhmässä 99). Näitä kivilajeja erottaa voimakkaasti hiertynyt kloriittiliuske (kaivetun tutkimusojan pohjalla), jossa on myös ehjiä kloriittikivikappaleita.

Luoma-ryhmään kuuluu myös tutkimusalueen paljastumaryhmän keskelle etelästä työntyvä metasedimenttikiila, joka kulkee läntisen serpentiniittipahkun viertä gabron ja itäisen serpentiniitin väliin ja päättyy sinne. Felsisten kerrosten välissä on mafisempia osueita (Kuva 28), joiden mineralogia noudattelee pitkälle länsipuolen vastaavien kivien mineralogialle. Alkuperäinen, nykyisin suurinpiirtein N-S -suuntainen liuskeisuus on osittain hävinnyt progradisen uudelleenkitetytymisen myötä ja felsiset liuskettuneet metasedimentit esiintyvät ehjempinä "silminä" mafisten metasedimenttikerrosten välissä. Paljastumalla 149A-B nähdään intermediäärinen metasedimentti, josta erottuu kuinka

felsisestä metasedimentistä metamorfoosissa mobiloitunut kvartsi on tunkeutunut sedimenttikerrosten väliin.

Paljastumaryhmässä 83 (**Kuva 27**) metasedimentit ovat muuttuneet (\pm kiille)liuskeeksi, jonka mineralogia on muuten sama kuin länsipuolen paljastumaryhmässä 125, paitsi että mafisena mineraalina on muskoviitti. Kiven rakenne on massamaisempi ja liuskeisempi kuin länsipuolen sedimenttirakenteisissa Luoma-ryhmän kivissä. Kvartsi on myös alkanut uudelleenkiteytyä muodostaen suurempia rakeita ja "triple junction" -tekstuureja. Paljastumalla 128 E (**Kuva 29**) esiintyy metamorfisten mineraalien kasvua. Toinen metamorfinen mineraali on turmaliini, jota esiintyy ohuthieessä kohtuullisesti siellä täällä. Turmaliinirakeiden \varnothing on 0,05 – 0,2 mm. Turmaliini on täysin kirkasta ja mm. ohuthieissä 211 ja 212 (**Liite 5**) turmaliinikiteen c-akselia kohtisuorassa kolmiomaisissa leikkauksissa yksiakselinen isogyryri näkyy hyvin kahdella nikolilla perustarkastelussa ilman konoskopiaa. Toinen metamorfinen mineraali on andalusiitti, jota on kivessä kauttaaltaan < 0,1 mm rakeina. Kiille on biotiittia. Kiven rakenne on niin mikro-, kuin mesomittakaavassakin silmämäinen ja metamorfiset mineraalit näkyvät käsinäytteen pinnassa pienen pieninä nystyinä. Paljastuman toisella puolella on nuorempi, n. 1 m leveä, lähes puhtaasta kvartsista muodostuva juoni.

Paljastumalla 151E (**Kuva 78**) on heikosti näkyvä gabron ja intermediäärisen liuskeisen metasedimentin kontakti, josta kuitenkin selvästi erottuu, kuinka gabro on tunkeutunut sedimenttien väliin.



Kuva 19. Paljastuma JKI-125A22-96, Luoma -ryhmä. Felsinen vulkanoklastinen metasedimentti. Paljastuman kairanreiästä on ohuthie 118 (Liite 5) ja analyysi 2906 (Liite 2). Kompassin pitkä sivu on 12 cm.



Kuva 20. Paljastuma JKI-125A21-96, Luoma -ryhmä. Intermediäärinen vulkanoklastinen metasedimentti. Paljastumalta kairanreiästä on ohuthie 119 (Liite 5) ja analyysi 2907 (Liite 2). Kompassin pitkä sivu on 12 cm.



Kuva 21. Paljastuma JKI-125A19-96, Luoma -ryhmä. Plagioklaasiporfyryri. Paljastumalta kairanreiästä on ohuthie 120 (**Liite 5**) ja analyysi 2908 (**Liite 2**). Kompassin pitkä sivu on 12 cm.



Kuva 22. Paljastuma JKI-125A7-96, Luoma -ryhmä. Plagioklaasiporfyryri. Paljastumalta kairanreiästä on ohuthie 121 (**Liite 5**) ja analyysi 2909 (**Liite 2**). Kompassin pitkä sivu on 12 cm.



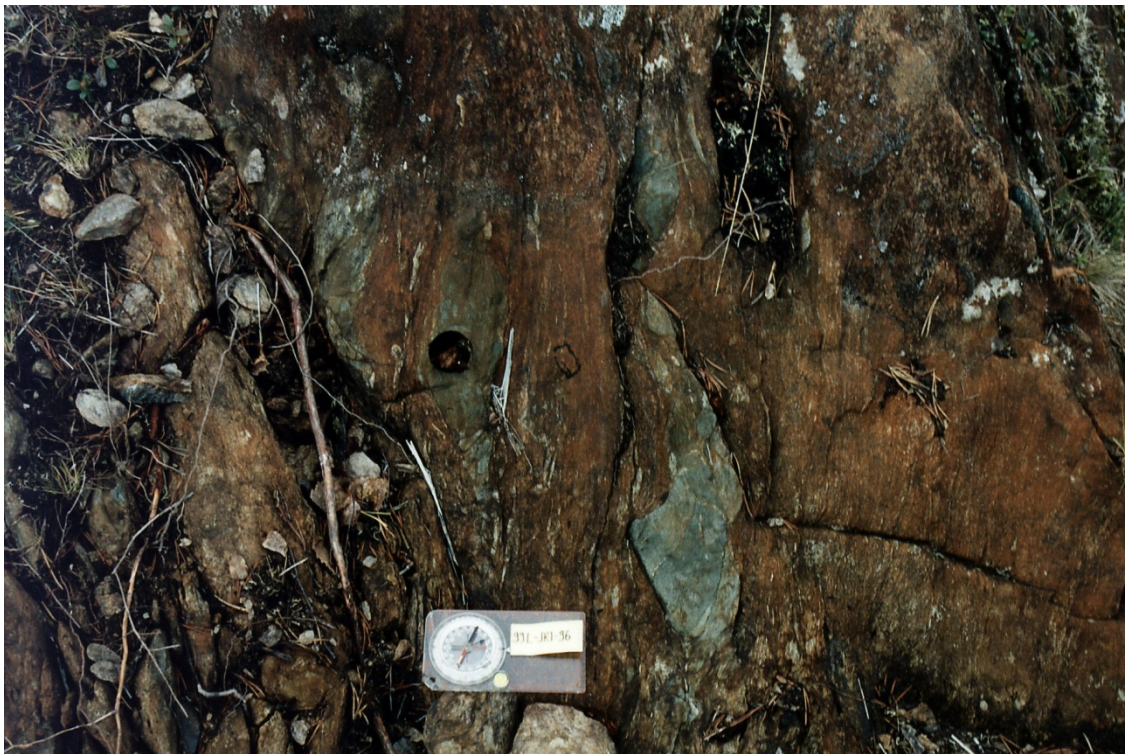
Kuva 23. Paljastuma JKI-125-96, Luoma -ryhmä. Felsinen vulkanoklastinen metasedimentti. Kompassin pitkä sivu on 12 cm.



Kuva 24. Paljastuma JKI-99K13-96 tutkimusojan pohjalla. Kontaktivyöhyke, kloriittikivipahku liuskeessa. Paljastumalta kairareikästä on ohuthie 125 (**Liite 5**) ja analyysi 2913 (**Liite 2**).



Kuva 25. Paljastuma JKI-99K4-96. Kontaktivyöhykkeen reuna, krysotiilirako karkearakaisen kloriittikiven kupeessa tutkimusojan reunassa paljastuman kupeessa. Kairareiästä poikittaisen kepin kohdalta kloriittikivestä on ohuthie 130 (Liite 5) ja analyysi 2919 (Liite 2). Kompassin pitkä sivu on 12 cm.



Kuva 26. Paljastuma JKI-99K-96, Suomussalmi -ryhmä. Voimakkaasti hiertynyt vuolukivi, talkki-karbonaattiliuske (ruosteenruskea), ja siinä muuttumattomia kloriittikivilinssejä. Kairareiästä on otettu näyte EJK-94-160.2 ja siitä on analyysi 25449. Vuolukiviosasta on näyte EJK-84-160.1 ja siitä on analyysi 25448 (Liite 2). Kompassin pitkä sivu on 12 cm.



Kuva 27. Paljastuma JKI-83E-96, Luoma -ryhmä. Liuske, progradinen felsinen vulkanoklastinen metasedimentti. Paljastumalta on käsinäytteestä hie 145 (**Liite 5**). Kolikon \varnothing on 21 mm.



Kuva 28. Paljastuma JKI-128A-96, Luoma -ryhmä. Intermediäärinen (kompassin alapuolella) ja felsinen (kompassin yläpuolella) vulkanoklastinen metasedimentti. Paljastuman intermediäärisestä osasta on käsinäytteestä hie 166 (**Liite 5**). Kompassin pitkä sivu on 12 cm.



Kuva 29. Paljastuma JKI-128E-96, Luoma -ryhmä, andalusiitti-turmaliniiliuske, progradinen felsinen vulkanoklastinen metasedimentti. Paljatumalta on kairattu näyte EJK-94-182.1 ja siitä on analyysi 25485 (**Liite 2**). Paljastumalta ovat hieet 70, 211 ja 212 (**Liite 5**). Kynän pituus on 14 cm.

7.2 Komatiitit

Rytyksen komatiittisista kumulaattikivistä rakenteet voidaan erottaa parhaiten mesoskooppisesti paljaalla silmällä kiven puhtaalta, sateen huuhtomalta rapautumisinnalta, sekä kostealta, lakatulta tai kiillotetulta sahausinnalta. Kumulaattirakeiden ollessa pääasiassa n. 2 - 12 mm, on käytetyn mikroskoopin pieninkin 40X -suurennos liian suuri, kun kuvassa näkyy vain yksittäinen mineraalirae tai osa siitä.

Rakenteiltaan hyvin säilyneet kumulaatit ovat pseudomorfisia (**Wicks ja Whittaker 1977**) serpentiini - brusiitti - karbonaatti - magnetiitti ± talkki-kiviä. Primääriä oliviinia tutkimusalueelta ei ole havaittu, vaikka epäily sellaiseksi paljastumalta 95C tehdyn ohuthieen 156 (**Liite 5**) oliviinista onkin. Tämän selvittäminen vaatisi jatkotutkimuksia. Kaikki tutkimusalueen komatiittiset laavat ovat läpikotaisin serpentiiniittyneet pian meren pohjaan purkautumisensa jälkeen. Tällöin kiveen syntyi primääri serpentiiniin "mesh" -rakenne. Enin osa tutkimusalueen itä- ja pohjoispuolen serpentiiniteistä, sekä aivan länsireunassa muutama

paljastuma (Kuva 56), on uudelleenkiteytynyt massamaiseksi ja läpikuultavaksi serpentiiniksi, josta minkäänlaisia reliktirakenteita ei ole erotettavissa. Näitä ”jaloserpentiinittejä” luonnehtii myös usein se, että niissä ei esiinny enää läpikotaista magnetiittia, vaan se on lähes kokonaan kerääntynyt juoniksi ja raontäytteiksi (Kuva 68). Rakojen seinämällä kummallakin puolella on tavallisesti kerros massamaista magnetiittia ja magnetiittikerrosten välissä karbonaatti-krysotiili-magnetiittisälöjä, kuin oljet tai lyijykynät nipussa (Kuvat 25 ja 67). Sekundääristen toisen generaation itäisten kattopuolen uudelleenkiteytyneiden serpentiinien metamorfoosiaste on ollut korkeampi kuin länsiosan jalkapuolen serpentiinien. Silti metamorfoosiaste on ollut korkeimmillaankin vain vihreäliuskefasieksen alaosissa, koska metamorfista oliviinia ei ole muodostunut. Tutkimusalueen länsipuolella heti Luoma -ryhmän metasedimenttien vieressä rakenteellisesti parhaiten säilyneillä paljastumilla primääri serpentiini ja mesh -rakenne, sekä kumulusrakenteet näkyvät erittäin hyvin (Kuva 64). Paljastumalla 102C on nähtävissä eräänlainen serpentiiniytyymisen ja reserpentiiniytyymisen välimuotokivi, jossa serpentiinin uudelleenkiteytyminen on muuttanut oliviinipseudomorfien primäärin serpentiinin kauniin vihreäksi ja läpinäkyväksi sekundäriserpentiiniksi. Magnetiitti on mobiloitunut ja uudelleenkiteytynyt euhedriseksi interkumulukseen ja hiilidioksidimetasomatoosin muuttaessa interkumuluksen kokonaan karbonaatiksi (Kuva 65).

Myöhempi hiilidioksidimetasomatoosi on edennyt kivilajikontakteja, liuskeisuutta, interkumulumineraaleja ja rakosysteemeitä pitkin muuttaen serpentiiniä, tavallisesti reunaosistaan, edellä mainittujen heikkouselementtien läheisyydessä. Siinä missä itäpuolen uudelleenkiteytynyt ja massamainen serpentiini on keskiosiltaan säilynyt hyvin metasomatoosilta, länsiosan primääri serpentiini, vaikkakin usein säilyneenä, on lähes läpikotaisin karbonaattiutunut, sekä kivilajikontaktien läheisyydessä talkkiutunut ja muuttunut vuolukiveksi. Kontakteissa serpentiini on muuttunut kloriittiliuskeeksi (Kuvat 24, 26 ja 48), minkä koostumus näyttää geokemiallisissa diagrammeissa olevan ”alumiinirikas komatiitti”. Pohjoisilla paljastumaryhmillä 173 ja 176 serpentiini on muodostanut gabron kanssa eräänlaista ”hybridikiveä” (Kuvat 80, 81 ja 82).

Serpentiini- ja oliviinidkumulaattipaljastumien rapautumispinnat ovat yleisväreiltään hyvin vaaleita ja hieman vihertävän harmaita (**Kuvat 30, 36, 45, 51–54 ja 57**). Paljastumat ovat muodoiltaan pyöreälinjaisia. Oliivinimesokumulaattipaljastumat ovat tavallisesti väriltään tumman ruosteenruskeita (**Kuva 50**) ja kiven pinnassa on usein yksittäisten mineraalirakeiden rapautumiskoloja vierä vieressä interkumuluksen jäädessä verkkomaisena koholle kiven pinnasta (**Kuva 44**). Ortokumulaattipaljastumat puolestaan ovat usein tuoreelta rapautumispinnalta vihertävänharmaita (**Kuva 33 ja 34**) ja kauemmin paljastuneena olleet sinapinruskeita, huomattavasti mesokumulaattipaljastumia vaaleampia (**Kuvat 58, 61 ja 62**). Sinapinruskeassa interkumuluksessa on euhedrisiä punertavanruskeita oliviinipseudomorfeja painanteina (**Kuvat 31 ja 35**). Harrisittinen rakenne puolestaan näyttää ensisilmäyksellä vaalealta ja karkealta ad-mesokumulaatilta, jossa oliviinipseudomorfit ovat rapautumispinnasta voimakkaasti nystyillä interkumuluksen ollessa syöpyneenä pois. Tarkemmin katsottuna, varsinkin sahauspinnalta, huomaa miten oliviinipseudomorfit ovat nauhamaisina kerroksina c-akselit samaan suuntaan (**Kuvat 32, 39, 59, 60 ja 70**). Ehjän vuolukiven rapautumispinta on lähes valkoinen, mitä täplittää pois syöpyneiden karbonaattirakeiden ja -kasautumien punertavat syöpymäkuopat (**Kuvat 47 ja 48**). Vuolukiviliuske on punertavanharmaata (**Kuva 26**).

Mineralogia selittää rapautumispintojen rakenteita. Adkumulaateissa, joissa interkumulusta osuus on pieni, oliviiniraemassa on usein läpikotaisin serpentiiniä ja lähes puhtaasta serpentiinistä koostuva kivi rapautuu tasaisesti talkiksi ja on siksi väriltään vaalea. Hiilidioksidimetasomatoosi etenee raerajoja ja interkumulusta pitkin. Kumulaattikivien interkumulusta on usein kokonaan karbonaattia ja oliviinipseudomorfit serpentiiniä. Interkumuluksen määrän kasvaessa rapautumispinnalle alkaa muodostua selvä verkkomainen kuvio kovemmassa karbonaatista, ja pehmeämmät talkkiintuneet serpentiiniset oliviinipseudomorfirakeet ovat kiven pinnassa kuopalla. Interkumuluksen osuuden edelleen kasvaessa niin että saadaan ortokumulaatteja, kiven muuten tasaisella pinnalla oliviinipseudomorfit ovat rapautuneet pois ja kuoppien seinämät noudattavat usein euhedrisiä oliviinin kidemuotoja. Toisaalta löytyy myös anomaalisia paljastumia, joilla interkumulusta onkin serpentiiniä ja oliviinipseudomorfit karbonaattia, kuten esim. paljastumilla 100B (**Kuva 63**), 100F

(**Kuva 43**), 126C (**Kuva 70**). Paljastuman 100F mineralogian selittää se, että karbonaatti on täyttänyt hopper-oliivinikiteiden pseudomorfin ”tyhjän” keskustan. Harrisiiteissa oliivinipseudomorfit ovat tavallisesti serpentiiniä ja interkumuluss karbonaattia ja magnetiittia (**Kuva 59**).

Useilla paljastumilla on nähtävissä erityyppisten kumulaattien vaihtumista kumulaattityypistä toiseen. Tämä kertoo laavavirran/-kanavan kiteytymisdynamiikan muutoksista. Hyviä esimerkkejä rakenteiden vaihtumisesta löytyy esim. paljastumilla 90D (**Kuva 60**), 99F (**Kuvat 33 - 36**), 100B (**Kuvat 38, 39 ja 63**), 100C (**Kuva 40**) ja 100F (**Kuva 42 ja 43**).

Useilla paljastumilla, esim. 87D (**Kuvat 29 ja 30**), 89D, 121F (**Kuvat 46 ja 69**) ja 132M on rakenteellisia jälkiä kromiitti- ja/tai pyrokseenikerroksista, joiden paksuus vaihtelee muutamasta millimetristä pariinkymmeneen senttimetriin. Näiltä paljastumilta ovat myös analyysien korkeimmat kromiarvot. Tutkimusalueen rikkonaista ja magnetiitin aiheuttamien häiriöiden vuoksi vaikeasti mitattavaa rakenne-, liuskeisuus- ja rakoilusysteemiä esittävät **Kuvat 37, 41, 50 sekä 52 – 55**.



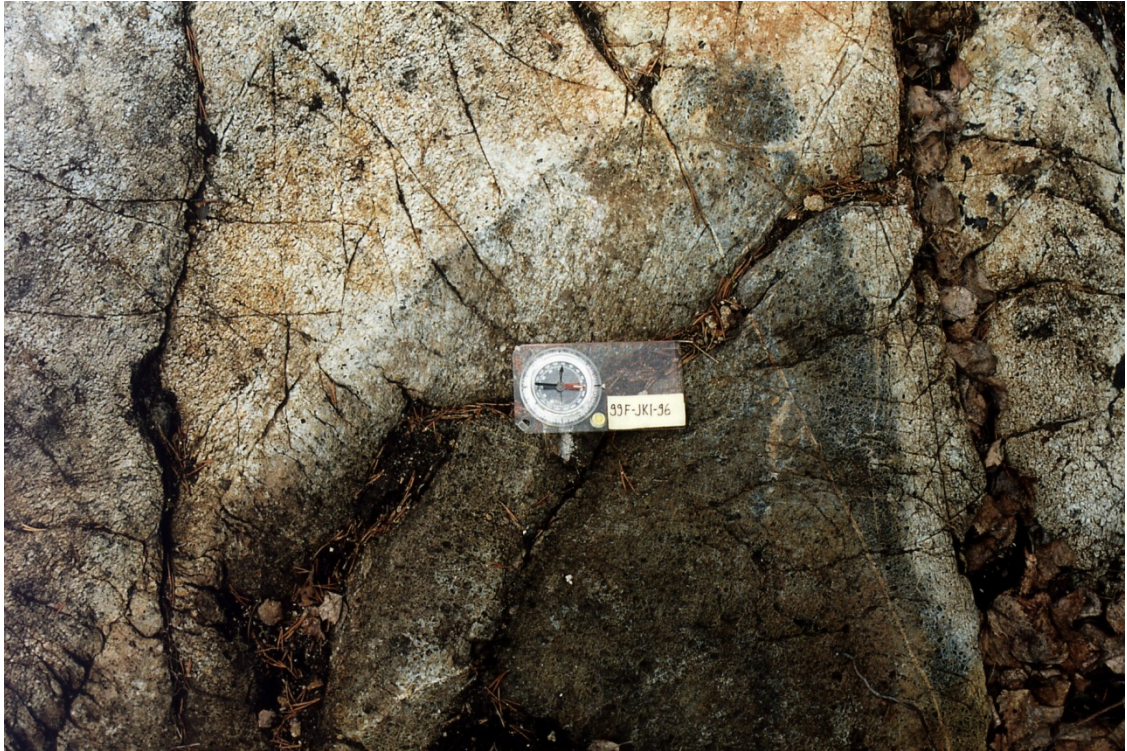
Kuva 30. Paljastuma JKI-87D-96, Suomussalmi -ryhmä. Serpentiiniitti/karkearakeinen oliivini-pyrokseeniadiakumulaatti. Paljastumalta on käsinäyte (**Kuva 57**), analyysit 1778 ja 1779 (**Liite 2**), sekä ohuthieet 221, 222 ja 223 (**Liite 5**). Kompassin pitkä sivu on 12 cm.



Kuva 31. Paljastuma JKI-87I-96, Suomussalmi -ryhmä. Oliviniortokumulaatti. Paljastumalta on kairattu näyte EJI-94-174.1 ja analyysi 25469 (**Liite 2.**). Kolikon halkaisija on 21 mm.



Kuva 32. Paljastuma JKI-90C-96, Suomussalmi -ryhmä. Harrisiittinen oliviinikumulaatti, joka syntyy gravitatiivisesti pysähtyneen laavavirran pohjaosiin. Paljastumalta on käsinäyte (**Kuva 59**) ja ohuthie 224 (**Liite 5**). Kolikon halkaisija on 21 mm.



Kuva 33. Paljastuma JKI-99F-96, Suomussalmi -ryhmä. Vaaleampi osa oliviiniadkumulaatti ja tumma keskusosa oliviiniortokumulaatti. Mahdollinen laavatuubin/-kanavan poikkileikkaus. Ortokumulaatista on kompassin alta kairattu näyte EJK-94-161.2 ja siitä on analyysi 25451 ja adkumulaatista näyte EJK-94-161.1 ja siitä on analyysi 25450 (**Liite 2**). Kompassin pitkä sivu on 12 cm.



Kuva 34. Paljastuma JKI-99F-96, Suomussalmi -ryhmä. Oliviniortokumulaatti, jossa tyypillinen oliviinipseudomorfien syöpymisen tuloksena syntynyt kuoppainen pinta. Kompassin pitkä sivu on 12 cm.



Kuva 35. Paljastuma JKI-99F-96, Suomussalmi -ryhmä. Lähikuva oliviiniortokumulaattiosasta. Kivi edustaa tutkimusalueen oliviiniortokumulaattien perustyyppiä. Kolikon halkaisija on 21 mm.



Kuva 36. Paljastuma JKI-99F-96, Suomussalmi -ryhmä. Lähikuva oliviiniadkumulaattiosasta. Kivi edustaa tutkimusalueen oliviiniadkumulaattien perustyyppiä. Kolikon halkaisija on 21 mm.



Kuva 37. Paljastuma JKI-100A-96, Suomussalmi -ryhmä. Voimakkaasti hiertynyt magnetiittiraitainen oliiviini(meso)kumulaatti. Paljastumalta on kairattu näyte EJK-84-163 ja siitä on analyysi 25452 (**Liite 2**). Kompassin pitkä sivu on 12 cm.



Kuva 38. Paljastuma JKI-100B-96, Suomussalmi -ryhmä. Ehjä, karkearakeinen oliivinimesokumulaatti. Paljastumalta on kairattu näyte EJK-84-164.1 ja siitä on analyysi 25453 (**Liite 2**). Kompassin pitkä sivu on 12 cm.



Kuva 39. Paljastuma JKI-100B-96, Suomussalmi -ryhmä. Karkearakeinen oliviiniadkumulaatti (kiven ja karikkeen rajalla) vaihtuu harrisiittiseksi (ylempänä kivessä). Käsinäytteen (kompassin reunan alla) sahatulta pinnalta vaihtumisen erottaa hyvin (**Kuva 63**). Harrisiittisestä osasta on ohuthie 226 (**Liite 5**). Kompassin pitkä sivu on 12 cm.



Kuva 40. Paljastuma JKI-100C-96, Suomussalmi -ryhmä. Karkearakeinen oliviiniadkumulaatti (kompassin reunan vieressä) vaihtuu harrisiittiseksi (kiven yläosa). Vrt. **Kuva 63**. Paljastumalta on kairattu näyte EYL-84-164.2 ja siitä on analyysi 25454 (**Liite 2**). Kompassin pitkä sivu on 12 cm.



Kuva 41. Paljastuma JKI-100E-96, Suomussalmi -ryhmä. Oliivinimesokumulaatti. Vanhempaa liuskeisuutta (kuvassa vaakasuoraan) poimuttava rakenne. Poimuakseli $151/71^\circ$. Liuskeisuutta vastaan kohtisuorassa oikeakätinen, lähes plastinen ~W-E suuntainen 30 cm leveä hirtosauma. Kepin kohdalta on kairattu näyte E JL-94-165.2 ja siitä on analyysi 25456 (**Liite 2**). Kompassin pitkä sivu on 12 cm.



Kuva 42. Paljastuma JKI-100F-96, Suomussalmi -ryhmä. Oliiviinidkumulaatin (kuvan alaosa) kiteet vaihtuvat ontoksi hopper -oliiviiniksi (vaaleampi yläosa). Paljastumalta on kairattu näyte E JL-94-165.2 ja siitä on analyysi 25456, sekä 1775 (**Liite 2**). Paljastumalta on ohuthie 227 (**Liite 5**). Kolikon halkaisija on 21 mm.



Kuva 43. Paljastuma JKI-100F-96, Suomussalmi -ryhmä. Oliiviinadkumulaatin (aivan kuvan alareuna) kiteet vaihtuvat ontoksi hopper -oliiviiniksi (vaaleampi yläosa). Hopper -oliiviini on nopean jäähtymisen tuloksena laavakanavan pintaosoissa muodostuva oliiviinin vajaamuotorakenne (vrt. **Kuva 7**). Paljastumalta on ohuthie 227 (**Liite 5**). Kolikon \varnothing on 21 mm.



Kuva 44. Paljastuma JKI-101H-96, Suomussalmi -ryhmä. Oliiviinimesokumulaatti. Paljastumalta on kairattu näyte EJK-94-166 ja siitä on analyysi 25457 (**Liite 2**). Paljastumalta on ohuthie 225 (**Liite 5**). Kolikon halkaisija on 21 mm.



Kuva 45. Paljastuma JKI-116D-96, Suomussalmi -ryhmä. Serpentiiniitti. Tyypillinen korkeimman mäen ehjää serpentiiniittiä edustava paljastuma. Kompassin pitkä sivu on 12 cm.



Kuva 46. Paljastuma JKI-121F-96, Suomussalmi -ryhmä. Serpentiiniitti. Paljastumalla on esillä tutkimusalueen edustavin kromiitti – pyrokseeniraitaisuus. Paljastumalta on kairattu kepin kohdalta näyte EJK-94-177.3 ja siitä on analyysi 25477 (Liite 2). Paljastumalta on käsinäyte (Kuva 69) ja siitä ohuthie 233 (Liite 5). Kompassin pitkä sivu on 12 cm.



Kuva 47. Paljastuma JKI-157D-96, Suomussalmi -ryhmä. Vuolukiveä, jossa vaaleampi osa on talkkia ja ruskeat kuopat karbonaattirakeiden/-kasaumien paikkoja, joista karbonaatti on rapautunut pois. Paljastumalta on kairattu näyte EJK-94-186 ja siitä on analyysi 25493 (**Liite 2**). Viereiseltä saman tyyppin vuolukivipaljastumalta 157B on ohutie 84 (**Liite 5**). Kolikon halkaisija on 21 mm.



Kuva 48. Paljastuma JKI-157E-96, Suomussalmi -ryhmä. Vaaleanharmaa osa on vuolukiveä, jossa valkoinen on lähinnä talkkia ja ruskeat kuopat karbonaattirakeiden/-kasaumien paikkoja, joista karbonaatti on rapautunut pois (Ohutie 85, **Liite 5**). Vihreä juoni on kloriitiliusketta. Paljastuma on itäisemmän gabron kontaktivyöhykkeellä (Ohutie 86, **Liite 5**). Kolikon halkaisija on 21 mm.



Kuva 49. Paljastuma JKI-171B-96, Suomussalmi -ryhmä. Serpentiiniitissä n. 35 cm leveän raon poikittainen raontäyte. Raon seinämillä kummallakin puolella 5-10 cm kerros massamaista magnetiittia ja magnetiittikerrosten välissä karbonaatti-krysotiili-magneetiittisälöjä. Vastaavanlaisesta raontäytteestä on sälöjen poikittaissuunnassa sahattu käsinäyte (**Kuva 67**) paljastumalta 117L. Kynän pituus on 14 cm.



Kuva 50. Paljastuma JKI-102I-96, Suomussalmi -ryhmä. Serpentiiniitti. Tyypillinen oliivinimesokumulaatin ruosteenruskea rapautumispinta. Tyypillinen NW-SE ja NE-SW -suuntainen D_4 "salmiakki" -ristikkäisrakoilu. Kompassin pitkä sivu on 12 cm.



Kuva 51. Paljastuma JKI-102I-96, Suomussalmi -ryhmä. Serpentiiniitti. Tyypillinen serpentiiniitin vihertävänvalkoinen rapautumispinta. Paljastumalta on kairattu näyte EJK-94-168.1 ja siitä on analyysi 25460. Kompassin pitkä sivu on 12 cm.



Kuva 52. Paljastuma JKI-116A-96, Suomussalmi -ryhmä, Voimakkaasti rakoillut serpentiiniitti. Tyypillinen serpentiiniitin vihertävänvalkoinen rapautumispinta. Kynän pituus on 14 cm.



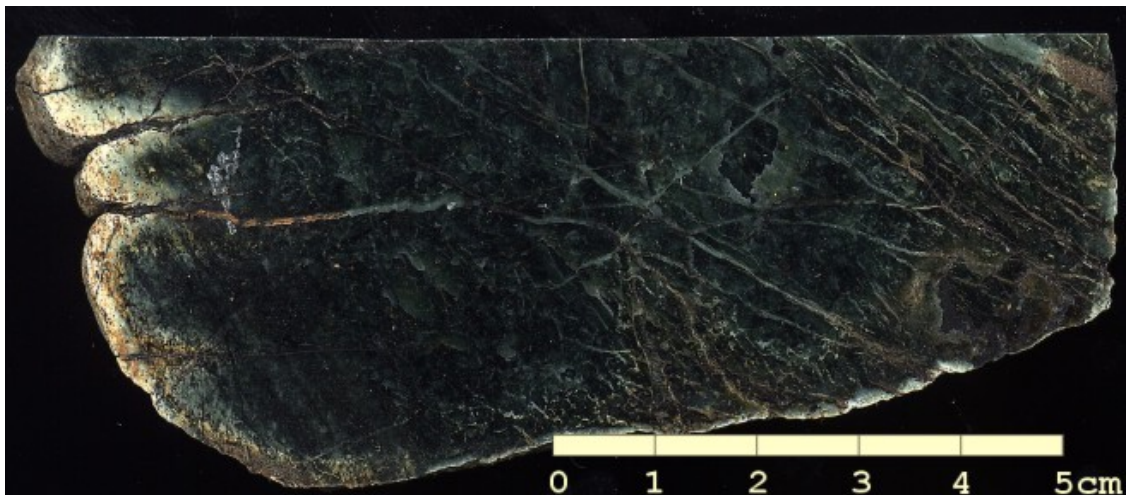
Kuva 53. Paljastuma JKI-116B-96, Suomussalmi -ryhmä, Voimakkaasti rakoillut serpentiniitti. Tyypillinen serpentiniitin vihertävänvalkoinen rapautumispinta. Kynän pituus on 14 cm.



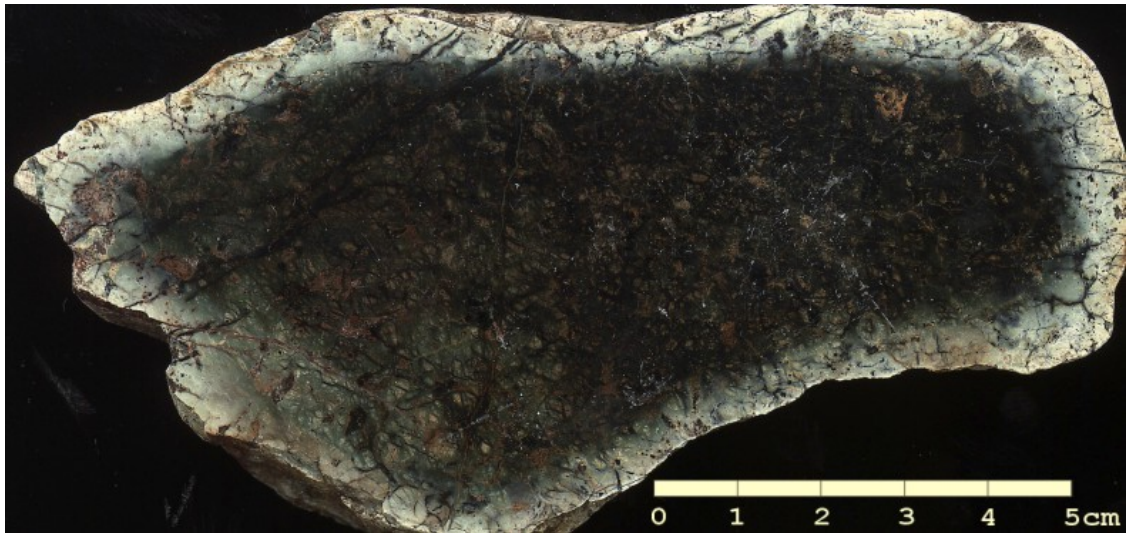
Kuva 54. Paljastuma JKI-117A-96, Suomussalmi -ryhmä, serpentiniitti. Päärakoilusuunnat. Tyypillinen serpentiniitin vihertävänvalkoinen rapautumispinta. Kynän pituus on 14 cm.



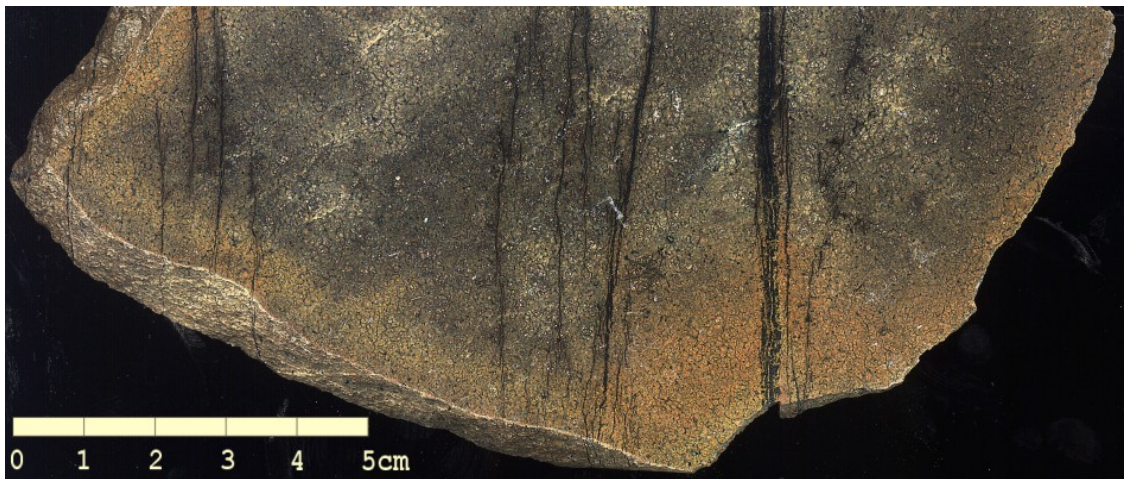
Kuva 55. Paljastuma JKI-117M-96, Suomussalmi -ryhmä, serpentiniitti. Tyypillinen NW-SE ja NE-SW -suuntainen D_4 "salmiakki" -ristikkäisrakoilu. Kompassin pitkä sivu on 12 cm.



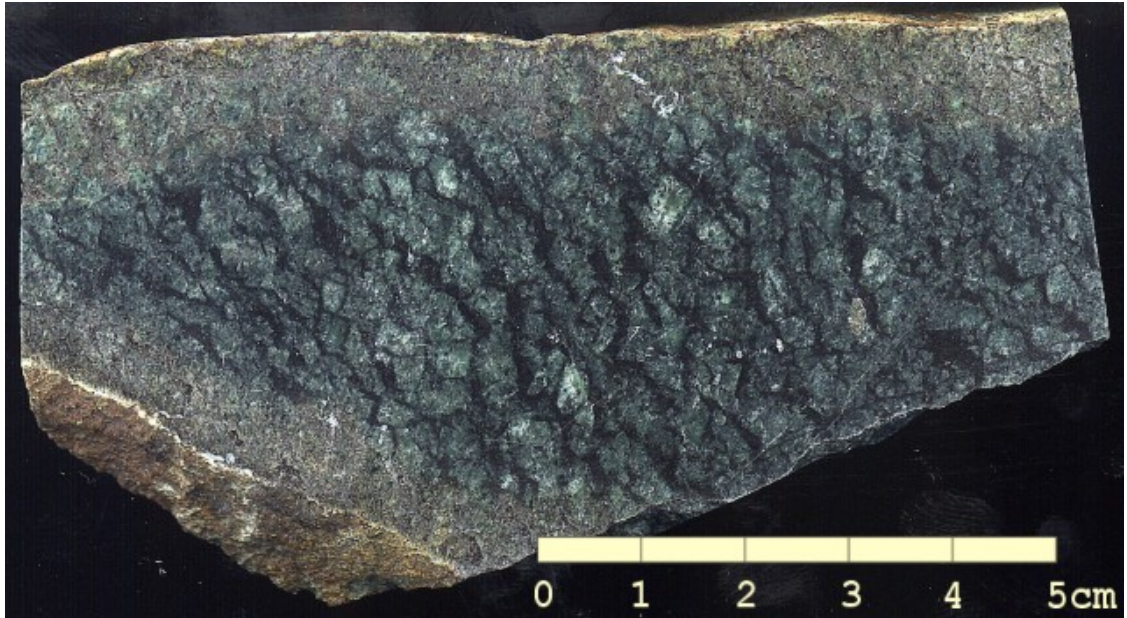
Kuva 56. Sahattu ja lakattu käsinäyte paljastumalta JKI-84E-96, Suomussalmi -ryhmä, tiivis, massamainen ja läpikuultava serpentiniitti. Oliivin kiteytymisrakenteet ovat täysin kadonneet serpentiinin uudelleenkiteytymisessä. Serpentiniitin vaalea, n. 0,5 – 1 cm paksu rapautumiskuori näkyy hyvin. Näytteestä on ohuthie 220 (**Liite 5**). Mustat juonet ovat magnetiittia, punertavat karbonaattia.



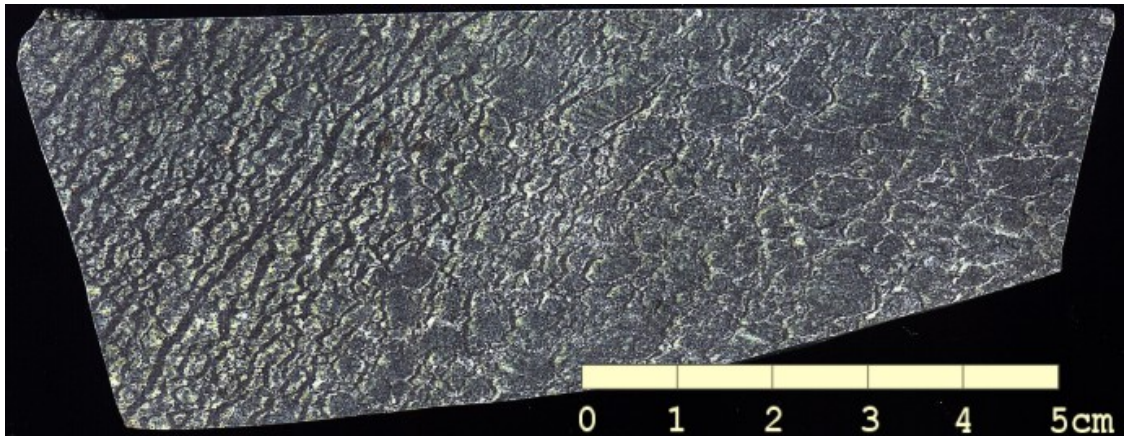
Kuva 57. Sahattu ja lakattu käsinäyte paljastumalta JKI-87D-96, Suomussalmi -ryhmä, tiivis, massamainen ja läpikuultava serpentiniitti. Karkeita magnetiittijuonia ja -pahkuja. Oliiviinin kiteytymisrakenteet ovat lähes kadonneet serpentiinin uudelleenkiteytymisessä. Serpentiniitin vaalea, n. 0,5 – 1 cm paksu rapautumiskuori näkyy hyvin. Paljastumalta ovat ohuthieet 221, 222 ja 223 (**Liite 5**). Mustat juonet ja pahkut ovat magnetiittia, punertavat karbonaattia.



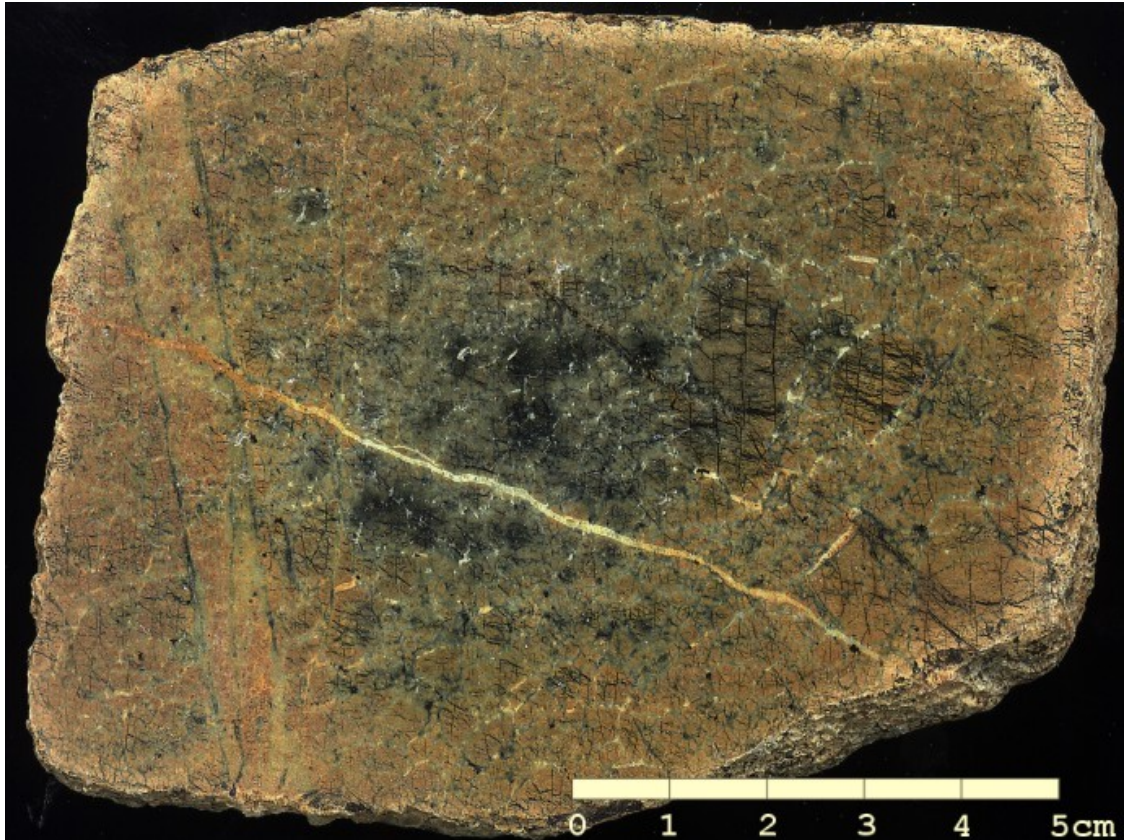
Kuva 58. Sahattu ja lakattu käsinäyte paljastumalta JKI-87G-96, Suomussalmi -ryhmä, Pieni-keskirakeinen oliiviinimesokumulaatti. Useita magnetiittijuonia.



Kuva 59. Sahattu ja lakattu käsinäyte paljastumalta JKI-90C-96, Suomussalmi -ryhmä, karkearakeinen harrisiittinen oliivinikumulaatti. Harrisiitti kehittyi pysähtyneen laavakanavan pohjalle oliivin c-akseli poikittain kohtisuoraan painovoimakenttää vastaan. Näytteestä on ohuthie 224 (Liite 5). Oliivini pseudomorfit ovat serpentiiniä, interkumulus karbonaatti-magnetiitti-seosta.



Kuva 60. Sahattu ja lakattu käsinäyte paljastumalta JKI-90D-96, Suomussalmi -ryhmä, keski-karkearakeinen oliiviinikumulaatti (oikealla) vaihtuu harrisiittiseksi. Virtausdynamiikkaa ajatellen komatiittisen laavan turbulenti virtaus pysähtyy ja laavavirran pohjalle kerääntyneiden adkumulaattien päälle alkaa kiteytyä harrisiittista oliivinia.



Kuva 61. Sahattu ja lakattu käsinäyte paljastumalta JKI-92I-96, Suomussalmi -ryhmä, reunoilta karkearakeinen oliivinimesokumulaatti, keskusta oliiviinortokumulaattia. Suurin kide on halkaisijaltaan 15 mm. Näyte voisi olla poikkileikkaus laavatuubin viimeksi jähmettyneestä keskusosasta, jonka laminaarisessa virtauksessa suuret oliivinititeet ovat päässeet kehittymään.



Kuva 62. Sahattu ja lakattu käsinäyte paljastumalta JKI-93O-96, Suomussalmi -ryhmä, karkearakeinen oliiviinortokumulaatti.



Kuva 63. Sahattu ja lakattu käsinäyte paljastumalta JKI-100B-96, Suomussalmi -ryhmä, karkearakeinen oliviinidkumulaatti (vasemmalla) vaihtuu harrisiittiseksi. Käsinäytteen harrisiittisestä puolesta on ohuthie 226 (**Liite 5**), jossa oliviinipseudomorfit ovat karbonaattimagneetti -seosta ja interkumulus uudelleenkiteytynyttä serpentiiniä.



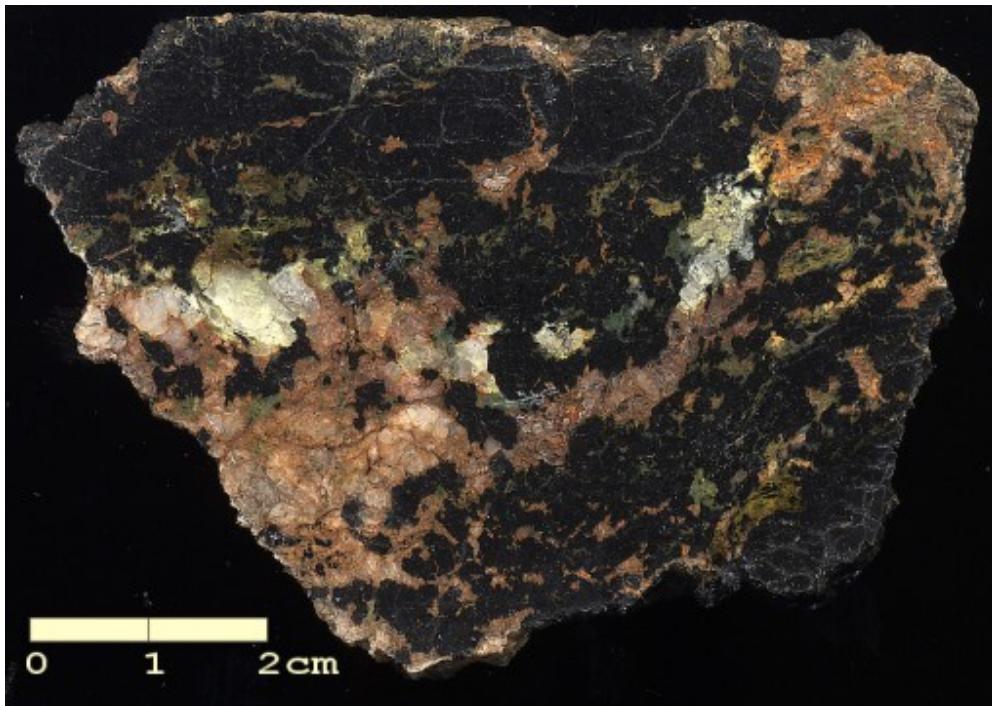
Kuva 64. Sahattu ja lakattu käsinäyte paljastumalta JKI-101H-96, Suomussalmi -ryhmä, keskirakeinen oliviiniortokumulaatti. Käsinäytteestä on ohuthie 225 (**Liite 5**). Oliivinipseudomorfit ovat tervettä primääriserpentiiniä ja magnetiittia, "mesh" -rakenne, ja interkumulus osin karbonaattiutunutta serpentiinitöhkää.



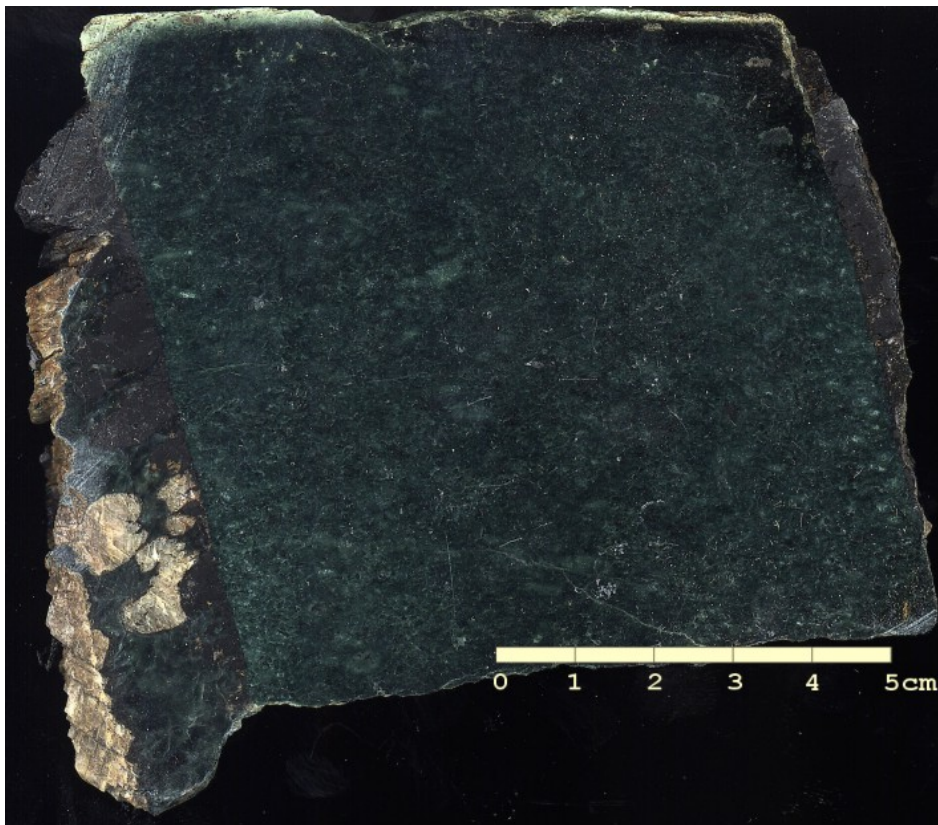
Kuva 65. Sahattu ja lakattu käsinäyte paljastumalta JKI-102C-96, Suomussalmi -ryhmä, keskirakeinen oliviinimesokumulaatti. Käsinäytteestä on ohuthie 228 (**Liite 5**). Oliivinipseudomorfit ovat uudelleenkiteytynyttä serpentiiniä (kirkas vihreä väri), interkumulutus on puhdasta karbonaattia. Magnetiitti on vetäytynyt kumuluskiteistä interkumulukseen ja kiteytynyt lähes euhedrisiksi rakeiksi karbonaatin joukkoon.



Kuva 66. Sahattu ja lakattu käsinäyte paljastumalta JKI-103D-96, Suomussalmi -ryhmä, oliviini(meso)kumulaatti. Käsinäytteestä on ohuthie 229 (**Liite 5**). Liuskeisuuden kanssa yhdensuuntaisesti sahattu näyte, josta käy hyvin ilmi kuinka liikkuvaa magnetiitti on. Oliivinipseudomorfit ovat uudelleenkiteytynyttä serpentiiniä. Magnetiitti on karannut kumuluspseudomorfeista ja muodostaa tiheän liuskeisuuden suuntaisen juoniverkoston. Liuskeisuutta vastaan kohtisuorasta leikkauksesta näkyy vain yksittäisiä magnetiitti”rakeita”.



Kuva 67. Sahattu ja lakattu käsinäyte paljastumalta JKI-117L-96, Suomussalmi -ryhmä, poikittainen raontäyte, samantyyppinen kuin paljastumalla 157E (**Kuva 48**) esitetty. Opaakki on magnetiittia, punainen ja valkoinen karbonaattia ja vihreä krysotiilia.



Kuva 68. Sahattu ja lakattu käsinäyte paljastumalta JKI-117M-96, Suomussalmi -ryhmä, hyvin säilynyt, ehjä, täysin massamainen serpentiniitti. Kaikki magnetiitti on karannut leveisiin rakoihin (oikea ja vasen reuna) jossa myös karkeitä karbonaattirakeita.



Kuva 69. Sahattu ja lakattu käsinäyte paljastumalta JKI-121F-96, Suomussalmi -ryhmä, massamainen serpentiniitti. Paljastumalla on tutkimusalueen edustavin kromiitti – pyrokseeniraidoitus (**Kuva 46**), mikä näkyy myös tässä kuvassa kuvan lyhyen sivun suuntaisena. Oikeassa päädyssä on n. 3 cm leveä raita, sitten on pari cm väliä ja sitten toinen n. 3 cm leveä raita. Paljastumalta on analysoitu tutkimusalueen korkein kromipitoisuus, 10112 ppm. Käsinäytteestä on ohuthie 233 (**Liite 5**), jossa euhedrinen kromiitti esiintyy runsaana.



Kuva 70. Sahattu ja lakattu käsinäyte paljastumalta JKI-126C-96, Suomussalmi-ryhmä, oliviinikumulaatti. Käsinäytteestä on ohuthie 235 (**Liite 5**). Oliiviinad-mesokumulaatti vaihtuu harrisiitiksi, (kuvan oikea ylänurkka). Oliiviinipseudomorfit ovat karbonaattimagneetiittiseosta ja interkumulus serpentiiniä.

7.3 Komatiittiset basaltit

Komatiittiset basaltit esiintyvät tutkimusalueen itäpuolella. Ne ovat suurimmaksi osaksi hienorakeisia, harmaanvihertäviä ja usein voimakkaasti liuskettuneita ja hiertyneitä metalaavoja (Kuva 73). Näiden basalttien joukossa on karkeampirakeisia, gabroidisia osueita, jotka ovat lujempirakenteisina myös säilyneet paremmin. Niitä voisi kuvata karkeiksi, hyvin säilyneiksi linsseiksi hienorakeisten ja usein voimakkaasti hiertyneiden metabasalttien keskellä. Tosin myös gabrojuonen ja karkean komatiittisen basaltin kontaktin hiertovyöhykkeessä karkearakeinen komatiittinen basaltti on voimakkaasti liuskettunut (Kuva 72). Karkearakeisia, gabroidisia osia komatiittisissa basalteissa on mm. paljastumilla 162A, 163E ja 166I. Näiden karkeiden gabroidisten osien rapautumispinnan ulkonäkö ja mineralogia on hyvin samankaltainen myöhemmän gabrojuonen kanssa, mutta geokemiallisesti ne voidaan erottaa toisistaan (Kuvat 99 ja 100). Komatiittisten basalttien hienorakeisia ja karkeita osia ei pysty erottamaan toisistaan geokemiallisesti. Paljastuman 161A pohjoispäästä löytyy myös voimakkaasti deformoitunut ja siksi vaikeasti havaittava gabrojuonen ja komatiittisen basaltin kontakti (Kuva 72).

Komatiittisten basalttien keskeltä löytyy neljä voimakkaasti deformoitunutta tyynylaavapaljastumaa. Parhaiten säilyneet tyynylaavarakenteet ovat paljastumilla 160E (Kuva 71) ja 168C (Kuva 74), heikommin säilyneitä on paljastumilla 164J ja 164K.

Mineralogialtaan tutkimusalueen komatiittiset basaltit ovat "klassisia" vihreäkiviä, liuskettuneita, epidoottiutuneita ja spiliittiytyneitä metalaavoja. Hienorakeisuutensa vuoksi niiden mineralogiana on usein hankala optisesti tutkia, mutta karkeammassa osueissa esiintyy runsaasti tremoliittia, plagioklaasia (An_{5-10} - albiitti) ja berliininsinistä epidoottia. Aksessoreina ovat karbonaatti, kloriitti, opaakit, kvartsi ja titaniitti. Gabrossa amfibolina on sarvivälke.



Kuva 71. Paljastuma JKI-160E-96, Suomussalmi -ryhmä. Komatiittinen basaltti, voimakkaasti deformoitunut tyynylaava. Paljastumalta on kairattu näyte EJK-94-188 ja siitä on analyysi 25495 (Liite 2). Paljastumalta on ohuthie 94 (Liite 5). Kompassin pitkä sivu on 12 cm.



Kuva 72. Paljastuma JKI-161A-96, Suomussalmi -ryhmä. Karkearakeinen, voimakkaasti hiertynyt komatiittisen basaltin juuriosa. Paljastumalta on kairattu näyte JKI-96-161A ja siitä on analyysi 2894 (Liite 2). Paljastumalta ovat ohuthieet 96 – 99. (Liite 5).



Kuva 73. Paljastuma JKI-166A-96, Suomussalmi -ryhmä. Hienorakeinen, voimakkaasti hiertynyt komatiittinen basaltti ja siinä kvartsilinssi. Kompassin pitkä sivu on 12 cm.



Kuva 74. Paljastuma JKI-168C-96, Suomussalmi -ryhmä. Komatiittinen basaltti, deformoitunut tyynylaava. Paljastumalta on kairattu näyte JKI-96-168C ja siitä ovat analyysi 2902 (**Liite 2**) ja ohuthie 180 (**Liite 5**). Kompassin pitkä sivu on 12 cm.

7.4 Gabrojuoni

Karkearakeinen gabrojuoni esiintyy pohjois-eteläsuuntaisena, n. 50 m leveänä kiilana, joka halkaisee lähes koko Rytyskallion tutkimusalueen päättyen etelässä serpentiniitin ja itäisemmän Luoma-ryhmän metasedimenttien väliin (**Kuva 75 ja 76**). Pienempi gabrojuonilinssi esiintyy myös itäisemmän Suomussalmi -ryhmän komatiittikerroksen (vuolukiven) ja komatiittisten basalttien välissä (**Kuva 79**). Gabrojuonessa esiintyy vaaleita, felsisiä, nähtävästi plagioklaasivaltaisia ohuita ja hieman paksumpia juonia ja luiruja, jotka rapautumispinnaltaan ovat voimakkaasti serisiittyneet (**Kuva 77 ja 79**). Gabrojuonen kontaktit ovat näkyvissä serpentiniitin (**Kuva 80**), metasedimenttien (**Kuva 78**) ja komatiittisten basalttien (**Kuva 72**) kanssa.

Mineralogialtaan gabroidi koostuu pääasiassa voimakkaasti muuttuneesta plagioklaasista (An_{28}), joka on kauttaaltaan serisiittiytynyt, epidoottiutunut ja karbonaattiutunut, sekä kloriittiutuneesta amfibolista, sarvivälkkeestä. Merkillepantavaa on runsas titaniitin esiintyminen.

Pohjoisosan paljastumaryhmien 173 ja 176 gabron ja serpentiniitin kontaktimetamorfoosin vaikutukset näkyvät niin gabrossa kuin serpentiniitissäkin n. 30 metrin päähän kontaktista metamorfisena aureolina. Gabron kontaktivyöhykkeen serpentiniitissä mineraaliparageneesinä esiintyvät porfyroblastinen oliviini (2-aks., >85% forsteriitti), ortopyrokseeni (vaaleanharmaa, pyrokseenin lohkorakoilu, 2-aks. neg., p.o.l. +, $2V \sim 65^\circ$, bronsiitti), amfiboli (amfibolin lohkorakoilu, 2-aks. pos., p.o.l. +, vinoon sammuva, tremoliitti), karbonaatti ja spinelli (isotrooppinen, yhdellä nikolilla vihertävä, kahdella nikolilla heikosti anisotrooppinen musta-mustansininen) (; **Kuva 82**; **Springer 1974, Pinsent ja Hirst 1977**). Mineraaliparageneesi kertoo kontaktimetamorfoosin tapahtuneen paikallisesti lähes granuliittifasieksessa (**O'Hanley 1996**). Basalttisen gabrolaavan lämpötila on n. 1200°C ja gabrojuoni on kontaktissa ainakin 50 m paksu, joten lämpövaikutus on ollut huomattava. **Kuvan 80** metamorfoitunut serpentiniitti aivan kontaktissa on mineralogialtaan 90 % kloriittia, 5% ortopyrokseenia ja 5% titanomagnetitiä. Tämän kloriittipyrokseenikiven spinelli on titanomagnetitiä, jota esiintyy runsaasti 1 - 5 mm läpimittaisina mustina euhedrisinä kidenystyinä rapautumispinnalla.

Titanomagneetiitti ei ole magneettinen. Kivestä on analysoitu alueen korkein TiO_2 -arvo, liki 5 %. Titaanin täytyy olla peräisin gabrosta, jossa titaniittia esiintyy runsaasti. Titaniitin runsaus näkyy hyvin ohuthieissäkin. **Kuvan 80** kontaktin gabrossa puolestaan on havaittavissa runsas ortopyrokseeni-granaattiporfyroblastien kasvu. Poikiliittinen ortopyrokseeni on optisten ominaisuuksiensa perusteella brontsiittia, kuten serpentiniitissäkin. Poikiliittisten ortopyrokseenirakeiden sisällä on runsaasti isotrooppista granaattia. Ortopyrokseeni-granaattiporfyroblastit erottuvat rapautumispinnalla 0,5 - 3 cm läpimittaisina selvästi muun kiven pinnasta koholla olevina nystyinä. Kauempana (> 5 – 10 m / heti muilla paljastumilla) kontaktista gabrossa ei enää esiinny ortopyrokseenia ja porfyroblastit ovat epidootia ja granaattia (**Kuva 81**).



Kuva 75. Paljastuma JKI-150H-96, Gabrojuoni. Paljastumalta ovat näytteet EJI-94-191.2, josta analyysi 25498 ja EJI-94-191.3, josta analyysi 25499 (**Liite 2**). Kompassin pitkä sivu on 12 cm.



Kuva 76. Paljastuma JKI-150H-96, Gabrojuoni. Karkearakeisen osan tuoretta rapautumispintaa. Paljastumalta ovat ohuthieet 61, 62, 63 ja 64 (**Liite 5**).



Kuva 77. Paljastuma JKI-150H-96, Gabrojuoni ja felsinen juonikivi. Kompassin pitkä sivu on 12 cm.



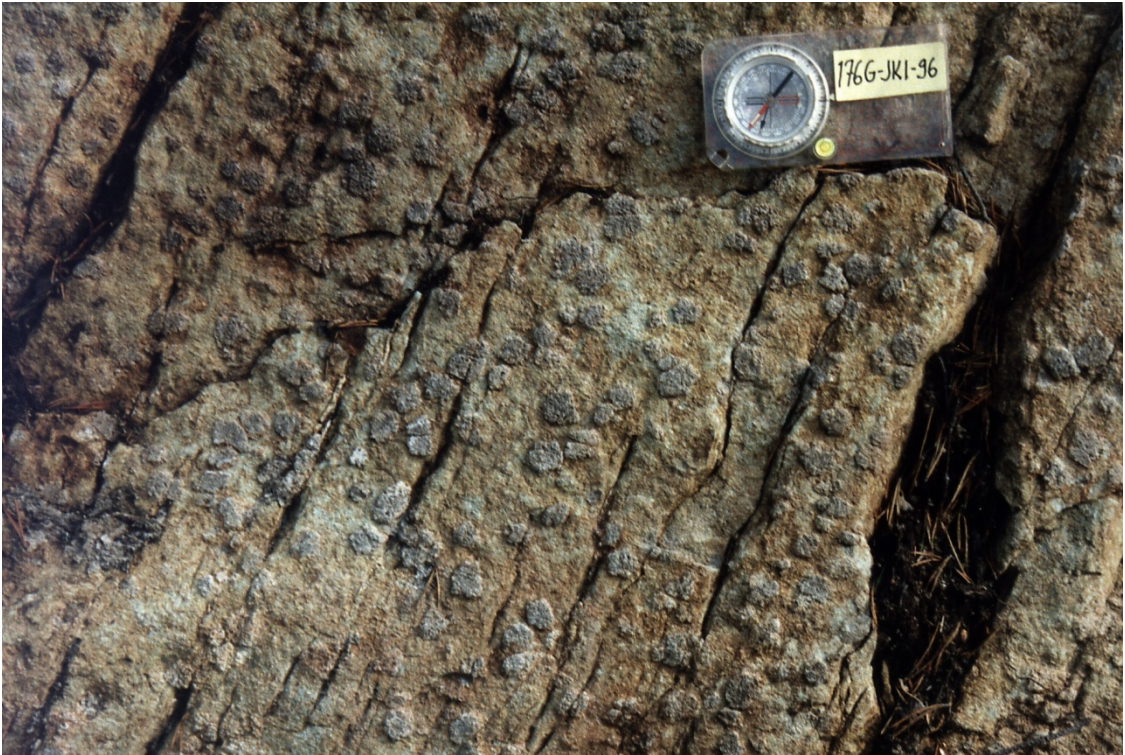
Kuva 78. Paljastuma JKI-151E-96, Gabrojuonen (oikealla) ja intermediäärisen Luoma-ryhmän vulkaanisen metasedimentin (vasemmalla) kontakti. Metasedimentin puolelta on ohuthie 176 (**Liite 5**). Kolikon halkaisija on 21 mm.



Kuva 79. Paljastuma JKI-159A-96, Itäinen gabrojuoni komatiittisten basalttien kupeessa. Gabrossa vaaleita plagioklaasijuonia, jotka ovat voimakkaasti serisiittyneet (mustanharmaat töhkäkasumat). Paljastumalta on näyte EJL-96-187 ja siitä analyysi 25494 (**Liite 2**). Paljastumalta on ohuthie 88 (**Liite 5**). Kompassin pitkä sivu on 12 cm.



Kuva 80. Paljastuma JKI-176A-96. Gabron (vasemmalla) ja serpentiiniitin (oikealla) kontakti. Metamorfinen ortopyrokseeni-granaattiporfyroblastien kasvu gabrossa on runsasta. Serpentiiniitti on muuttunut kloriitti-pyrokseenikiveksi ja siinä puolestaan on runsaasti 1 - 5 mm läpimittaisia titanomagnetiittirakeita mustina euhedrisinä nystyinä rapautumispinnalla. Gabron puolelta kiveä on näyte JKI-96-176A1 ja siitä analyysi 1773, sekä serpentiiniitin puolelta näyte JKI-96-176A2 ja siitä analyysi 1774 (**Liite 3**). Gabron puolelta ovat ohuthieet 239 ja 240, sekä serpentiiniitin puolelta ohuthieet 238 ja 241 (**Liite 5**).



Kuva 81. Paljastuma JKI-176G-96. Serpentiiniitin ja gabron kontaktivyöhykkeen metamorfinen gabro. Paljastumalla näkyy voimakas granaatti-epidoottiporfyroblastien kasvu. Paljastumalta on näyte JKI-96-176G, analyysi 2905 (**Liite 3**) ja ohuthie 183 (**Liite 5**). Kompassin pitkä sivu on 12 cm.



Kuva 82. Paljastuma JKI-176F-96. Serpentiniitin ja gabron kontaktivyöhykkeen metamorfinen serpentiniitti. Porfyroblasteina esiintyy metamorfinen progradinen oliiviini. Paljastumalta on ohuthie 242 (**Liite 5**). Kolikon halkaisija on 21 mm.

7.5 Karbonaattikivet

Tutkimusalueella on suuri määrä euhedrinen karbonaatin täyttämiä rakoja, kooltaan parikymmentä senttiä leveistä aina 2 - 3 m leveisiin. Runsaimmat paljastumat ovat 114I, 114Q (**Kuvat 85 ja 86**) ja 89J (**Kuva 83**). Alueella esiintyy myös joitain likaisenharmaita hiertyneitä karbonaattirakoja (**Kuva 84**). Suurimmat yksittäiset karbonaattikiteet ovat läpimitaltaan n. 20 – 30 cm paljastumalla 114Q. Rapautumispinnan väri on usein voimakkaan ruosteenpunainen. Tuore pinta ja kiteet ovat väriltään maitomaisia, paikoin voimakkaasti vihertäviä ja läpikuultavia, eivät läpinäkyviä. Joissain raoissa, etenkin serpentiniittien yhteydessä, karbonaatti muodostaa raon poikkisuuntaan eri paksuisia tikkuja tai jopa sormenpaksuisia ”säleitä” yhdessä krysotiilin ja magnetiitin kanssa. Leveimmässä raontäytteessä pisimmät karbonatti”säleet” ovat olleet n. 35 cm pitkiä paljastumalla 171B (**Kuva 49**).



Kuva 83. Paljastuma JKI-89J-96. Euhedrinen karbonaattiraontäyte. Kolikon halkaisija on 21 mm.



Kuva 84. Paljastuma JKI-94J-96. Karbonaattiraontäyte. Kompassin pitkä sivu on 12 cm.

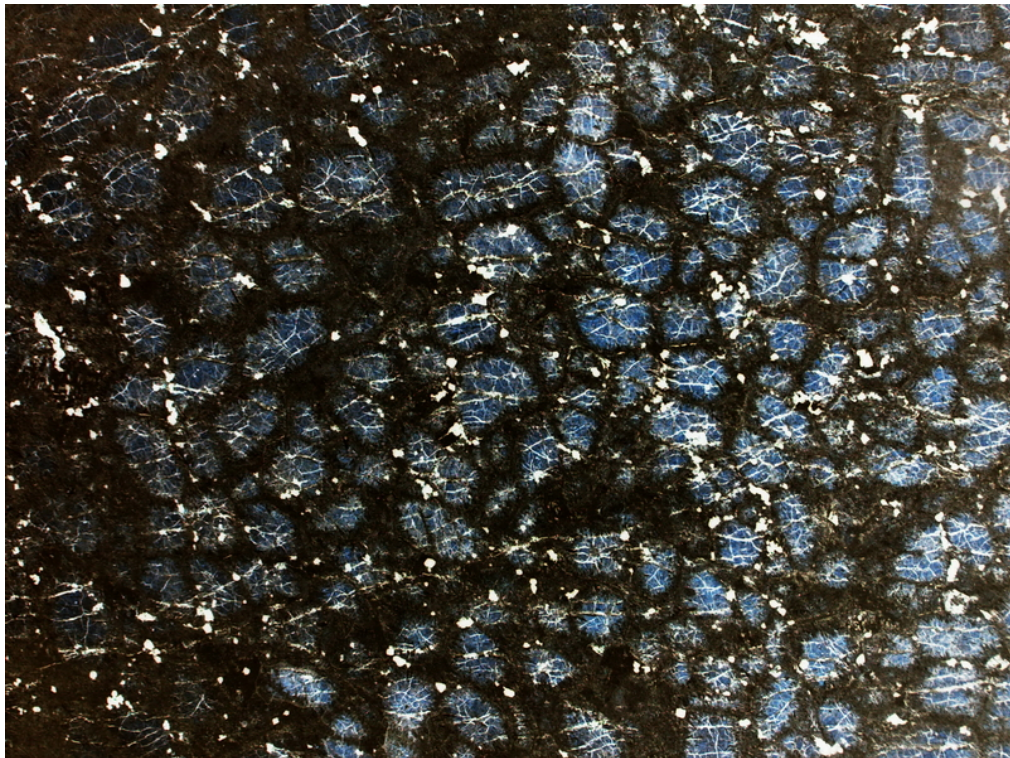


Kuva 85. Paljastuma JKI-114Q-96. Euhedrinen vihertäväsävyinen karbonaattiraontäyte. Paljastumalta on ohuthie 232 (Liite 5).

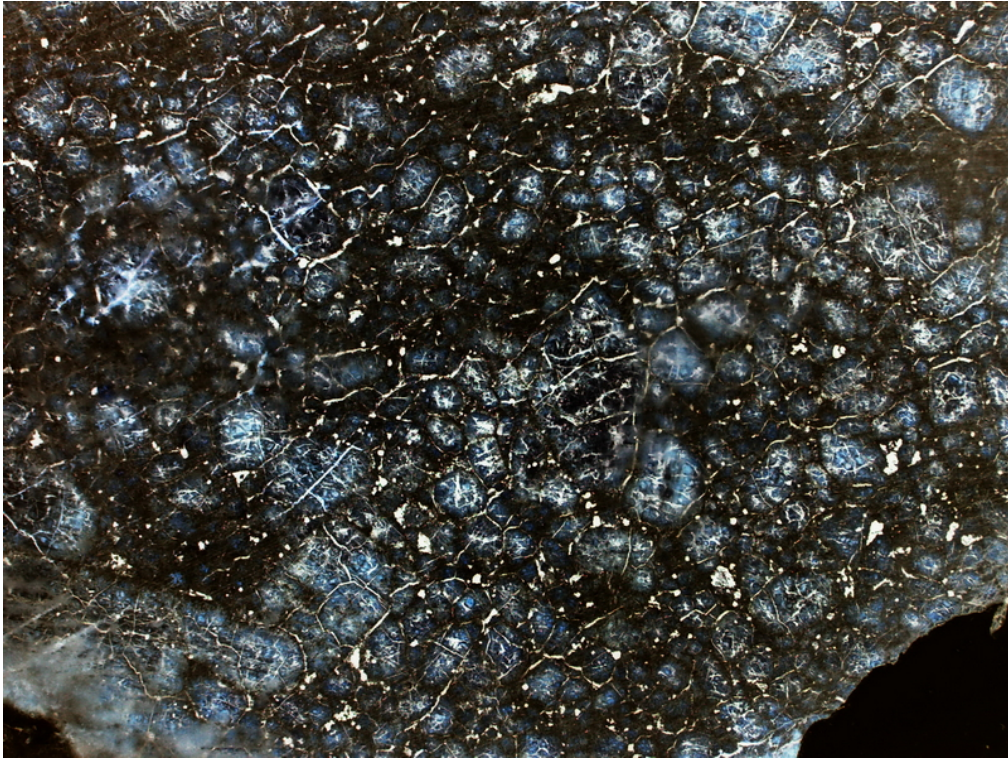


Kuva 86. Paljastuma JKI-114Q-96. Euhedrinen valkoinen karbonaattiraontäyte. Paljastumalta on ohuthie 232 (Liite 5). Kompassin pitkä sivu on 12 cm.

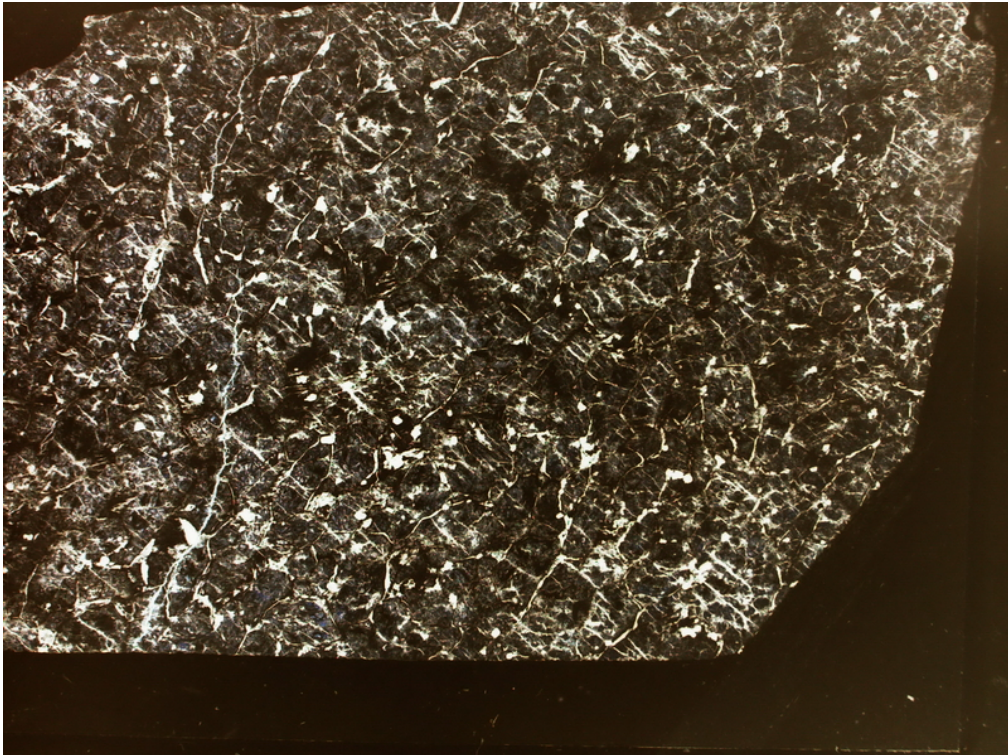
Tutkimusalueen kaikki ohuthieet on skannattu yksi kerrallaan skannerilla ilman heijastavaa kantta. Tarkoituksena on ollut rakenteiden erottaminen ja tutkiminen koko ohuthieen alueelta. Näin skannattujen kuvien tutkimuksen yhteydessä kävi ilmi että karbonaatti ilmeisesti optisten ominaisuuksiensa vuoksi näkyy näissä ohuthie”dioissa” pieninäkin pitoisuuksina hämmästyttävän hyvin väriltään lumenvalkoisena. Samalla tavoin näkyvät opaakit, kuten magnetiitti ja kromiitti, eli skannerin lukupään valo heijastuu näistä mineraaleista lähes täysin takaisin. Esitän ohessa valikoidun sarjan tutkimusalueen kivien CO₂ -metasomatoosin ja karbonaattiutumisen eri asteista esittäviä kuvia (**Kuvat 87 - 94**). Kuvien mineralogia on tarkastettu polarisaatiomikroskoopilla jokaisesta esitetystä ohuthie”diasta”. Jokaisen kuvan kuva-ala on 32 x 26 mm. Kaikki skannatut ohuthiekuvat löytyvät **Liitteestä 5**.



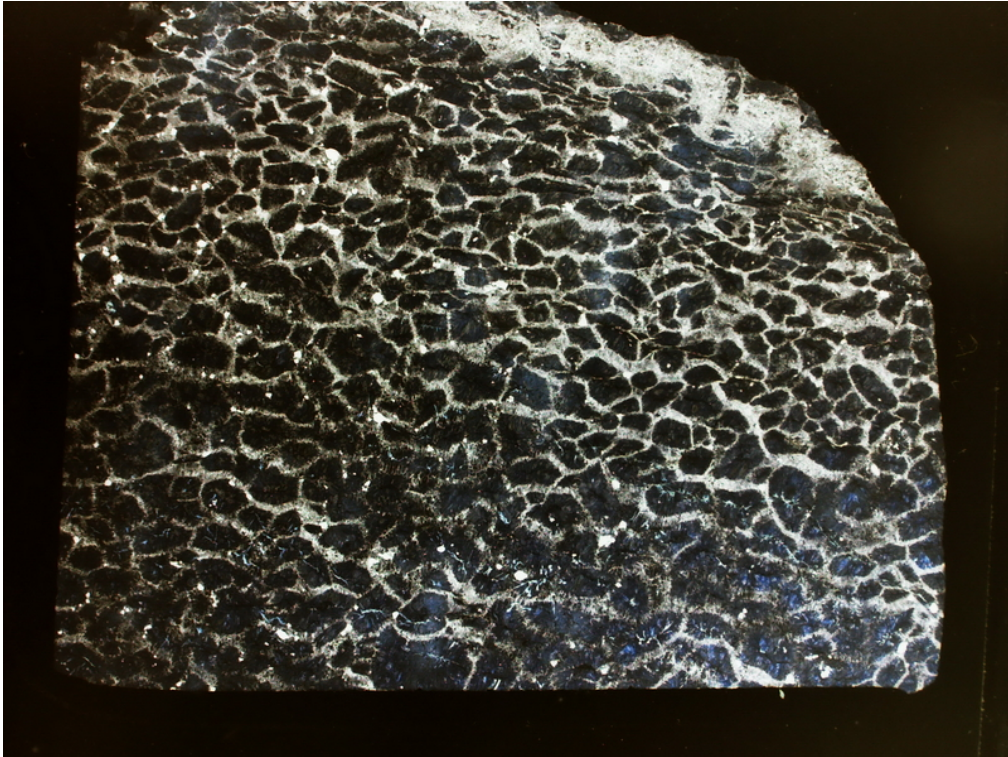
Kuva 87. Ohuthie 225, paljastuma 101H (**Liite 5**). Oliiviiniortokumulaatti, jonka mesh - rakenteinen primääri serpentiini on hyvin säilynyt (sininen). Serpentiinin sisällä oleva valkoinen verkko ja valkoiset rakeet ympäriinsä ovat puhdasta magnetiittia.



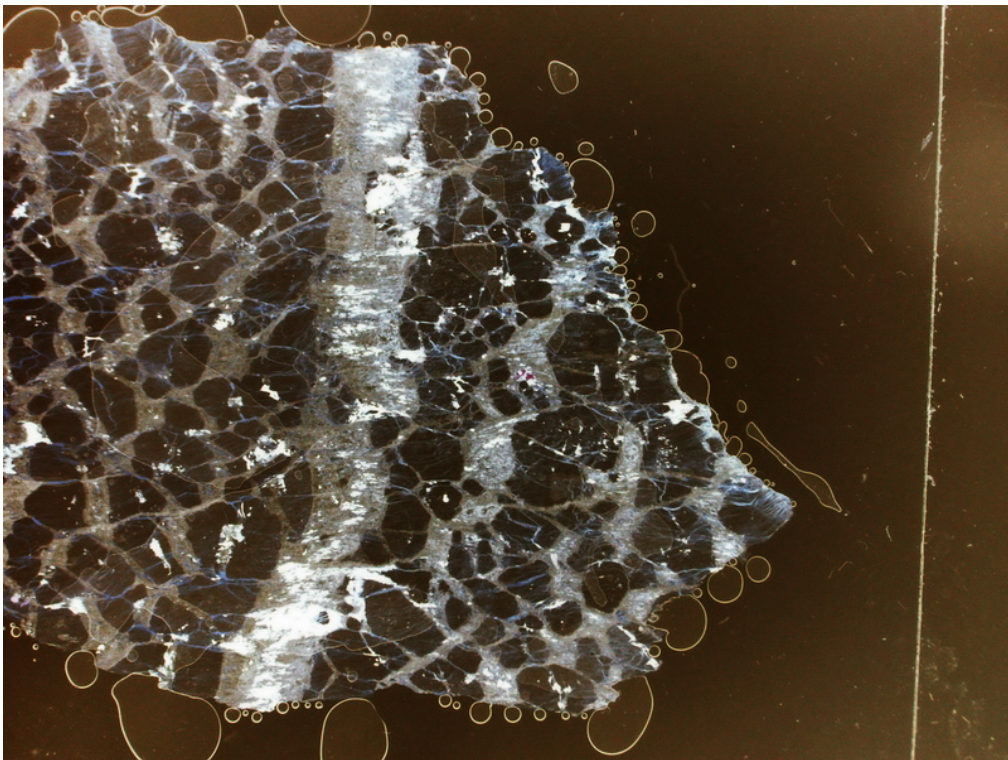
Kuva 88. Ohuthie 218, paljastuma 78H (Liite 5). Mesh -rakenteinen oliviiniortokumulaatti, jossa karbonaattiutumisen on alkanut. Interkumulukseen alkaa muodostua karbonaattia.



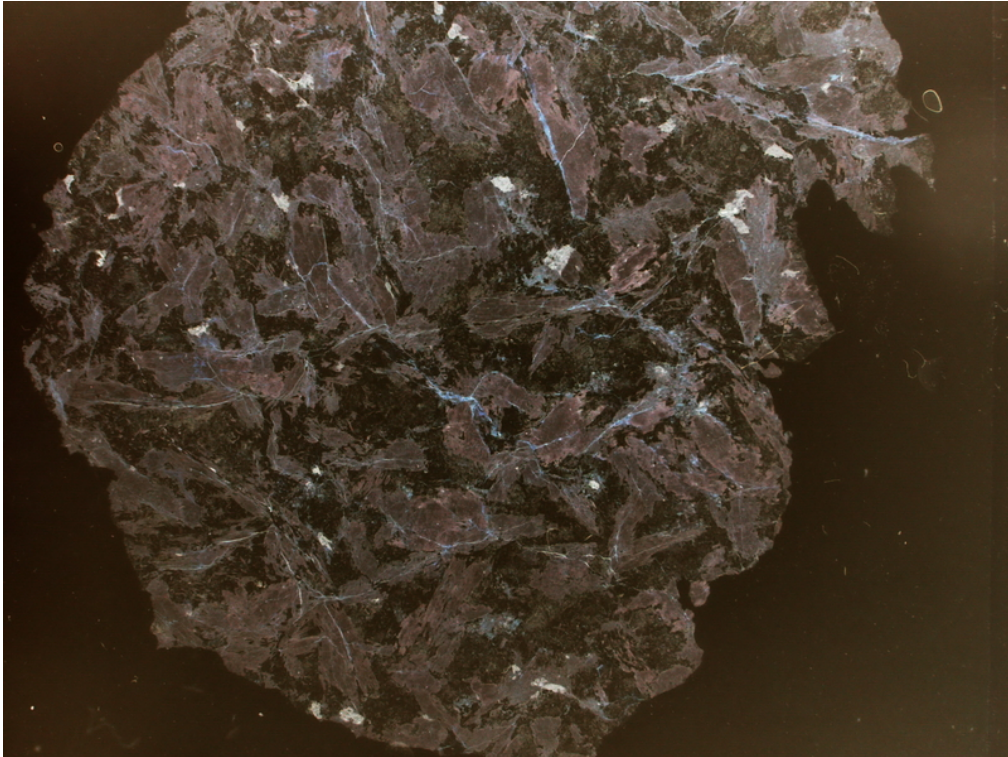
Kuva 89. Ohuthie 136, paljastuma 79 (Liite 5). Karbonaattiutumisen on edennyt ja karbonaatin määrä on lisääntynyt. Serpentiini alkaa uudelleenkiteytyä. Magnetiitti alkaa siirtyä interkumulukseen serpentiinisten oliviinipseudomorfirakeiden sisältä.



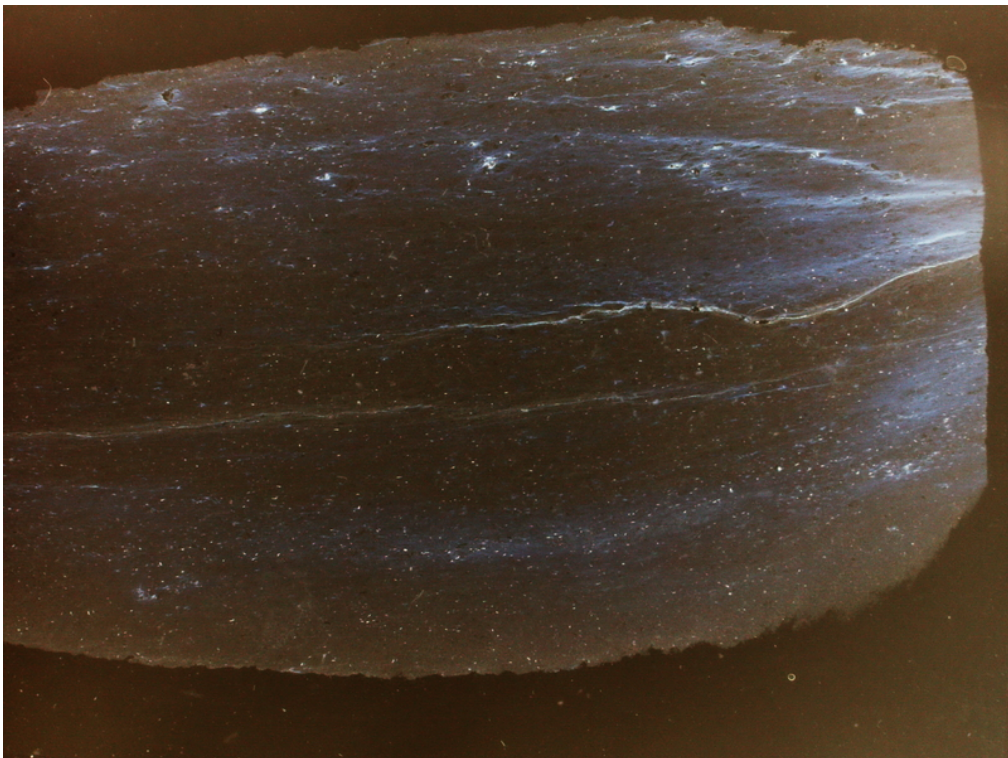
Kuva 90. Ohuthie 138, paljastuma 80F (**Liite 5**), oliviinikumulaatti. Interkumulus on täysin karbonaattiutunut. Serpentiini on täysin uudelleenkiteytynyt. Kaikki magnetiitti on karbonaatin kanssa interkumuluksessa. Magnetiitti on alkanut kiteytyä euhedrisiksi rakeiksi (valkoiset pisteet). Rakenne muistuttaa harrisiittista kumulusrakennetta, vaikka ei sitä todellisuudessa olekaan.



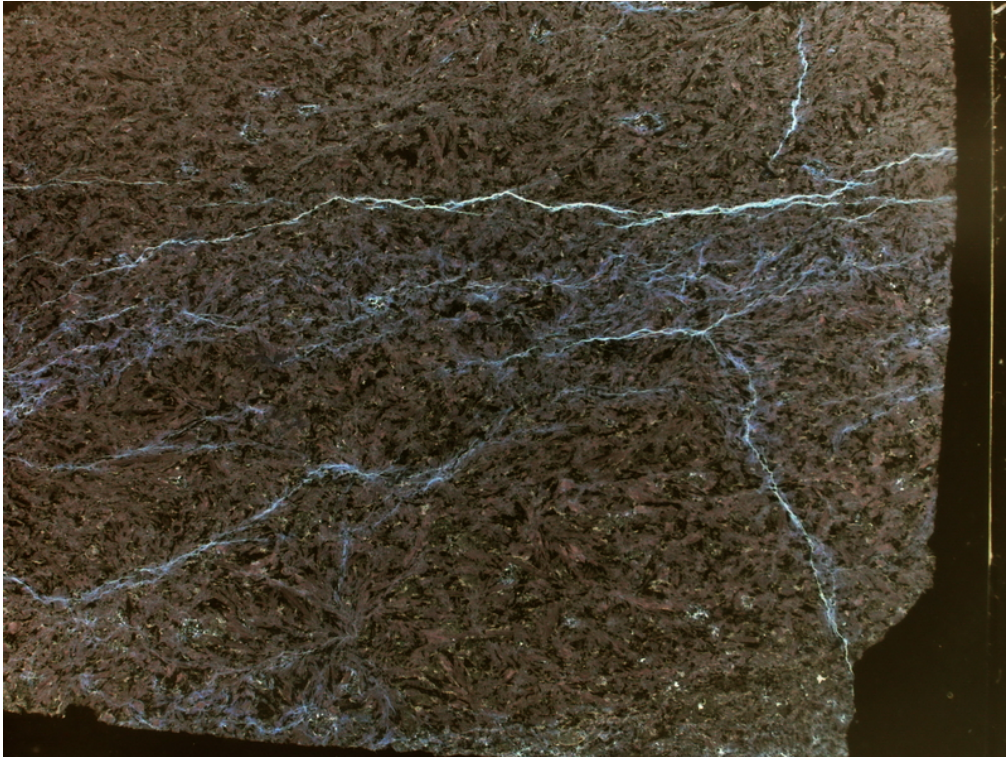
Kuva 91. Ohuthie 151, paljastuma 93K (**Liite 5**), oliviinikumulaatti. Karbonaattia on jo niin runsaasti, että se työntää oliviinipseudomorfeja erilleen ja alkaa muodostaa karbonaattirakosysteemejä. Magnetiitti liikkuu rakoja pitkin karbonaatin mukana.



Kuva 92. Ohuthie 63, paljastuma 150H (**Liite 5**). Gabrojuonen kaikkein karkein ja ehjin sisäosa, jossa näkyy hyvin miten karbonaattiutuminen on edennyt siihenkin raerajoja pitkin.



Kuva 93. Ohuthie 100, paljastuma 161C (**Liite 5**). Afaniittinen ja liuskettunut komatiittinen basaltti, jossa karbonaattimetatomatoosin eteneminen näkyy huntumaisena rakenteena.



Kuva 94. Ohuthie 103, paljastuma 161G (**Liite 5**). Karkearakeinen komatiittisen basaltin juuriosa. Karbonaattiutumisen on edennyt rakoa pitkin (yksi ylempi vaaleajuoni) ja raerajoja pitkin (sinertävän valkoinen huntumainen karbonaatti).

7.6 Magnetiittikivet

Magnetiittia esiintyy tutkimusalueella hyvin runsaasti, niin että kompassin käyttö on paikoin mahdotonta ja geofysikaalisissa magneettisissa kartoissa alue näyttäytyy ympäristöstään voimakkaan anomaalisena. Magnetiittia esiintyy runsaimmin serpentiniitissä juonina ja raontäytteinä (**Kuva 96 ja 97**), sekä massamaisina kasautumina kallion pinnalla, esimerkiksi paljastumilla 98 (**Kuva 95**), 109B, 116C (**Kuva 98**) ja 147E. Magnetiittirakojen leveys vaihtelee välillä 1 mm - n. 15 cm, ja mitä leveämpi rako on, sitä todennäköisemmin mukana on myös karbonaattia ja krysotiilia. Kallion pinnalla olevista magnetiittiesiintymistä suurin on n. 2 - 3 m² ja n. 10 cm paksu. Paljastuma on kärsinyt keräilystä.

Tutkimusalueen länsipuolen rakenteellisesti hyvin säilyneiltä paljastumilta ei juuri löydy kiveä, mikä ei olisi täynnä magnetiittisuonitusta. CO₂ - metasomatoosi, karbonaattiutuminen ja sen myötä magnetiitin liikkuminen on edennyt N-S -päälliuskeisuussuunnan mukaan. Paljastumalta 103D (**Kuva 66**) otettu näyte edustaa hyvin länsipuolen kivien magnetiittisuonituksen

esiintymistä. Näyte on poikkeuksellisesti sahattu liuskeisuussuunnan myötäisesti ja tiheä magnetiittiverkosto näkyy hyvin. Liuskeisuutta vastaan kohtisuoraan sahattuissa näytteissä magnetiitti näyttää esiintyvän yksittäisinä mineraalirakeina.



Kuva 95. Paljastuma JKI-98-96, Suomussalmi -ryhmä. Vuolukivi, jonka raossa täyteenä karbonaattia ja massamaista magnetiittia. Kompassin pitkä sivu 12 cm.



Kuva 96. Paljastuma JKI-99F-96, Suomussalmi -ryhmä. Oliiviinikumulaatti jossa n. 2-8 cm leveitä magnetiittitäytteisiä rakoja. Kompassin pitkä sivu 12 cm.



Kuva 97. Paljastuma JKI-102N-96, Suomussalmi -ryhmä. Oliivinimesokumulaatti jossa n. 2 cm leveitä magnetiittirakoja. Paljastumalta on kairattu näyte EJK-94-167.1 ja siitä on analyysi 25458 (Liite 2.). Kompassin pitkä sivu 12 cm.



Kuva 98. Paljastuma JKI-116C-96, Suomussalmi -ryhmä. Serpentiiniitti, jonka pinnalla massamaista magnetiittia. Kynän pit. 14 cm.

8. Rytyksen geokemia

Geokemiallisen aineiston käsittelystä kerrottiin luvussa 3.3. Analyysien pääalkuaineet on laskennallisesti normalisoitu vedettömiksi. Alkuperäisen analyysituloksen saa jakamalla normalisoidun arvon "Kerroin" -arvolla. Laskennallinen FeO -totaalirauta (FeOt) diagrammeja ja laskuja varten on saatu kertomalla mitattu Fe₂O₃ -totaaliraudan analyysiarvo luvulla 0,89981. Alkuperäisistä analyysiarvoista laskettiin ja taulukoitiin myös magnesiumluku kaavalla: $Mg \# = 100 * (MgO/40.3044) / [(MgO/40.3044) + 0.9 * (FeO/71.8464)]$. GCDKit 3.0 laskee, esimerkiksi diagrammissa **102 A** esiintyvät, magnesiumluvut automaattisesti ohjelman omalla kaavalla, jonka tulokset poikkeavat itse lasketuista ollen n. 10 % suuremmat. Rollinson esittää kolme magnesiumluvun laskentatapaa (Rollinson 1993. s. 74), joista mikään ei ole kumpikaan edellä mainituista.

Tutkimuksen yhteydessä tehtiin 116 kokokivianalyysiä ja niistä valittiin 79 kpl stratigrafiapylväitä varten. Nämä 79 analyysiä on esitetty **Liitteessä 2**. Geokemiallisissa XY- ja kolmiodiagrammeissa ovat mukana edellämainitut 79

stratigrafia-analyysiä ja 14 muuta tutkimusalueen rajan sisälle jäävää analyysiä, yhteensä 93 kpl. Nämä 14 analyysiä, sekä vielä 23 kpl myöhemmässä tutkimusalueen rajauksessa ulkopuolelle jäänyttä kairasydänanalyysiä esitetään **Liitteessä 3**. Kaikissa xy- ja kolmiodiagrammeissa (**Kuvat 99 - 103**) käsitellään samat 93 analyysiä ja ne esiintyvät näissä diagrammeissa samoilla symboleilla.

8.1 Geokemialliset diagrammit

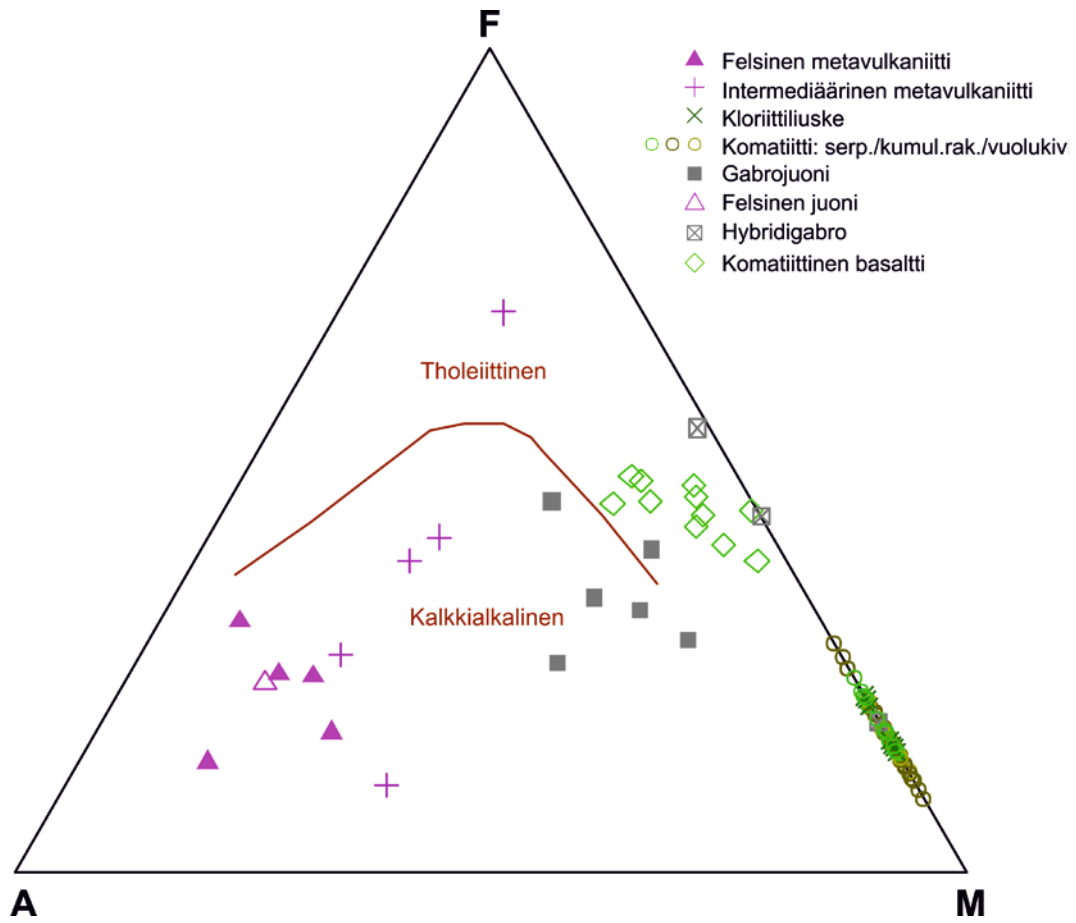
Geokemiallisia luokittelu- ja variaatiodiagrammeja käytettiin tutkimuksen alusta alkaen kivilajien erottelun ja nimeämisen apuna. Kenttämuistiinpanojen kivilajinimet tarkistettiin geokemian avulla milloin mahdollista.

AFM ((Na₂O+K₂O) – FeO_t – MgO) -kolmiodiagrammilla voidaan eritellä subalkaliset tholeiittiset ja kalkkialkaliset sarjat toisistaan (**Irvine ja Baragar 1971**). **Kuva 99** esittää geokemialliset analyysit plotattuna AFM -kolmiodiagrammiin. Komatiitit ja niiden joukossa kloriittiliuske esiintyvät hyvin tiiviinä ryhmänä kolmion FeO-MgO -reunalla. Gabro ja komatiittiset basaltit muodostavat omat ryhmänsä, joissa näkyy selvästi gabron kalkkialkalinen ja komatiittisten basalttien Mg -tholeiittinen trendi. Luoma -ryhmän vulkaaniset metasedimentit muodostavat laajakooostumuksellisen, mutta silti oman yhtenäisen ryhmänsä.

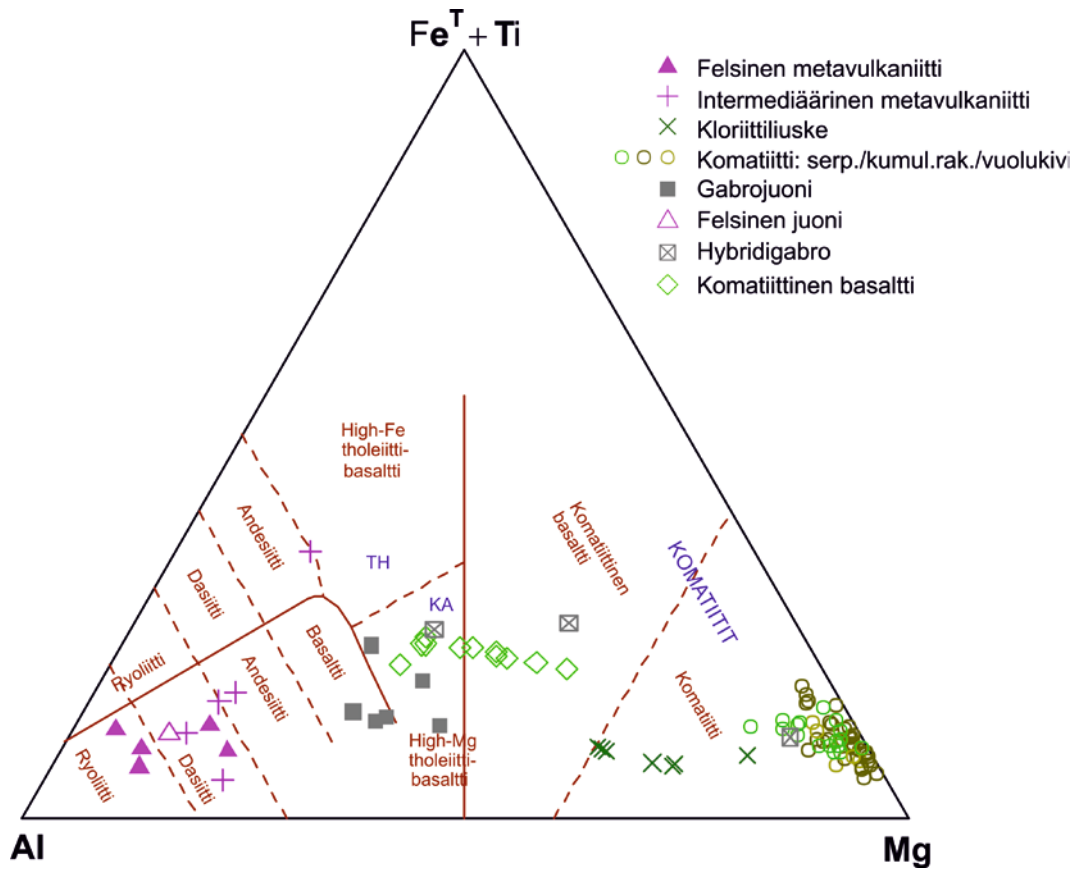
Kuvassa 100 on esitetty geokemiallinen aineisto **Jensenin (1976)** kationidiagrammissa, jolla voidaan luokitella subalkaliset vulkaniitit tarkemmin kuin AFM -kolmiodiagrammilla. Serpentiiniitti, vuolukivi ja oliiviinikumulaattipseudomorfikivet ovat peridotiittisia komatiitteja. Komatiittiperäiset kloriittiliuskeet ovat saaneet kontaktimetamorfoosissa alumiinilisää vulkaanisista metasedimenteistä ja niiden ryhmä plottaantuu komatiitteihin, mutta selvästi Al₂O₃ -kulmaa kohti. Komatiittien ja komatiittisten basalttien välissä on fraktioitumistrendissä selvä aukko, vaikka komatiittiset basaltit sitä ryhmänä seuraavatkin aina High-Mg -tholeiittien puolelle. Gabro on koostumukseltaan basalttisesta High-Mg -tholeiittiseen. Gabrosta on erotettu omaksi ryhmäkseen pohjoisen serpentiiniitin ja gabron kontaktivyohtyöhykkeen ”hybridigabrot”, joiden geokemia on anomaalinen ja seuraa usein komatiitteja. Gabroplotit menevät, niin Jensenin kationidiagrammissa kuin **Kuvan 102 XY** – variaatiodiagrammeissakin, osin päällekkäin komatiittisten basalttien kanssa.

Tämä voi johtua siitä että gabro on kontaktissa myös komatiittisten basalttien kanssa ja kontaktin eri puolen kivissä on varmasti tapahtunut aineiden kulkeutumista ja vaihtoa niin intrudoitumisen syntyhetkellä, kuin voimakkaiden metasomaattisten fluiditoimintavaiheiden aikana. Gabron ja komatiittisten basalttien erottamiseksi toisistaan on siksi käytetty geokemiallisen tulkinnan lisäksi huolellista paljastuma- ja ohuthietutkimusta. Tulkinnan kannalta erityisen haastavia olivat komatiittisten basalttien karkearakeiset sisäosat, jotka paljastumalla ovat paljolti gabron näköisiä ulkoasultaan. Geokemiallisesti nämä kuitenkin kuuluvat komatiittisten basalttien ryhmään. Happamat ja intermediääriset Luoma -ryhmän kivet poikkeavat selvästi Suomussalmi-ryhmän ultraemäksisistä ja emäksisistä laavoista ollen koostumukseltaan ryoliittisia, dasiittisia ja mafisimmat andesiittisia.

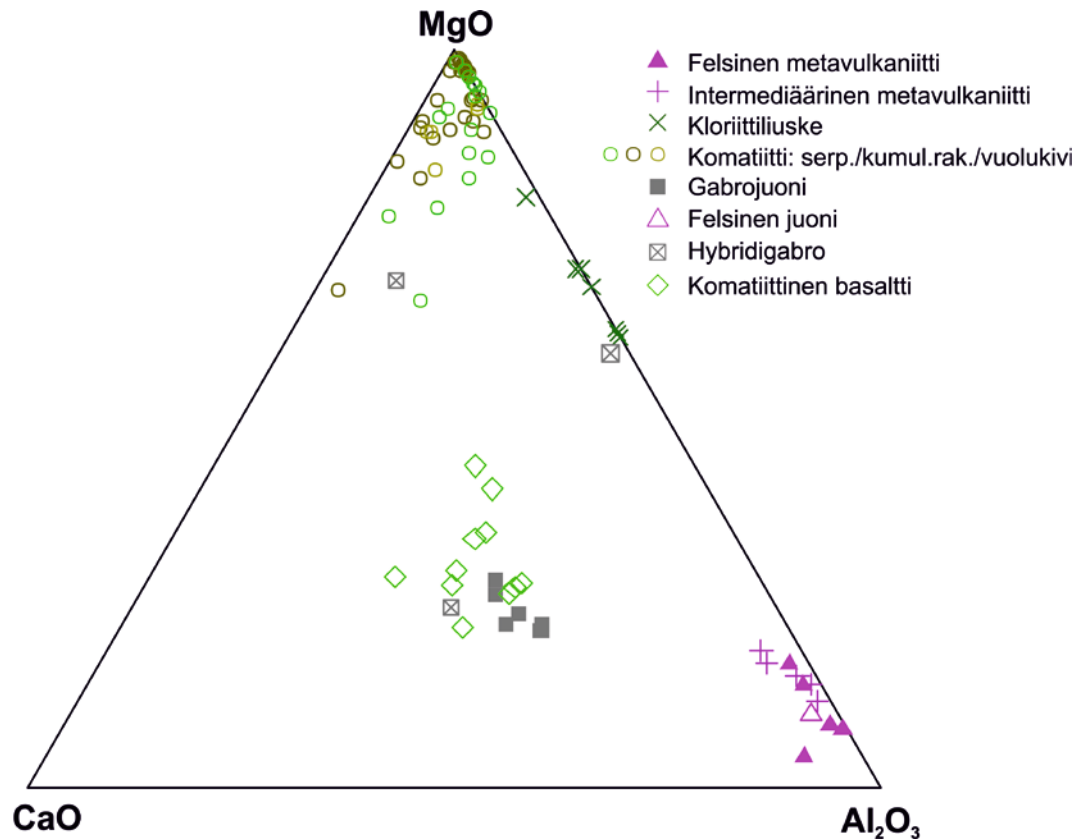
Kuvassa 11 esitellyssä oliviinin kiteytymistrendiä kuvaavassa $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3$ -erotteludiagrammissa (Groves ja Hudson 1981) Rytyn aineistosta (Kuva 101) nähdään tärkeimpänä se että komatiitit ovat lähinnä puhtaasta oliviinista koostuvia adkumulaatteja ja harrisiitteja, joiden plottiryhmiä voimakas karbonaattiutumisen hajottaa hieman CaO -kulmaan päin. Luoma -ryhmän metasedimentit esiintyvät selkeästi omana ryhmänään. Kloriittiliuskeen plottijoukko on lähempänä komatiitteja kuin Al_2O_3 -kulmaa. Gabro ja komatiittiset basaltit muodostavat kohtuullisen hyvin omat ryhmänsä. Pohjoisen "hybridigabrot" esiintyvät lähellä komatiittien ryhmää.



Kuva 99. . AFM -diagrammi (Irvine ja Baragar 1971).



Kuva 100. Kationidiagrammi (Jensen 1976).



Kuva 101. Oliivin kiteytymistrendiä kuvaava CaO-MgO-Al₂O₃ -diagrammi (Groves ja Hudson 1981). Vrt. Kuva 11.

Kuvassa 102 esitetään koosteena analyysien pohjalta laaditut XY - variaatiodiagrammit MgO-Mg# (**102 A**), Al₂O₃-TiO₂ log (**102 B**), sekä MgO vs. Al₂O₃, TiO₂, Al₂O₃-TiO₂ log, FeO_t, MnO, CaO, Sr, V, Cr, Ni, Cu ja Zn. (**102 C-N**). Logaritmiasteikkoa on käytetty, jotta hajonta näkyisi visuaalisesti paremmin, vaikka fraktioitumistrendien kuvaajat muuttuvatkin suorista käyriksi, esimerkiksi Al₂O₃-TiO₂ log -diagrammissa (**102 B**).

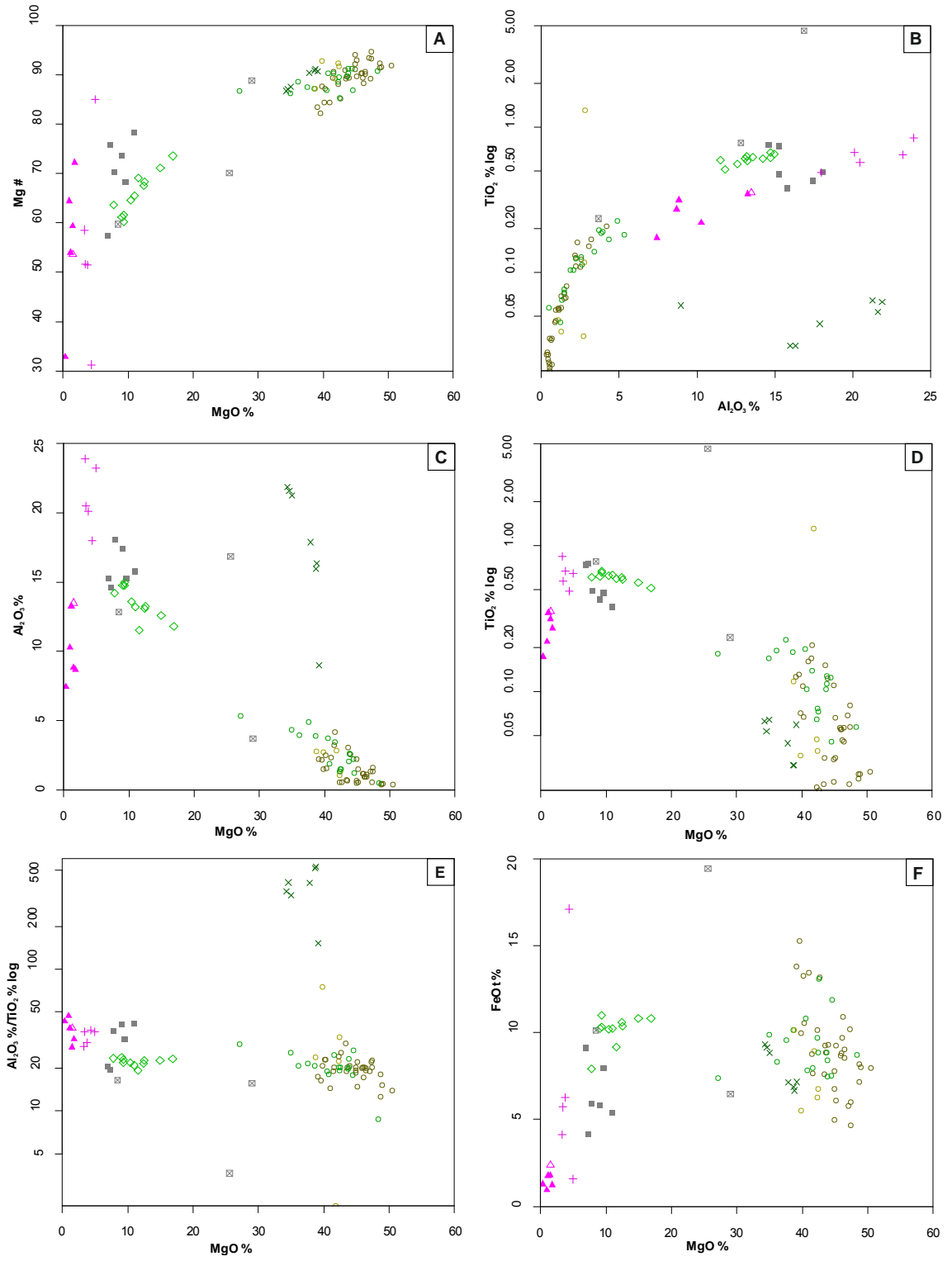
Selvimmät eri kivilajien luokittelu-/erottelutrendit ovat diagrammeissa **102 D** MgO-TiO₂ log, **102 E** MgO-Al₂O₃/TiO₂ log ja **102 G** MgO-MnO. Näissä diagrammeissa eri kivilajit muodostavat omia tiiviitä ryhmiään.

Magnesiumluku komatiiteilla on korkeampi kuin primitiivisen vaipan basaltin koostumus, n. 70 (**102 A**). Alun perin magnesiumluku onkin kehitetty kuvaamaan basalttien fraktioitumista ja evoluutiota (Oskarsson et al. 1982, Wilkinson 1982). Huomionarvoisempaa on että gabro edustaa primitiivisempää koostumusta kuin komatiittiset basaltit. Tämä kertoo myös siitä että komatiittiset basaltit ovat komatiittisesta sulasta fraktioitumalla syntyneitä.

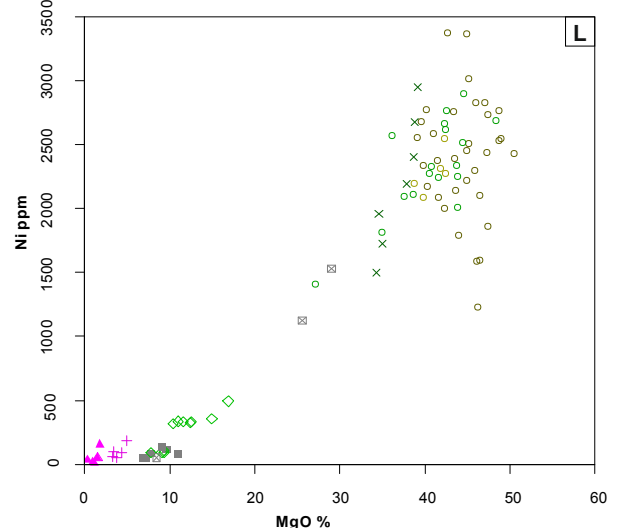
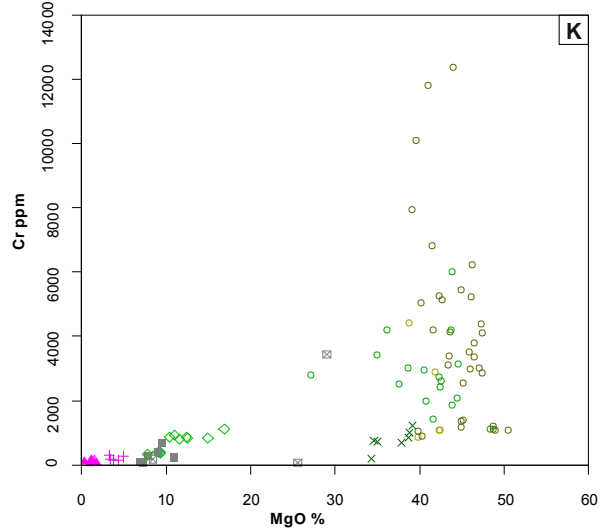
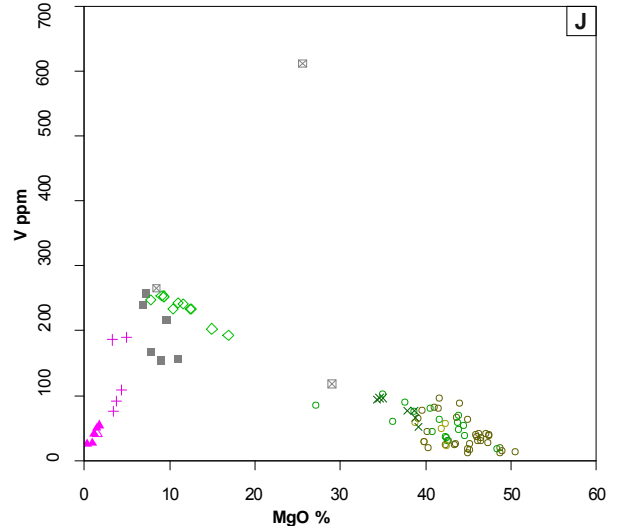
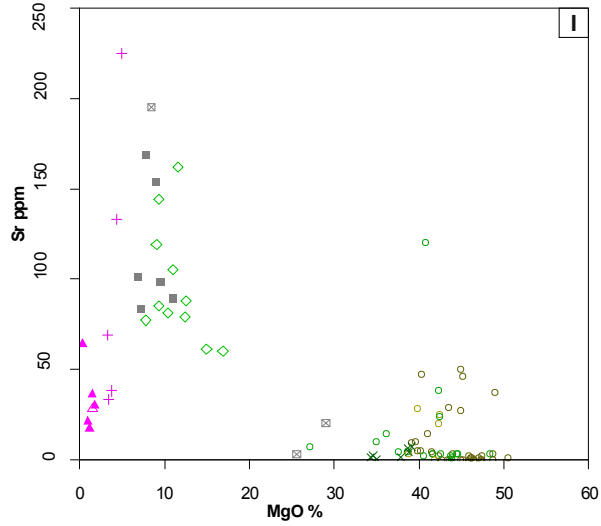
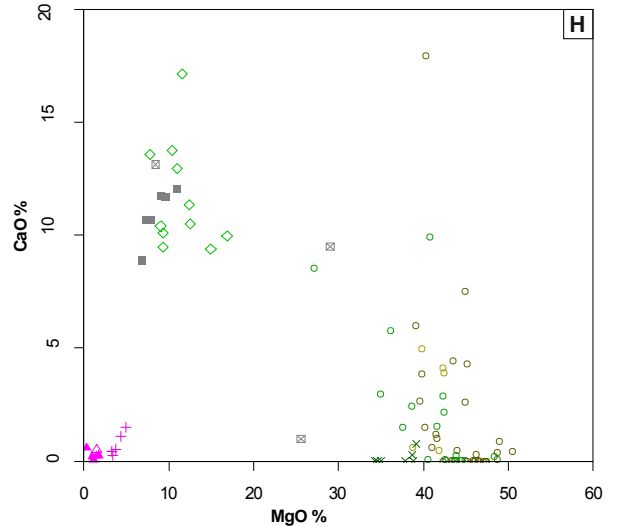
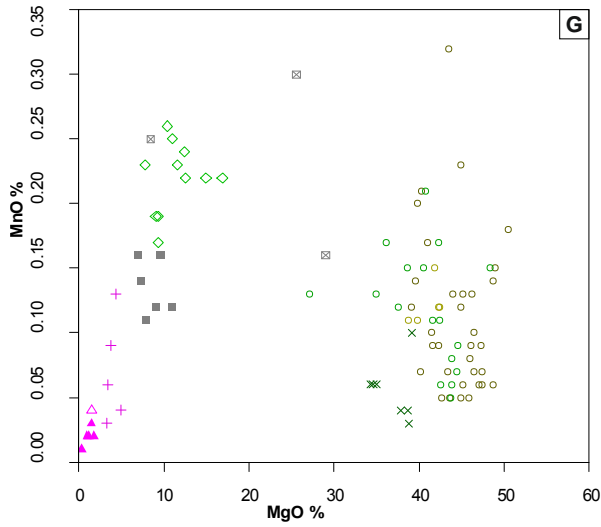
Alumiini ja titaani ovat komatiittisessa sulassa sopeutumattomia ja rikastuvat sulafraktioon. Alumiini muodostaa magnesiumin kanssa havaittavan fraktioitumistrendin (102C). Samanlainen trendi on magnesiumilla ja titaanilla, vaikka kuvan titaanin y-akselin logaritmisuus tekee fraktioitumista kuvaavasta suorasta käyrän (102D). Vanadiini käyttäytyy titaanin ja alumiinin tavoin muodostaen komatiiteilla ja komatiittisilla basalteilla selvän fraktioitumistrendin (102 J).

Karbonaattiutumisen on sekottanut kalsiumsuhteet niin ettei kalsiumin esiintymisestä juuri voi tehdä päätelmiä (102 H). Rauta on liikkunut komatiiteissa magnetiittina karbonaattiutumisen mukana aiheuttaen voimakasta hajontaa (102 F). Strontium on todennäköisesti liikkunut kalsiumin kanssa karbonaattiutumisessa. Strontiumia havaitaan komatiiteissakin ja se aiheuttaa plottiryhmissä hajontaa (102 I).

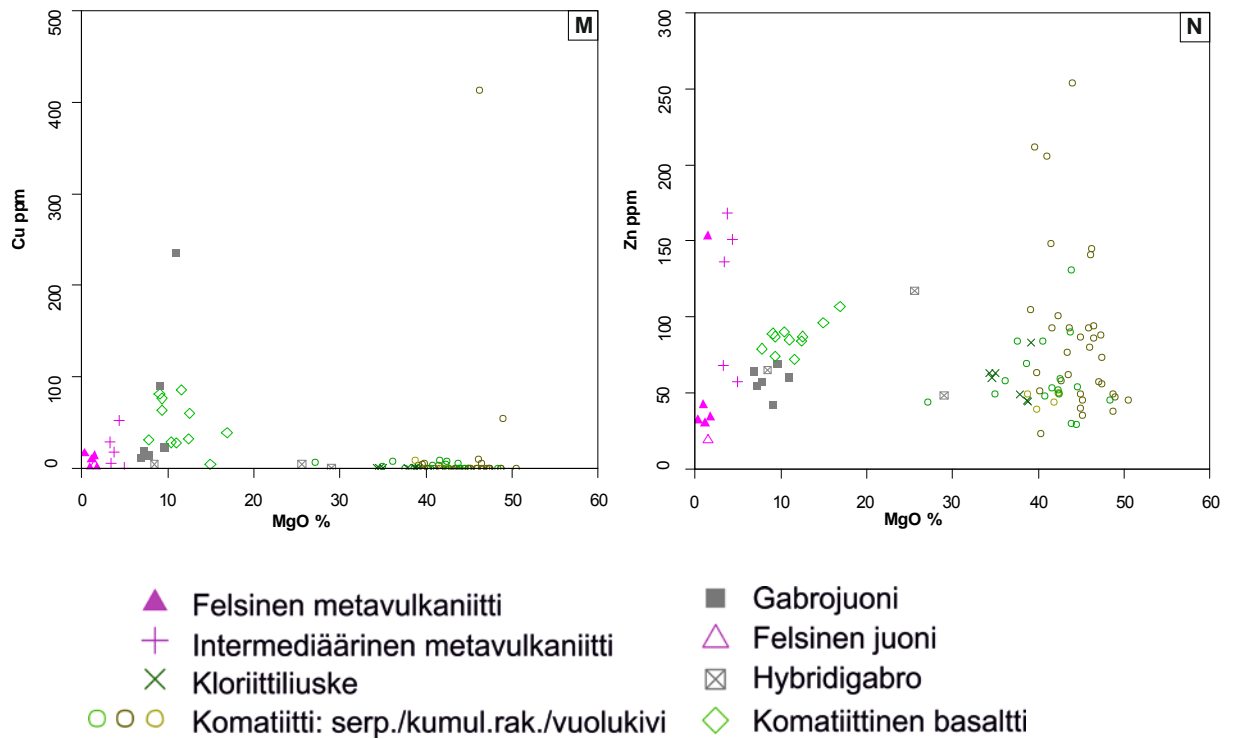
Metallien diagrammeista nähdään että kuparia näytteissä ei juuri esiinny (102 M), sinkkiä hyvin vähän (102 N), nikkeliä jo runsaammin, 0,15 – 0,3 % (102 L) ja kromia paikoin jopa 1 - 1,2 % (102 K).



- | | |
|--------------------------------------------|--------------------------|
| ▲ Felsinen metavulkaniitti | ■ Gabrojuoni |
| + Intermediäärinen metavulkaniitti | △ Felsinen juoni |
| × Kloriittiluske | ⊠ Hybridigabro |
| ○ ○ Komatiitti: serp./kumul.rak./vuolukivi | ◇ Komatiittinen basaltti |



- ▲ Felsinen metavulkaniitti
- Gabrojuoni
- + Intermediäärinen metavulkaniitti
- △ Felsinen juoni
- × Kloriittiliuske
- ⊠ Hybridigabro
- ○ Komatiitti: serp./kumul.rak./vuolukivi
- ◇ Komatiittinen basaltti



Kuva 102. Analyysien pohjalta laaditut XY -variaatiodiagrammit MgO-Mg# (**102 A**), Al_2O_3 - TiO_2 log (**102 B**), sekä MgO vs. Al_2O_3 , TiO_2 , Al_2O_3 - TiO_2 log, FeO, MnO, CaO, Sr, V, Cr, Ni, Cu ja Zn. (**102 C-N**).

8.2 Komatiitit

Lähempään tarkasteluun valittiin 53 komatiittianalyysia. **Taulukossa 4** on esitetty näiden komatiittianalyysien pääalkuaineoksidien ja magnesiumlukujen keskiarvo, sekä pienimmät ja suurimmat arvot. Magnesiumluku (mg#) kertoo basalttien evoluutiosta. Vaipan magnesiumluku primitiiviselle basaltille on noin 70. Mitä alempi arvo on (aina < 40), sen voimakkaammin basaltti on muuttunut matkallaan vaipasta nykyiseen olinpaikkaansa. Rytyn komatiittien magnesiumlukujen keskiarvo on 89,4.

Taulukko 4. Rytyksen komatiittianalyysien pääalkuaineoksidien keskiarvot, sekä pienimmät ja suurimmat arvot.

Alkuaine	Keskiarvo	Pienin arvo	Suurin arvo
SiO ₂	42.7660	28.1600	50.3900
TiO ₂	0.1128	0.0210	1.3140
Al ₂ O ₃	1.8628	0.3400	5.3300
Fe ₂ O _{3t}	10.0987	5.1900	16.9800
FeO _t	9.0869	4.6700	15.2788
MnO	0.1155	0.0500	0.3200
MgO	43.1511	27.1500	50.5400
CaO	1.8857	0.0000	17.9500
Na ₂ O	0.0000	0.0000	0.0000
K ₂ O	0.0024	0.0000	0.0242
P ₂ O ₅	0.0048	0.0000	0.0217
mg#	89.3623	82.2217	94.7573

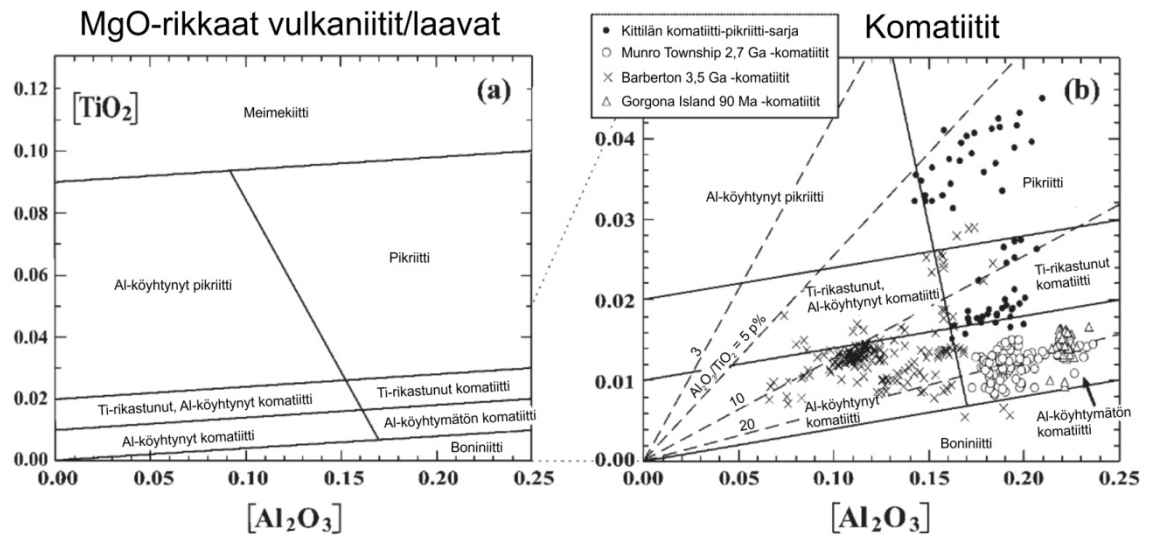
Luvussa 6.3.4 esitetyn kumulaattirakenteita ja geokemiaa yhdistävän kaavan FM/Si tuloksena saadaan keskiarvoilla laskettuna 1,700. Tämän mukaan Rytyksen “keskiarvokumulaatti” olisi ortokumulaatti. Korkea MgO -pitoisuus ja CaO-MgO-Al₂O₃ -diagrammi (**Kuva 101**), sekä ennen kaikkea paljastumahavaintojen reliktirakenteet kuitenkin kertovat harrisiittisestä-adkumulaattisesta koostumuksesta.

CaO/Al₂O₃ antaa Rytyksen komatiiteille arvoja väliltä 0 – 16,37 ja on siksi luokitteluun täysin käyttökelvoton. Hyvin korkeana pidetään arvoa 1,5 (**Nesbitt et al. 1979**). Kondriittinen CaO/Al₂O₃ on 0,82 (**Nesbitt et al. 1982**). Kuten **luvussa 7.6** todettiin, karbonaattiutumisen vuoksi myöhempi kalsiumlisä näissä komatiiteissa on huomattava ja epäilemättä tapahtuma on mobiloinut myös kiven omaa kalsiumia. Toisaalta oman lukunsa muodostavat mm. paljastumaryhmiltä 87, 88 ja 122 analysoidut CaO:n nolla-arvot. Nämä paljastumaryhmät sijoittuvat halkaisijaltaan n. 40 m alueen sisään.

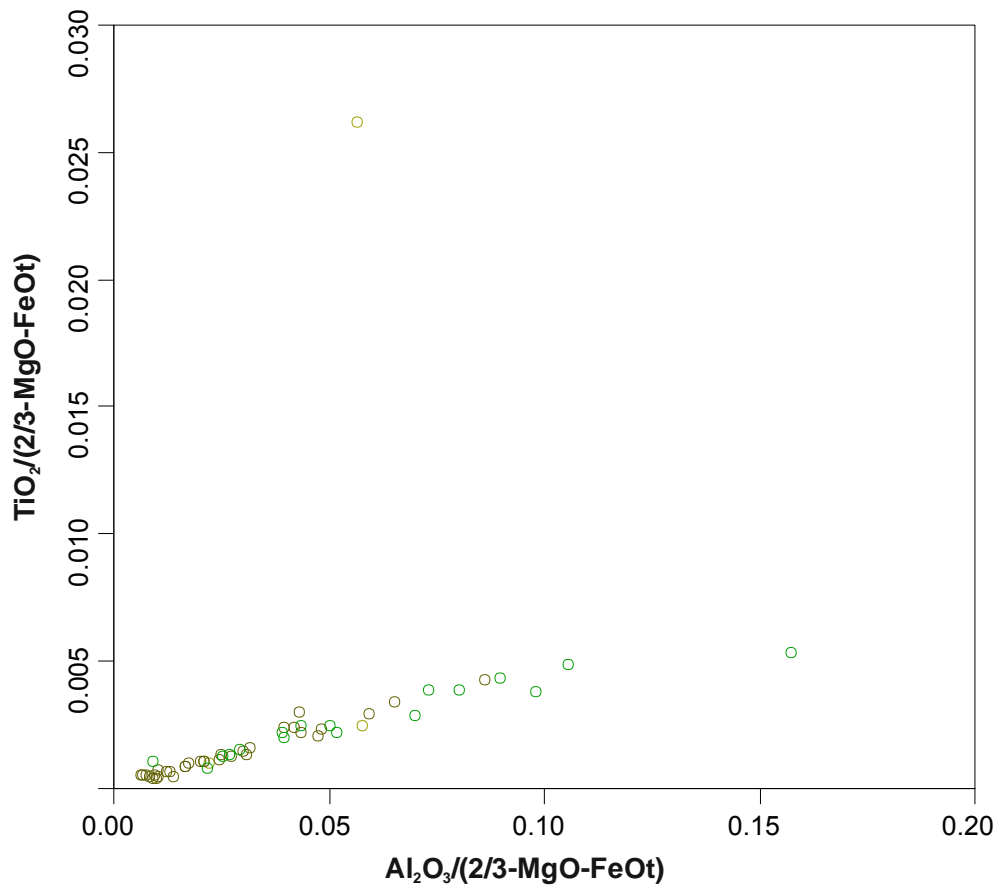
Rytyksen Al₂O₃/TiO₂ -suhteiden keskiarvo on 20,1 ja vaihteluväli 12,6 – 26,9 (**Kuva 102 B**). Al₂O₃/TiO₂ -diagrammissa havaitaan myös selvä fraktioitumistrendi. Vaikka Al₂O₃/TiO₂ -suhdetta pidetään hyvänä luokitteluperusteena, voidaan Rytyksessä osoittaa että komatiitit ovat kontakteissaan saaneet jostain erittäin

runsasta alumiinilisää, niin että ovat muuttuneet kloriittiliuskeeksi ja gabron kontaktissa niin voimakkaan titaanilisän, että magnetiitti on muuttunut titanomagnetitiksi. Tämän perusteella tulkinnassa on oltava varovainen. Barberton -tyypin 3,5 Ga komatiiteilla $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ -suhde on korkea, >1 , $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ -suhde matala, n. 10 – 15 ja ne ovat HREE -köyhtyneitä. Munro -tyypin komatiiteilla $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ -suhde on kondriittinen, n. 18 (Sun ja Nesbitt 1977) – 20 (Nesbitt et al. 1982), samoin kuin HREE. Rytyksen kondriittisen $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ -keskiarvon perusteella komatiitit kuuluisivat Munro -tyyppiin (Arndt et al. 2008). REE analytiikkaa ei Rytyksen komatiiteista ollut käytettävissä.

Arndt (2008) arvottaa parhaaksi metodiksi komatiittien koostumuksellisten erojen luokitteluun kuitenkin Hanskin kehittämän $[\text{Al}_2\text{O}_3]$ vs. $[\text{TiO}_2]$ -diagrammin. (Hanski 1992, Hanski et al. 2001), joka parhaiten eliminoi kiteiden fraktioitumisen ja kasaantumisen vaikutukset (Kuva 103). Diagrammissa $[\text{Al}_2\text{O}_3] = \text{Al}_2\text{O}_3/(2/3\text{-MgO-FeO})$ ja $[\text{TiO}_2] = \text{TiO}_2/(2/3\text{-MgO-FeO})$. Kun Rytyksen komatiittianalyysit plotataan tälle diagrammille, tulos kertoo niiden olevan erittäin alumiiniköyhtyneitä komatiitteja, jopa siinä määrin että ne näyttäisivät olevan Barbertonin ja Pilbaran 3,5 Ga vanhoja komatiittejakin Al -köyhempiä. Kun komatiittien tyyppi korreloi myös niiden iän kanssa (Nesbitt et al. 1982, Gruau et al. 1987), Rytyksen komatiitit näyttäisivät tämän perusteella olevan myös hyvin vanhoja. Stratigrafian ja ikämääritysten perusteella tiedetään ettei näin kuitenkaan ole.



Kuva 103. Hanskin kehittämä $[\text{Al}_2\text{O}_3]$ vs. $[\text{TiO}_2]$ –diagrammi MgO-rikkaiden laavojen, myös komatiittien, luokitteluun (Hanski 1992, Hanski et al. 2001).



Kuva 104. Rytyksen komatiittianalyysit plotattuna $[\text{Al}_2\text{O}_3]$ vs. $[\text{TiO}_2]$ -diagrammiin (Hanski 1992, Hanski et al. 2001). Tämän mukaan Rytyksen komatiitit ovat alumiiniköyhempiä kuin Barbertonin komatiitit. Vrt. Kuva 103 b.

8.3 Komatiittiset basaltit

Useilla vihreäkivivyöhykkeillä esiintyy komatiittien yhteydessä magnesiumrikkaita basaltteja, joiden geokemia kertoo niiden syntyneen komatiittisista sulista matalassa paineessa kiteiden fraktioitumisen tuloksena. Tällaisia kiviä, joiden MgO -pitoisuus on 10 - 18 %, kutsutaan komatiittisiksi basalteiksi (Arndt ja Nisbet 1982). Rytyksen komatiittisia basaltteja edustaa 11 analyysiä. **Taulukossa 5** on esitetty näiden analyysien pääalkuaineiden ja magnesiumlukujen keskiarvo, sekä pienimmät ja suurimmat arvot. **Kuvien 99 - 102** diagrammit riittävät erottamaan gabron ja komatiittiset basaltit toisistaan geokemiallisesti.

Taulukko 5. Rytyksen komatiittisten basalttien analyysien pääalkuaineiden ja magnesiumluvun keskiarvot, sekä pienimmät ja suurimmat arvot.

Alkuaine	Keskiarvo	Pienin arvo	Suurin arvo
SiO ₂	49.68	47.72	52.86
TiO ₂	0.60	0.51	0.67
Al ₂ O ₃	13.41	11.51	14.95
Fe ₂ O _{3t}	11.29	8.79	12.23
FeO _t	10.16	7.91	11.00
MnO	0.22	0.17	0.26
MgO	11.39	7.78	16.88
CaO	11.70	9.38	17.17
Na ₂ O	1.53	0.11	3.05
K ₂ O	0.14	0.03	0.34
P ₂ O ₅	0.04	0.04	0.05
mg#	66.07	60.26	73.58

8.4 Gabro

Gabroa edustaa 5 analyysiä. Pohjoisen paljastumaryhmä 173 ja 176 gabroanalyysit on otettu kontaktivyöhykkeen voimakkaasti muuttuneesta kivistä ja ne on tässä jätetty huomiotta epäedustavuutensa vuoksi. **Taulukossa 6** on esitetty näiden gabroanalyysien pääalkuaineiden ja magnesiumlukujen keskiarvo, sekä pienimmät ja suurimmat arvot. Piitä on keskimäärin 53 %, ja

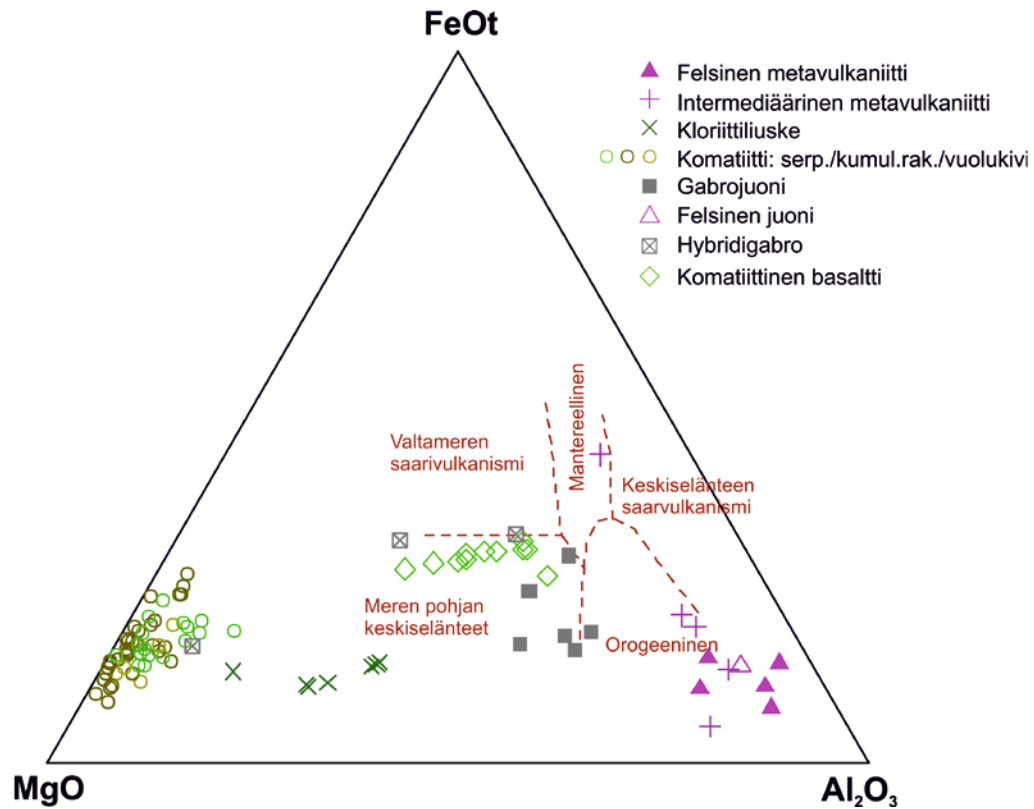
titaanin määrä on n. 0,5 %. $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ -suhteen keskiarvo on 28. Magnesiumluvun perusteella gabro edustaa primitiivisempää koostumusta kuin komatiittiset basaltit. Gabro edustaa koostumukseltaan ja tyypiltään kaikkein parhaiten kalkkialkalista varhaisproterotsooista, n. 2,45 Ga ikäistä, boniniittista mafista vulkanismia. Mm. lähellä sijaitseva Näränkävään kerrosintruusio liittyy 2,45 Ga ikäiseen boniniittiseen magmatismiin (**Hanski 1984, Kilpelä 1991, Vuollo 1994, Vuollo ja Huhma 2005**).

Taulukko 6. Rytyksen gabroanalyysien pääalkuaineiden ja magnesiumluvun keskiarvot, sekä pienimmät ja suurimmat arvot.

Alkuaine	Keskiarvo	Pienin arvo	Suurin arvo
SiO ₂	53.1920	51.2800	56.9500
TiO ₂	0.5676	0.3820	0.7550
Al ₂ O ₃	15.7740	14.6100	18.0500
Fe ₂ O _{3t}	7.2280	4.6100	10.1400
FeO _t	6.5038	4.1481	9.1241
MnO	0.1380	0.11	0.16
MgO	8.4960	6.88	10.93
CaO	10.7920	8.9	12.03
Na ₂ O	3.2438	1.6945	4.5404
K ₂ O	0.5181	0.1373	1.2089
P ₂ O ₅	0.0420	0.0299	0.0299
mg#	69.9794	57.340867	78.246094

8.5 Geotektoninen luokittelu

GCDKit tarjoaa useita vaihtoehtoja geotektonisten erotteludiagrammien laadintaan. Tähän on valittu Pearce et al. (1977) ehdottama malli, MgO – FeO_t–Al₂O₃ -kolmio, jolla analyysidata voidaan jakaa viiteen eri geotektoniseen ryhmään. Rytyksen data kertoo Suomussalmi -ryhmän komatiittien ja komatiittisten basalttien, sekä gabron syntyneen meren pohjan laajenemisessa rifting -ympäristössä (**Kuva 105**). Vanhemmat Luoma -ryhmän vulkanoklastiset metasedimentit ovat orogeenista alkuperää. Useiden muiden geotektonisten erotteludiagrammien kanssa päästään näihin samoihin tuloksiin.

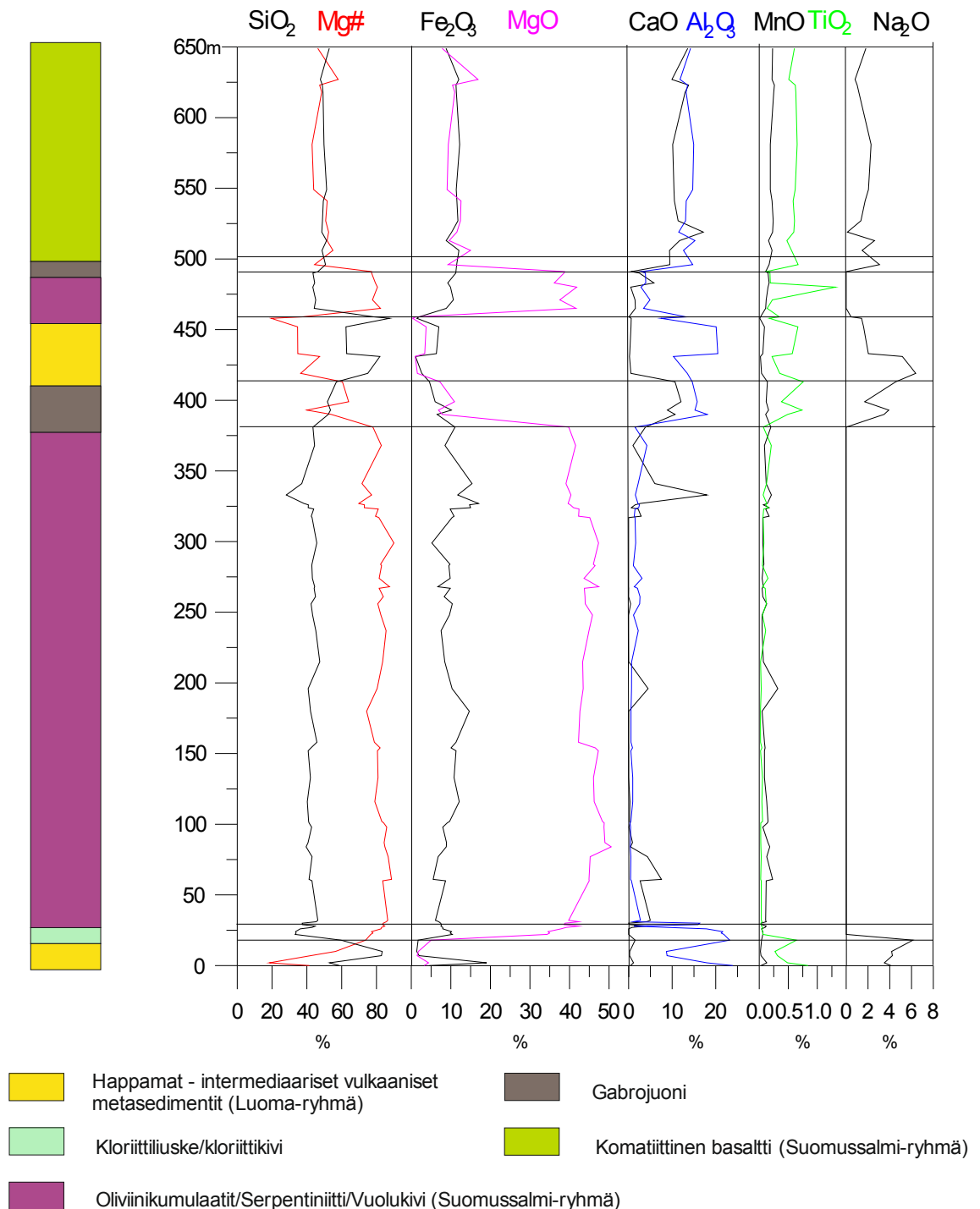


Kuva 105. Rytyksen analyysit geotektonisessa kolmiodiagrammissa (Pearce et al. 1977) kertovat Suomussalmi-ryhmän komatiittien ja komatiittisten basalttien, sekä gabron syntyneen meren pohjan laajenemisessa rifting-ympäristössä. Vanhemmat Luoma-ryhmän vulkanoklastiset metasedimentit ovat orogeenista alkuperää. Vertaa Papunen et al. (2009) s. 61.

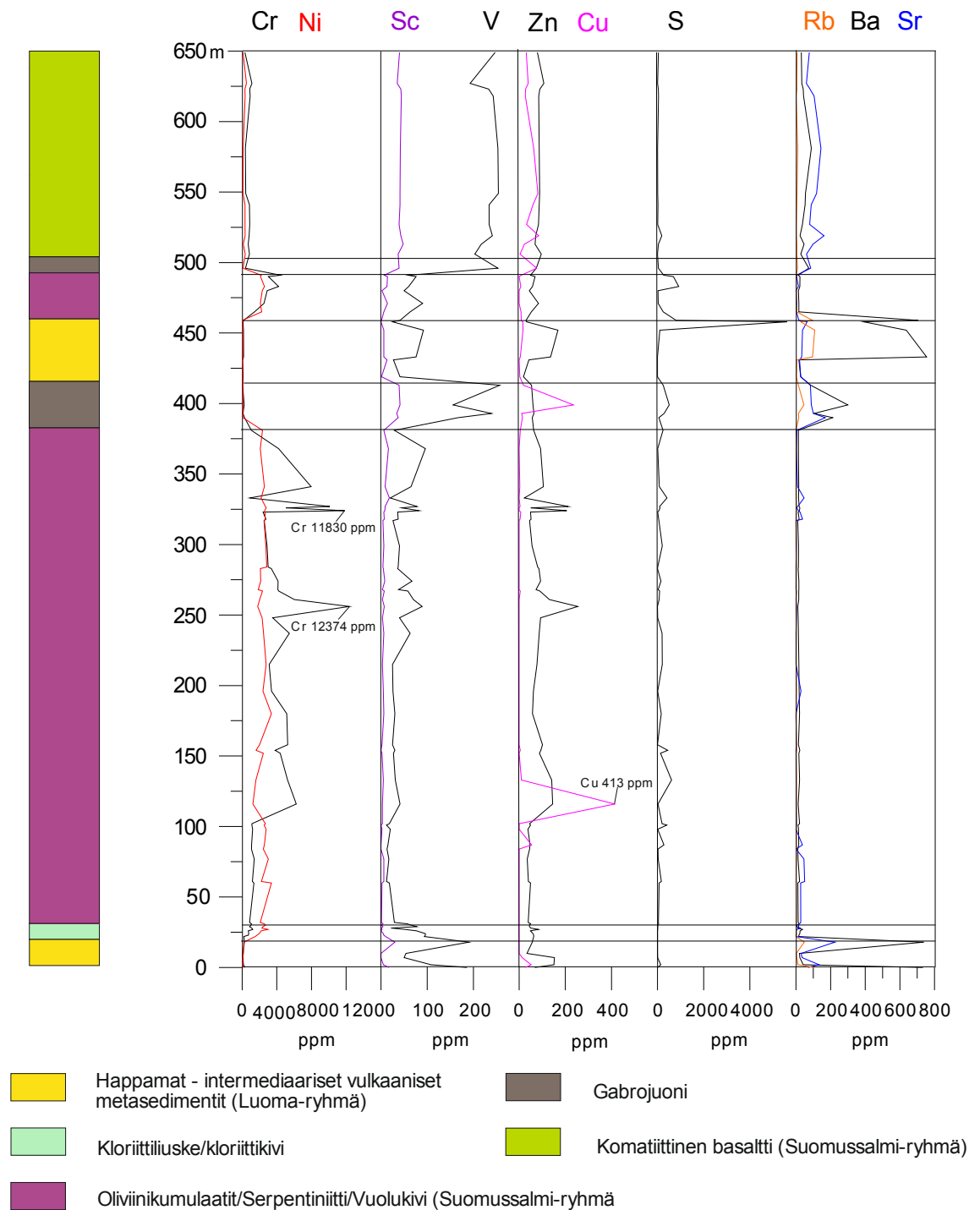
8.6 Kemostratigrafia

Liitteessä 2 esitetyt 79 analyysiä muodostavat yhdessä paljastuma- ja ohuthietutkimuksen kanssa pohjan tutkimusalueen kemostratigrafiatulkinneille. **Kuvassa 106** on esitetty Rytyksen geokemiallisen aineiston pääalkuaineiden koostumusvaihteluiden mukaan laadittu stratigrafiapylväs. **Kuvissa 107 ja 108** esitetään vastaavasti hivenalkuaineiden koostumusvaihtelut. Tutkimusalueen stratigrafiassa alimpana on n. 20 m paksu kerros Luoma -ryhmän vulkanoklastisia metasedimenttejä. Sitä seuraa n. 10 m paksu kerros tektonisen kontaktin kloriitiliusketta/kloriittikiveä. Seuraavana on n. 350 m paksu kerros Suomussalmi -ryhmän komatiittisia laavoja, jotka nykyisellään ovat serpentiinittejä, oliviini ± kromiitti ± pyrokseenipseudomorfikumulaatteja ja vuolukiveä. Seuraavana on n. 40 m paksuna kerroksena karkearakeinen gabrojuoni. Sen jälkeen kolme edellistä ryhmää kertautuvat, ensin n. 50 m metavulkaniitteja, niiden päälle n. 30 m kerros komatiitteja ja jälleen 10 m paksu

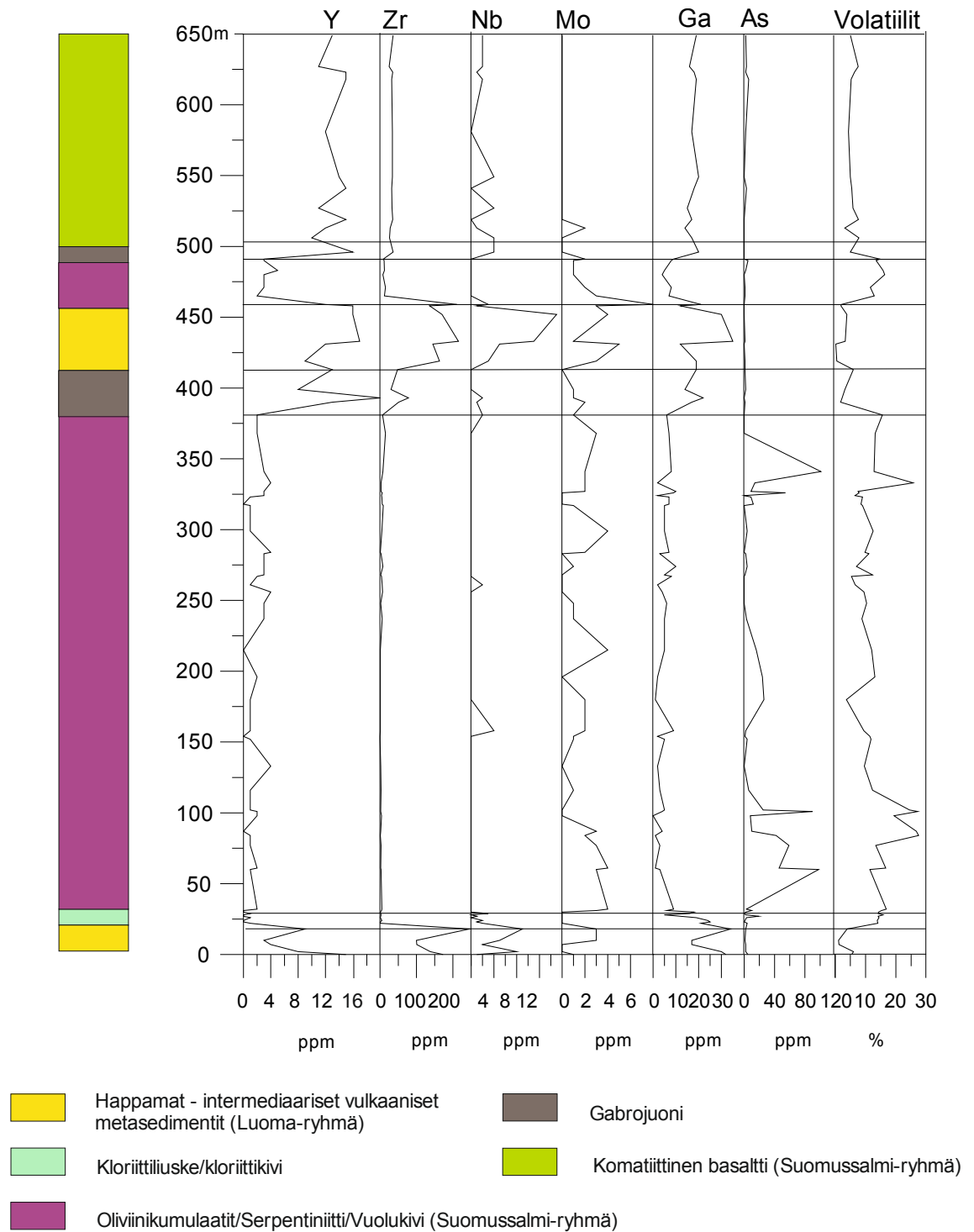
gabrojuoni. Sarjan päättää n. 150 m paksu kerros komatiittisia basaltteja, joissa esiintyy karkearakeisia laavaputken sisäosia ja hienorakeisia tyynylaavoja.



Kuva 106. Rytyksen geokemiallisen aineiston pääalkuaineiden mukaan laadittu stratigrafiapylväs. Metasedimentit, komatiitit ja varhaisproterotsooinen gabrojuoni esiintyvät tektonisten liikuntojen vuoksi stratigrafiaprofiilissa kahdesti peräkkäin ennen komatiittisia basaltteja.



Kuva 107. Rytöksen alueen kivilajien stratigrafiapylväs ja eräiden hivenalkuaineiden koostumusvaihtelut. Metasedimentit, komatiitit ja varhaisproterotsooinen gabrojuoni esiintyvät tektonisten liikuntojen vuoksi stratigrafiaprofiilissa kahdesti peräkkäin ennen komatiittisia basaltteja.



Kuva 108. Rytyksen alueen kivilajien stratigrafiapylväs ja eräiden hivenalkuaineiden sekä volatiilien koostumusvaihtelut. Metasedimentit, komatiitit ja varhaisproterotsooinen gabrojuoni esiintyvät tektonisten liikuntojen vuoksi stratigrafiaprofiilissa kahdesti peräkkäin ennen komatiittisia basaltteja.

9. Tulosten tarkastelu

9.1 Tutkimustavoitteiden toteutuminen

Tutkimuksen alussa asetetut tavoitteet täyttyivät. Rytyn kalliopaljastumat kartoitettiin yksityiskohtaisesti 1:1000 mittakaavaan ja kartoituksen pohjalta luotiin GIS -projekti, mihin kaikki paikkaan sidottu aineisto liitettiin. Petrografinen kuvaus syntyi paljastumahavaintojen lisäksi pitkäaikaisen käsinäyte- ja ohuthietutkimuksen avulla. Tutkimusalueelta ja sieltä otetuista näytteistä on runsaasti kuvamateriaalia, mitä laajasti julkaistaan tämän tutkimuksen myötä hypertextimuotoisena DVD -romilla. Alueen kivilajirajat tarkentuivat ja alueella vaikuttaneista geologisista prosesseista löytyi ohuthietutkimuksen ja geokemiallisen tulkinnan myötä hyviä esimerkkitapauksia.

Komatiitteja olisi voinut jaotella vielä tarkemminkin. Stratigrafiapylväissä ainakin 250 m:n ja 325 m:n kohdilla on laavan virtaus selvästi pysähtynyt. Laavan jäähtyessä kromiitti ja pyrokseeni on alkanut kiteytyä, mikä näkyy selvästi kiven koostumuksessa, sekä harrisiittisena rakenteena. Kokonaisuuden kannalta muutaman yksittäisen ja hajanaisen rakennekerroksen lisääminen stratigrafiapylväisiin ei kuitenkaan tuo merkittävää lisäarvoa. Tiedetään jo että tämä kivilajiyksikkö rakentuu päällekkäisten komatiittisten laavakanavien jäänteistä. Huolimatta siitä että paljastumia on suuri joukko, kokonaiskuvan saaminen laavakanavaseurannosta on mahdotonta maapeitteen takia ja siksi on tyydytty kuvaamaan yksittäisten paljastumien rakenteita. Parhaat yksittäiset rakenteet rikkonaisista paljastumarykelmistä on kartoitettu ja kuvattu tässä.

9.2 Korrelaatio alueelliseen stratigrafiaan

Rytyskallion tutkimusalue on osa Suomussalmen vihreäkivivyöhykkeen stratigrafista tyyppisarjaa. Vanhimpana on Luoma -ryhmän Luoma -muodostuma. Sen päällä ovat komatiitit, Suomussalmi -ryhmän Saarikylä -muodostuman Rytys -jäsen ja sen päällä komatiittiset basaltit, Suomussalmi -ryhmän Saarikylä -muodostuman Rytyskallio -jäsen (FINSTRATI 2010). Rytyn ja Suomussalmen vihreäkivivyöhykkeen stratigrafia on korreloitu Kuhmon ja Tipasjärven vihreäkivivyöhykkeiden stratigrafisten sarjojen kanssa (Papunen et

al. 2009). On huomattava että metasedimentit, komatiitit ja varhaisproterotsooinen gabrojuoni esiintyvät tektonisten liikuntojen vuoksi stratigrafiaprofiilissa kahdesti peräkkäin ennen komatiittisia basaltteja.

9.3 Jatkotutkimusmahdollisuudet

Tällä hetkellä lähes koko Suomussalmen vihreäkivivyöhykkeen mafiset-ultramafiset länsiosat ovat Altonamining/Kuhmo Metals Oy:n valtaus- ja malminetsintäalueita lukuun ottamatta Rytyskallion Natura 2000 -aluetta. Rytyn ympäristössä Vaaran, Kauniinlammen ja Hoikkalammen alueilla on jo tiedettyjä Ni -mineralisaatioita.

Jatkotutkimuksena olisi malminetsinnän lisäksi ja sen yhteydessä mahdollista tehdä alueen 3D -mallinnus kairasydändatan perusteella sekä rakennegeologinen detaljitutkimus. Tarkempi geokemiallinen kartoitus ja mineraalianalytiikka voisivat valottaa alueen evoluution ymmärtämistä entisestään.

10. Yhteenveto

10.1 Vanhin pohja

Tipasjärvi-Kuhmo-Suomussalmi -vihreäkivivyöhykkeelle on ehdotettu monenlaisia synty-ympäristöjä. Viimeisen tutkimuksen mukaan koko TKS-vihreäkivivyöhyke on syntynyt kehittyvässä rifting -systeemissä ja eri vihreäkivivyöhykkeiden stratigrafiset sarjat ovat rinnastettavissa toisiinsa (Papunen et al. 2009). Tätä myös Rytyn geokemiallisen aineiston tulkinta tukee. Suomussalmen vihreäkivivyöhykkeen vanhinta pohjaa edustavat Luoma -ryhmän heterogeeniset happamat, intermediääriset ja emäksiset laavat, vulkanoklastiset metasedimentit ja/tai tuffit, jotka ovat kerrostuneet kuivalle maalle tai matalaan veteen. Kivistä on mitattu zirkoni-ikä 2943 ± 20 Ma (Papunen et al. 2009).

Luoma -ryhmän kivien kerrostumispohjaa ei tunneta, mutta geokemiallisen tulkinnan mukaan vulkaniittien synty-ympäristö on ollut mantereellinen ja orogeeninen. Luoma -ryhmän kivet ovat deformatuneet D_2 -vaiheessa, mikä erottaa ne vihreäkivistä, joissa ensimmäinen havaittava deformaatiovaihe on D_3 . D_2 -deformaation iäksi on saatu metamorfisesta zirkonista 2840 – 2810 Ma. Suomussalmi -ryhmän komatiitit purkautuivat Luoma -ryhmän kivien päälle ja /tai läheisyyteen. Nykyinen havaittavissa oleva Luoma -Suomussalmi -kontakti on tektoninen.

Itäpuolen Luoma -ryhmän sedimenttien esiintyminen on myös seurausta tektonisista liikkeistä. Paljastumalla 128E esiintyvien andalusiitin ja turmaliinin kasvun selittää parhaiten paljastuman itäkyljellä oleva leveä nuorempi kvartsijuoni ja sen aiheuttama lämpövaikutus. Andalusiitti-turmaliini -mineraaliseurue on havaittu vain tällä paljastumalla. Andalusiitin kehittymiselle suurin mahdollinen paine on n. 3,5 kbar ja lämpötila n. 200 – 800 °C. Turmaliini on puolestaan stabiili äärimmäisen laajalla alueella, kun $T = 150 – 800$ °C ja $p = 0,01 – 70$ kbar. Muuttuneen metasedimentin koostumus on hyvin hapan, SiO_2 -pitoisuus on 85,81 %, ja lähtöaineita suurempien metamorfisten mineraalirakeiden kasvuun ei ole ollut käytettävissä. Toisaalta myös kvartsijuonen aiheuttama lämpövaikutus on ollut paikallinen ja lyhytaikainen

10.2 Komatiittien ja komatiittisten basalttien purkautuminen

Rytyksen komatiitit ovat alun perin maan kuoren päälle meren pohjaan purkautuneita komatiittisia laavoja. Laavan purkautumislämpötila laskettuna **luvussa 6.2** esitetyllä kolmella laskukaavalla ja MgO -pitoisuudella 43,15 % (kaikkien komatiittianalyysien keskiarvo) on ollut hyvin korkea, 1832 – 1863 °C. Komatiittien ja komatiittisten basalttien purkautuminen on ajoitettu välille 2790 – 2770 Ma (Papunen et al. 2009). Komatiittisen laavan ominaisuuksista johtuen yksittäinen komatiittisen laavan purkauspulssi levisi nopeasti laajalle alueelle purkausaukon suulta. Näin lopputuloksena on syntynyt ohuita, n. 0,5 – 5 m paksuja laavapatjoja päällekkäin. Jokaisen laavapatjan sisällä syntyi komatiittisen sulan ominaisuuksien ja fraktioitumisen seurauksena erityyppisiä oliviini ± kromiitti ± pyrokseeni ad-, meso- ja ortokumulaatteja, sekä harrisiittia. Kumulus- ja kiteytymisrakenteet voivat vaihtua toisikseen jopa senttimetrien

matkalla. Yleisimmin on tapahtunut voimakasta oliviinin fraktioitumista turbulentsissa virtauksessa, jolloin syntyi adkumulaatteja. Laavan virtausnopeuden heiketessä alkoi muodostua mesokumulaatteja ja lopulta hitaassa laminaarisessa virtauksessa ortokumulaatteja. Merkittävää on, ettei koko tutkimusalueelta ole löytynyt yhtään paljastumaa, jolla olisi laavakanavafasieksen A-vyöhykkeen (vrt. Kuva 8) reunarakenteita (chilled flow top, basal chill zone, chilled margin, spinifex) nähtävissä. Lähimmäksi laavakanavan reunaa päästäneen paljastumalla 100F, jossa nähdään hyvin karkearakeista, läpimitaltaan 8 – 12 mm, hopper-oliviinia (Kuvat 42 ja 43), mikä viittaa laavan nopeaan jäähtymiseen lähellä laavakanavan pintaa. Outoa reunarakenteiden puuttumisessa on myös se, että huolimatta siitä että vihreäkivivyöhykkeen komatiittivyö on katkeillut ja pilkkoutunut deformaatioissa yksittäisiksi ”pahkuiksi”, jotka ovat vielä liikkuneet toistensa suhteen ”kuin saippuapalat”, edustaa Rytyksen tutkimusprofiilin nykyinen maanpintaleikkaus kuitenkin selvästi laavapatjaseurannon poikkileikkausta. Tästä kertovat kaateeltaan lähes pystysuuntaiset ja enemmän tai vähemmän pohjois-eteläsuuntaiset primäärit virtauksen pysähtymisrakenteet, kromiitti ± pyrokseenikerrokset, joiden kiteytyminen komatiittilaavassa alkaa laavan virtauksen pysähtyessä ja lämpötilan laskiessa. Tällaiset paljastumat ovat todisteena komatiittimagman fraktioitumisesta jäähtymisen aikana, jolloin ensin alkaa kiteytyä kromiitti ja sen jälkeen pyrokseeni (ks. Luku 6.2). Toinen selvä laavavirran pysähtymisrakenne on harrisiittirakenne, jossa oliviinikiteet ovat laskeutuneet gravitatiivisesti laavakanavan pohjaan ”makaamaan” pisin c-akseli kohtisuoraan painovoimakenttää vastaan. Rytyksen komatiittien paljastumilla havainnoitavat osat edustavat näin differentioituneen komatiittisten laavavirtojen osia B1 ja B2 (vrt. Kuva 8). Komatiittiset basaltit muodostuivat komatiittien synnyn jälkeen jäljelle jääneestä MgO -köyhtyneestä jäännössulasta, mikä purkautui meren pohjaan komatiittien päälle. Tästä todistavat useat tyyny-laavapaljastumat. Paksummissa laavakanavissa niiden sisäosat kiteytyivät hitaasti karkearakeisiksi rakenteiden muistuttaessa puolipinnallisia diabaaseja.

10.3 Metamorfoosi - serpentiniittiytyminen ja ”vuolukiveytyminen”

Kaikki Rytyksen alkuperäiset peridotiittiset komatiitit, oliviinikumulaatit, muuttuivat mineralogialtaan täysin. Purkautumisensa yhteydessä ja sen jälkeen

ne serpentiniittiytyivät läpikotaisin ja oliviini muuttui lizardiitiksi ja magnetiitiksi.

Magnetiitin muotoenergia on suuri. Kun serpentiniittiin tuli liikkuvuutta edistäviä fluideja, niin raskaat ja magneettiset magnetiittihiukkaset lähtivät heti mobiloitumaan. Jo primäärissä serpentiniittiytymisessä syntyvä mesh -rakenne syntyy näin. Oliivin muuttuessa serpentiiniksi magnetiitti hylkii serpentiiniä ja muodostaa serpentiinisten oliviinipseudomorfireiden sisään ja ympärille magnetiitista muodostuvan verkon (= "mesh" -rakenne). CO₂ -metasomatoosissa magnetiitti näyttää suorastaan "imeytyvän" fluidin matkaan. Metasomaattisen muuttumisen edetessä oliviinipseudomorfeihin jää jäljelle vain puhdasta serpentiiniä. Interkumulusta ja kaikki mahdolliset raot, halkeamat ja ontelot, mitä kivessä esiintyy, täyttyvät karbonaatista ja magnetiitista. Muodostuva kasaantuva ja kiteytyvä magnetiitti myös tekee kivessä tilaa itselleen suuren muotoenergiansa vuoksi. Mitä ehjempää kivi on ja mitä vähemmän on interkumulusta, niin sitä vaikeampi fluidien on tunkeutua kiveen ja mobiloida magnetiitti mukaan.

Magnetiitti esiintyy usein myös euhedrisina rakeina. Näiden rakeiden täytyy olla liuoksista kiteytyneitä, koska magnetiitin sulamispiste on 1591 – 1597 °C. Curie -piste on lämpötilassa 585°C, jolloin magnetiitti muuttuu paramagneettiseksi ja magneettinen vetovoima heikkenee. Karbonaattipitoisilla fluideilla täytyy olla myös kemiallisesti magnetiitin liukoisuutta lisääviä ominaisuuksia ja kiven mineralogian täytyy olla muutenkin katalyyttinen ja magnetiitin liukenemiselle suotuisa.

Tutkimusalueen itäpuolen uudelleenkiteytyneissä serpentiniiteissä läpikotainen magnetiitti on poistunut jo metamorfoosin päävaiheen aikana omiksi juoniksi ja kasaumiksi, joita myöhempi CO₂ -metasomatoosi on liikutellut. Serpentiniitti on jäänyt hyvin puhtaaksi serpentiinikiveksi ja se muistuttaakin paikoin läpikuultavaa vihreää ja puhdasta pullonlasia (Kuva 68).

Serpentiniittiytyminen mahdollisti komatiittien myöhemmän muuttumisen vuolukiveksi karbonaattiutumisen yhteydessä. Suurin osa primääriserpentiniiteistä uudelleenkiteytyivät muuttuneissa pT-olosuhteissa. Osassa kumulaatteja rakenteet jäivät näkyviin pseudomorfeina, osassa ne

tuhoutuivat uudelleenkiteytymisen myötä. Komatiittien ja komatiittisten basalttien CO₂ –metasomatoosin ja karbonaattiutumisen päävaihe on tapahtunut välillä 2750 – 2740 Ma (Luukkonen 1992).

Kloriittiliusketta esiintyy kontakteissa hiertyneenä massana jonka seassa on suuriakin (1 - 2 m) ehjiä kloriittikivi”lohkareita” ja/tai –silmiä. Myös hiertyneessä vuolukivessä, talkki-karbonaattiliuskeessa, kloriittikiveä on pieninä (läpimitta 5-10 cm) ehjinä silminä. Kloriittiliuske on syntynyt serpentiniitistä ja lisäaineena siihen on tarvittu alumiinia. Eräänä vaihtoehtona voi olla että lisäalumiini onkin peräisin CO₂ -metasomatoosin ”uuttamista” Al-köyhtyneistä komatiiteista, eikä vulkaanisista metasedimenteistä, kuten aiemmin on oletettu. Vaihtoehto on todennäköisempi siksi, että metasedimenteissä ei ole havaittavissa Al -köyhtymistä ja kloriittiliusketta esiintyy myös kahdessa gabrokontaktissa. Gabrojuonen ja itäisen komatiittikerroksen (vuolukiven) välissä on ohut n. 1 - 5 m paksu kloriittiliuskekerros, jota ei ole merkitty stratigrafiapylvääseen. Pohjoisen gabron ja serpentiniitin välittömässä kontaktissa on myös kloriittiliusketta ainakin n. 1 m paksu kerros.

10.4 Gabrojuoni – nuorin vulkanismi

Varhaisproterotsooisella ajalla n. 2450 Ma sitten komatiittien ja komatiittisten basalttien väliin purkautui gabrojuoni. Muun muuassa gabrojuonen magnesiumluvun perusteella voidaan päätellä sen olevan geokemialtaan primitiivisempi (lähempänä vaipan koostumusta) ja näin alkuperältään erilainen, kuin komatiittilaavasta fraktioituneet komatiittiset basaltit. Alueen pohjoisosassa gabron ja serpentiniitin kontaktissa lämpövaikutus aiheutti kontaktimetamorfisen aureolin, ja siinä voimakkaan porfyroblastien kasvun n. 30 m etäisyydelle kontaktista. Gabrojuoni on kauttaaltaan karbonaattiutunut, mikä on tapahtunut luultavimmin hyvin pian sen purkautumisen jälkeen. D₇ -deformaatioissa 2450 - 2400 Ma sitten D₅ ja D₆ -deformaatioiden aikaiset E-W ja N-S -rakosysteemit reaktivoituivat ja niitä pitkin kulkeneet fluidit saattoivat remobilisoida alueelle jo ennestään kasaantuneen karbonaatin. Gabrossa on paljastumilla nähtävissä E-W ja N-S -rakoilua, jossa yleisimmin esiintyy vaaleanpunertavaa serisiittiä tyynyttä felsistä juonikiveä (Kuvat 77 ja 79).

Eräs hypoteesi oli, että kaikki gabrolta näyttävät kivet edustaisivat komatiittisten basalttien karkearakeisia ja hitaasti kiteytyneitä sisäosia. Tutkimuksen edetessä kuva on kuitenkin tarkentunut. Tutkimusalueella esiintyy kahta eri-ikäistä gabrorakenteista kiveä, hypoteesin mukaisia komatiittisten basalttien karkearakeisia sisäosia, sekä nuorempi ja suurempi gabrojuoni. Gabrojuonen kemiallinen koostumus poikkeaa komatiittisten basalttien koostumuksesta. Esimerkiksi AFM -kolmiossa gabrojuonen ja komatiittisten basalttien toisistaan poikkeavat trendit ovat selvästi nähtävissä (**Kuva 99**). Gabrojuoni ei myöskään ole ollut mukana D_3 -deformatioissa, joka ympäröivissä kivissä näkyy voimakkaana pohjois-eteläsuuntaisena pääliuskeisuutena ja hiertymisenä, varsinkin komatiittisten basalttien hienorakeisissa osissa tutkimusalueen itäpuolella.

Gabrojuonen mineralogia on samankaltainen komatiittisten basalttien kanssa. Gabrossa näkyy kuitenkin hypabyssisten kivien piirteenä tyypillinen ofiittinen tai subofiittinen rakenne, mikä karkeampirakeisistakin komatiittisista basalteista puuttuu.

10.5 Nykyhetki ja tulevaisuus

Muihin alueisiin verrattuna hyvä paljastuneisuus ja kivilajijatkumo muodostavat tutkimusalueelle Suomussalmen vihreäkivivyöhykkeen stratigrafisen tyyppiprofiilin. Rytyskallion alueesta 14 ha on nykyisin Natura 2000 -aluetta, koodi FI 1200 703. Suojelupäätöksessä aluetta on kuvattu merkittäväksi kasvien kalliolajiston suojelukohteeksi, mutta se ansaitsisi olla Natura-ohjelmassa myös petrografiansa vuoksi.

Kiitokset

Kiitokseni alkuperäisille graduohjaajilleni, Heikki Papuselle ja Erkki Luukkoselle. Heikki Papunen oli projektin ”primus motor”. Erkki Luukkonen jaksoi kuljettaa opiskelijaa ekskursioilla ympäri Itä-Suomea ja Kainuuta, sekä järjesti käyttööni niin hyvän aineiston, että tämän työn loppuunsaattaminen oli mahdollista 15

vuoden jälkeenkään. Jos työn viipymisestä haluaa sanoa jotain positiivista, se on että tietotekniikka on nykyisin niin kehittynyttä, ettei tämänkaltainen ja -laajuinen esitys gradutasoisessa työssä olisi mitenkään ollut mahdollista 90-luvun puolivälissä. Antti Mäkelälle kiitokset kallioperäkartoituksen alkeiden opettamisesta ja hienoista venekartoitusretkistä Koitereella. Peter Sorjonen-Wardille kiitokset rosvopaistihetkistä Ulvovan suden majatalossa. Kimmo Pietikäiselle kiitokset pitkistä ja levottomista iltojen turinatuokioista Kellojoen tukikohdassa, kivet nauttivat edelleen deformaatiosta. Also many thanks to Sergei Svetov, I still have your gifts, fine Karelia atlas and thin section made from Palaselga spinifex sample.

Ensin työtehtävien ja sitten voimakkaiden elinolosuhdemuutosten takia opiskelu, ja sen myötä myös pitkälle valmis pro gradu -työ, jäi kesken vuonna 1997. Tekijä aloitti opinnot maisterin tutkinnon loppuun saattamiseksi uudestaan syksyllä 2009 ja proseminaarin yhteydessä uudeksi päävastuulliseksi ohjaajaksi Turun yliopiston geologian laitokselta tuli FT Markku Väisänen.

Eritiskiitokset kuuluvat Turun yliopiston Geologian osaston mestareille, Kari Yli-Kyynylle, Timo Kilpeläiselle ja erityisesti Markku Väisäselle, jotka ottivat yli kymmenen vuotta harhapoluilla kulkeneen vanhan opiskelijan ystävällisesti takaisin Alma materin suojiin. Väiski luotsasi viimeisenä graduohjaajanani tämän teini-ikään ehtineen projektin maltillisesti ja onnellisesti loppuun saakka.

Lämpimimmät kiitokseni kuuluvat kuitenkin rakkaalle vaimolleni Maijulle, joka on jaksanut kannustaa opiskelussa ja hoitanut pyyteettä kohta kolme ja puolivuotiaan Pessi-poikamme ja juuri vuoden täyttäneen Mimosa- tyttömme uusopiskeluaikanani.

Kivi on vierähtänyt sydämeltä paperille.

Kuvaluettelo

1. Tutkimusalueen sijainti Suomessa
2. Tutkimusalue peruskartalla
3. Suomussalmen vihreäkivivyöhyke
4. Suomussalmen vihreäkivivyöhykkeen ikämäärytykset
5. Vaipan ominaisuudet ajan funktiona
6. Komatiittisulan faasisuhteet
7. Oliivin kiteytyminen
8. Komatiittisen laavavirran kerrosrakenteet
9. Kumulaattiluokat
10. REE kontaminaation vaikutus
11. MgO - CaO - Al₂O₃- kolmiodiagrammi
12. Oliivinkoostumuksen tasapainotila komatiittisessa sulassa
13. Serpentinisaatio
14. Uudelleenkiteytyminen ja FeO-Fe₂O₃-SiO₂-H₂O -systeemi
15. Deserpentinisaatio
16. Karbonaattiutumisen ja MgO-SiO₂-H₂O-CO₂ P_{fluidi}-T -suhteet
17. Karbonaattiutumisen ja MgO-SiO₂-H₂O-CO₂ isobaarinen T-X(CO₂) -diagrammi
18. Luoma-Suomussalmi-ryhmän tektoninen kontakti
19. Paljastumavalo kuva 125A22
20. Paljastumavalo kuva 125A21
21. Paljastumavalo kuva 125A19
22. Paljastumavalo kuva 125A7
23. Paljastumavalo kuva 125
24. Paljastumavalo kuva 99K13
25. Paljastumavalo kuva 99K4
26. Paljastumavalo kuva 99K
27. Paljastumavalo kuva 83E
28. Paljastumavalo kuva 128A
29. Paljastumavalo kuva 128E
30. Paljastumavalo kuva 87D
31. Paljastumavalo kuva 87I
32. Paljastumavalo kuva 90C
33. Paljastumavalo kuva 99F
34. Paljastumavalo kuva 99F
35. Paljastumavalo kuva 99F
36. Paljastumavalo kuva 99F
37. Paljastumavalo kuva 100A
38. Paljastumavalo kuva 100B
39. Paljastumavalo kuva 100B
40. Paljastumavalo kuva 100C

41. Paljastumavalokuva 100E
42. Paljastumavalokuva 100F
43. Paljastumavalokuva 100F
44. Paljastumavalokuva 101H
45. Paljastumavalokuva 116D
46. Paljastumavalokuva 121F
47. Paljastumavalokuva 157D
48. Paljastumavalokuva 157E
49. Paljastumavalokuva 171B
50. Paljastumavalokuva 102I
51. Paljastumavalokuva 102I
52. Paljastumavalokuva 116A
53. Paljastumavalokuva 116B
54. Paljastumavalokuva 117A
55. Paljastumavalokuva 117M
56. Käsinäyte 84E
57. Käsinäyte 87D
58. Käsinäyte 87G
59. Käsinäyte 90C
60. Käsinäyte 90D
61. Käsinäyte 92I
62. Käsinäyte 93O
63. Käsinäyte 100B
64. Käsinäyte 101H
65. Käsinäyte 102C
66. Käsinäyte 103D
67. Käsinäyte 117L
68. Käsinäyte 117M
69. Käsinäyte 121F
70. Käsinäyte 126C
71. Paljastumavalokuva 160E
72. Paljastumavalokuva 161A
73. Paljastumavalokuva 166A
74. Paljastumavalokuva 168C
75. Paljastumavalokuva 150H
76. Paljastumavalokuva 150H
77. Paljastumavalokuva 150H
78. Paljastumavalokuva 151E
79. Paljastumavalokuva 159A
80. Paljastumavalokuva 176A
81. Paljastumavalokuva 176G
82. Paljastumavalokuva 176F

83. Paljastumavalokuva 89J
84. Paljastumavalokuva 94J
85. Paljastumavalokuva 114Q
86. Paljastumavalokuva 114Q
87. Hiedia ohuthieestä 225, paljastuma 101H
88. Hiedia ohuthieestä 218, paljastuma 78H
89. Hiedia ohuthieestä 136, paljastuma 79
90. Hiedia ohuthieestä 138, paljastuma 80F
91. Hiedia ohuthieestä 151, paljastuma 93K
92. Hiedia ohuthieestä 63, paljastuma 150H
93. Hiedia ohuthieestä 100, paljastuma 161C
94. Hiedia ohuthieestä 103, paljast. 161G
95. Paljastumavalokuva 98
96. Paljastumavalokuva 99F
97. Paljastumavalokuva 102N
98. Paljastumavalokuva 116C
99. AFM -kolmiodiagrammi
100. Jensenin kationidiagrammi
101. CaO-MgO-Al₂O₃-erotteludiagrammi
102. A. MgO-Mg# -variaatiidiagrammi
102. B. Al₂O₃-TiO₂ log -variaatiidiagrammi
102. C. MgO-Al₂O₃ -variaatiidiagrammi
102. D. MgO-TiO₂ log -variaatiidiagrammi
102. E. MgO-Al₂O₃/TiO₂ log -variaatiidiagrammi
102. F. MgO-FeO -variaatiidiagrammi
102. G. MgO-MnO -variaatiidiagrammi
102. H. MgO-CaO -variaatiidiagrammi
102. I. MgO-Sr -variaatiidiagrammi
102. J. MgO-V -variaatiidiagrammi
102. K. MgO-Cr -variaatiidiagrammi
102. L. MgO-Ni -variaatiidiagrammi
102. M. MgO-Cu -variaatiidiagrammi
102. N. MgO-Zn -variaatiidiagrammi
103. [Al₂O₃] vs. [TiO₂] esittely
104. Rytysanalyysit [Al₂O₃] vs. [TiO₂] -diagrammissa
105. Pearce et al.-kolmiodiagrammi
106. Kemostratigrafia, pääalkuaineet
107. Kemostratigrafia, hivenalkuaineet 1
108. Kemostratigrafia, hivenalkuaineet

Lyhenteitä ja sanastoa

An = antofylliitti, amfiboli, $Mg_7Si_8O_{22}(OH)_2$

Atg = antigoriitti, $Mg_3[Si_2O_5](OH)_4$, monokliininen serpentiini

BIF = banded iron formation, sedimenttisyntyinen raitainen rautamuodostuma

Brc = brusiitti, $Mg(OH)_2$

Ctl = krysotiili, $Mg_3[Si_2O_5](OH)_4$, rombinen serpentiini

Emäksinen = sisältää 42 – 52 % SiO_2

En = enstatiitti, ortopyrokseeni, $Mg_2Si_2O_6$

Felsinen = sis. yli 75 % felsisiä mineraaleja: kvartsia, ortoklaasia ja plagioklaasia

Fo = forsteriitti, Mg-oliviini, Mg_2SiO_4

Hapan = SiO_2 pitoisuus on > 66 %

HFSE = High Field Strength Element, korkean kidekenttäenergian omaava alkuaine

Inermediäärinen = SiO_2 pitoisuus on 52 – 66 %

Kalkkialkalininen = vähärautaiset andesiitit, dasiitit ja ryoliitit, ei-tholeiitit

LFSE = Low Field Strength Element, matalan kidekenttäenergian omaava alkuaine

Lz = lizardiitti, $Mg_3[Si_2O_5](OH)_4$, trigoninen serpentiini

Mafinen = sis. runs. Mg – Fe - mineraaleja, mm. oliviinia, pyrokseenia, amfibolia ja biotiittia

Mgs = magnesiitti, $MgCO_3$

Mgt = magnetiitti, Fe_3O_4

Qtz = kvartsi, SiO_2

REE = Rare Earth Elements, harvinaiset maametallit

Subalkalininen = ryhmänimi tholeiiteille ja kalkkialkalisille kiville

Tholeiittinen = rautapitoinen normatiivista ortopyrokseenia sisältävä basaltti

TKS = Tipasjärvi – Kuhmo - Suomussalmi

Tlc = talkki, $Mg_3Si_2O_5(OH)_4$

TTG = tonaliitti – trondjemiitti – granodioriitti

Ultraemäksinen = SiO_2 pitoisuus on < 45 %

XRF = X-ray fluorescence, röntgensädefluoresenssi, analyysimenetelmä

Mm. **Neuendorf et al. (2005)** mukaan.

Lähteet:

Aitken B. G. ja Echeverria L. M., 1984. Petrology and geochemistry of komatiites and tholeiites from Gorgona island, Colombia. Contributions to Mineralogy and Petrology **86**:94-105.

Arndt N. T., 1976. Melting relations of ultramafic lavas (komatiites) at 1 atm and high pressure. Carnegie Institute Washington, Yearbook **75**:559-561.

Arndt N. T., 1977. Thick, layered peridotite-gabbro lava flows in Munro township, Ontario. Canadian Journal of Earth Sciences **14**:2620-2637.

Arndt N. T., 1983. Element mobility during komatiite alteration. EOS, Transactions, American Geophysical Union **64**:331.

Arndt N. T., 1986. Differentiation of komatiite flows. Journal of Petrology **27**:279-303.

Arndt N. T., 1994. Archean komatiites. Teoksessa: Condie K.C., toim. Archean crustal evolution. Developments of Precambrian Geology **11**:11-40.

Arndt N. T., Lesher C. M. ja Barnes S., 2008. Komatiite. Monografia, Cambridge University Press. 467 s.

Arndt N. T., Naldrett A. J. ja Pyke D. R., 1977. Komatiitic and iron-rich tholeiitic lavas of Munro Township, northeast Ontario. Journal of Petrology **18**:319-369.

Arndt N. T. ja Nisbet E. G., 1982. What is komatiite? Teoksessa: Arndt N.T. ja Nisbet E.G., toim. Komatiites. George Allen & Unwin. S. 19-26.

Auvray B., Blais S., Jahn B. M. ja Piquet D., 1982. Komatiites and the komatiitic series of the Finnish greenstone belts. Teoksessa: Arndt N.T. ja Nisbet E.G., toim. Komatiites. George Allen & Unwin. S. 131-146.

Barnes S. J., 1985. The petrography and geochemistry of komatiite flows from the Abitibi Greenstone Belt and a model for their formation. *Lithos* **18**:241-270.

Barnes S. J., Hill R. E. T. ja Gole M. J., 1988. The Perseverance ultramafic complex, Western Australia: the product of a komatiite lava river. *Journal of Petrology* **29**:305-331.

Barnes S. J., Leshner C. M. ja Keays R. R., 1995. Geochemistry of mineralised and barren komatiites from the Perseverance nickel deposit, Western Australia. *Lithos* **34**:209-234.

Berman, R. G., 1988. Internally consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O-K₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂-H₂O-CO₂. *Journal of Petrology* **29**:445-523.

Berman, R. G., Engi, M. ja Greenwood, H. J., 1986. Derivation of internally consistent thermodynamic data by the technique of mathematical programming: a review with application to the system MgO-SiO₂-H₂O. *Journal of Petrology* **27**:1331-1364.

Blais S., Auvray B., Capdevila R., Jahn B. M., Hameurt J. ja Bertrand J. M., 1978. The archean greenstone belts of Karelia and their komatiitic and tholeiitic series. Teoksessa: Windley B.F. ja Naqvi S.M., toim. Archean geochemistry. *Developments in Precambrian Geology* **1**:87-107.

Blais S. ja Auvray B., 1990. Serpentinization in the Archean komatiitic rocks of the Kuhmo Greenstone Belt, Eastern Finland. *Canadian Mineralogy* **28**:55-66.

Bucher K. ja Frey M., 1994. Petrogenesis of Metamorphic Rocks. 6th Edition Complete Revision of Winkler's Textbook. Springer-Verlag. S. 147-169.

Campbell I. H., Griffiths R. W. ja Hill R. I., 1989. Melting in a Archaean mantle plume: head it's basalts, tails it's komatiites. *Nature* **339**:697-699.

Cas R. A. F. ja Wright J. V., 1988. Volcanic Successions. Chapman & Hall,

528 s.

Condie K. C., 1981. Archean greenstone belts. *Developments in Precambrian Geology* **3**:67-130.

Condie K. C., 1997. *Plate Tectonics and Crustal Evolution*, 4. painos. Butterworth-Heinemann. 282 s.

Deer W. A., Howie R. A. ja Zussman J., 1992. *An Introduction to the Rock-forming Minerals*. 2. painos. Longman. 696 s.

Donaldson C. H., 1976. An experimental investigation of olivine morphology. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **57**:187-213.

Donaldson C. H., 1983. Spinifex-textured komatiites: a review of textures, mineral compositions and layering. Teoksessa: Arndt N.T. ja Nisbet E.G., toim. *Komatiites*. George Allen & Unwin. S. 213-244.

Echeverria L. M., 1980. Tertiary or Mesozoic komatiites from Gorgona Island, Colombia: field relations and geochemistry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **73**:253-266.

Engel W. W. ja Diez G.-J., 1989. A modified stratigraphy and tectono-magmatic model for the Suomussalmi greenstone belt, Eastern Finland, based on the re-mapping of the Ala-Luoma area. *Bulletin of the Geological Society of Finland* **61**:143-160.

Fettes D. ja Desmons J., 2007. *Metamorphic rocks. A Classification and Glossary of Terms*. Cambridge. 244 s.

FINSTRATI 2010. Hierarkinen lista Suomen kallioperän yksiköistä, GTK.
www.geo.fi/pics/FINSTRATI_UNITS_02_03_2010.pdf

Gaal G. ja Gorbatshev R., 1987. An outline of the precambrian evolution of the Baltic shield. *Precambrian Research* **35**:15-52.

Gole M. J., Barnes S. J. ja Hill R. E. T., 1990. Partial melting and recrystallization of Archaean komatiites by residual heat from rapidly accumulated flows. *Contributions to Mineralogy Petrology* **105**:704-714.

Groves D.J. ja Hudson D.R., 1981. The nature and origin of Archaean stratabound volcanic-associated nickel-iron-copper sulphide deposits. Teoksessa: Wolfe, K.H. toim. *Handbook of stratabound and stratiform ore deposits*. Vol.9. Elsevier. S. 305-410.

Gruau G., Jahn B. M., Glikson A. Y., Davy R., Hickman A. H. ja Chauvel C., 1987. Age of Talga-Talga Subgroup, Pilbara Block, Western Australia, and early evolution of the mantle: new Sm-Nd isotopic evidence. *Earth and Planetary Science Letters* **85**:105-116.

Hanski E. J., 1984. Geology of the gabbro-wehrlite association in the eastern part of the Baltic shield. Arkeisten alueiden malmiprojekti. Oulun yliopisto, raportti 20. 78 s.

Hanski E. J., 1992. Petrology of the Pechenga ferropicrites and cogenetic, Ni-bearing gabbro-wehrlite intrusions, Kola Peninsula, Russia. *Bulletin of the Geological Survey of Finland* **367**. 192 s.

Hanski E. J., Huhma H., Rastas P. ja Kamenetsky V. S., 2001. The Palaeoproterozoic komatiite-picrite association of Finnish Lapland. *Journal of Petrology* **42**:855-876.

Heilimo E., Mikkola P. and Halla J., 2007. Age and petrology of the Kaapinsalmi sanukitoid intrusion in Suomussalmi, Eastern Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland* **79**,117-125.

Heilimo E., Halla J. & Huhma H., 2011. Single-grain zircon U-Pb age constraints of the western and eastern sanukitoid zones in the Finnish part of the Karelian Province. *Lithos* **121**:87-99.

Hill R. E. T., Barnes S. J., Gole M. J. ja Dowling S. E., 1990. Physical

volcanology of komatiites. Geological Society of Australia Excursion Guide Book No. 1. 74 s.

Hill R. E. T., Barnes S. J., Gole M. J. ja Dowling S. E., 1995. The volcanology of komatiites as deduced from field relationships in the Norseman-Wiluna greenstone belt, Western Australia. *Lithos* **34**:159-188.

Huhma H., Mänttari I., Peltonen P., Halkoaho T., Hölttä P., Juopperi H., Konnunaho J., Kontinen A., Lahaye Y., Luukkonen E., Pietikäinen K. ja Sorjonen-Ward P., 2010. Age and Sm-Nd isotopes on the Archean greenstone belts in Finland. Litosphere 2010 Symposium, October 27-28, 2010, Helsinki. S. 13-16.

Huhma H., Mänttari I., Peltonen P., Kontinen A., Halkoaho T., Hanski E., Hokkanen T., Hölttä P., Juopperi H., Konnunaho J., Layahe Y., Luukkonen E., Pietikäinen K., Pulkkinen A., Sorjonen-Ward P., Vaasjoki M. ja Whitehouse M., 2012. The age of the Archaean greenstone belts in Finland. Geological Survey of Finland, Special Paper **54**:74–175.

Huhma H., Mänttari I. ja Vaasjoki M., 1999. Dating the Finnish Archaean greenstone belts - isotope geology. Teoksessa: Papunen H. ja Eilu P., toim. Geodynamic evolution and metallogeny of the Central Lapland, Kuhmo and Suomussalmi greenstone belts, Finland. University of Turku, Institute of geology and mineralogy publication **42**:72-74.

Huppert H. E. ja Sparks R. S. J., 1985. Komatiites I: eruption and flow. *Journal of Petrology* **26**:694-725.

Hölttä P., Balagansky V., Garde A.A., Mertanen S., Peltonen P., Slabunov A., Sorjonen-Ward P. ja Whitehouse M., 2008. Archean of Greenland and Fennoscandia. *Episodes* **31**:13–19.

Irvine T. N., 1982. Terminology for layered intrusions. *Journal of Petrology* **23**:127-162.

Irvine T. N. ja Baragar W. R. A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* **8**:523-548.

Jackson E. D., 1968. Ultramafic cumulates in the Stillwater, Great Dyke and Bushveld intrusions. Teoksessa: Wyllie P. J., toim. *Ultramafic and Related Rocks*. Wiley. S. 20-38.

Jahn Bor-Ming, Auvray B., Blais S., Capdevila R., Cornichet J. Vidal P. ja Hameurt J., 1980. Trace element geochemistry and petrogenesis of Finnish greenstone belts. *Journal of Petrology* **21**:201-244.

Janoušek V., Farrow C. M. ja Erban V., 2006. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology* **47**:1255-1259.

Jensen L. S., 1976. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Department of Mines, Miscellaneous Paper **66**:1-22.

Kerr A. C., Marriner G. F., Arndt N. T., Tarney J., Nivia A., Saunders A. D. ja Duncan R. A., 1996. The petrogenesis of Gorgona komatiites, picrites and basalts: new field, petrographic and geochemical constraints. *Lithos* **37**:245-260.

Kerr A. C. ja Arndt N. T., 2001. A Note on the IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks. *Journal of Petrology* **42**:2169-2171.

Kilpelä M., 1991. Itä-Kainuun varhaisproterotsooiset diabaasit. Pro gradu, Turun yliopisto. 113 s.

Käpyaho A., 2007. Archaean crustal evolution in eastern Finland: new geochronological and geochemical constraints from the Kuhmo terrain and the Nurmes belt. Geological Survey of Finland. 97 s.

Käpyaho A., Hölttä P. ja Whitehouse M. J., 2007. U-Pb zircon geochronology of selected Archaean migmatites in eastern Finland. *Bulletin of the Geological*

Society of Finland **79**:95-115.

Lampinen H., 2005. Karbonaattiutumisen ja siihen liittyvä kultamalmin muodostus arkeisella Kuhmon-Suomussalmen vihreäkiviyöhykkeellä. Pro gradu, Turun yliopisto. 173 s.

Laurent R. ja Hebert Y., 1979. Paragenesis of serpentine assemblages in harzburgite tectonite and dunite cumulate from the Quebec Appalachians. *Canadian Mineralogist* **17**:857-869.

Le Bas M. J., 2000. IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks. *Journal of Petrology* **41**:1467-1470.

Le Maitre R. W.(editor), Streckeisen A., Zanettin B., Le Bas M. J., Bonin P., Bateman P., Bellieni G., Dudek A., Efremova S., Keller J., Lameyre J., Sabine P.A., Schmid R., Sörensen H. ja Woolley A. R. 2002. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Toinen painos. Cambridge University Press. 236 s.

Leshner C. M. ja Arndt N.T., 1995. REE and Nd isotope geochemistry, petrogenesis and volcanic evolution of contaminated komatiites at Kambalda, Western Australia. *Lithos* **34**:127-157.

Luukkonen E. J., 1988. The structure and stratigraphy of the northern part of the late Archaean Kuhmo greenstone belt, eastern Finland. Teoksessa: Marttila E., toim. Archaean Geology of the Fennoscandian Shield, Geological Survey of Finland, Special Paper **4**:71-96.

Luukkonen E. J., 1992. Late Archean and Early Proterozoic Structural Evolution in the Kuhmo-Suomussalmi Terrain, Eastern Finland, väitös. *Annales Universitatis Turkuensis. Sarja-Series A* **78**. 113 s.

Luukkonen E. J. ja Sorjonen-Ward P., 1998. Arkeinen kallioperä-ikkuna 3 miljardin vuoden taakse. Teoksessa: Suomen kallioperä, 3000 vuosimiljoonaa. Suomen Geologinen Seura, Helsinki. S. 106-137.

Luukkonen E. J., Halkoaho T., Hartikainen A., Heino T., Niskanen M., Pietikäinen K. ja Tenhola M., 2002. Itä-Suomen arkeaiset alueet -hankkeen (12201 ja 2105000) toiminta vuosina 1992-2001 Suomussalmen, Hyrynsalmen, Kuhmon, Nurmeksen, Rautavaaran, Valtimon, Lieksan, Ilomantsin, Kiihtelysvaaran, Enon, Kontiolahden, Tohmajärven ja Tuupovaaran alueella. Geologian tutkimuskeskus, raportti M19/4513/2002/1. 265 s. Www-lähde: http://arkisto.gsf.fi/m19/4513/m19_4513_2002_1.pdf

Maltman A. J., 1978. Serpentine textures in Anglesey, North Wales, United Kingdom. Geological Society of America Bulletin **89**:972-980.

Martin H., Auvray B., Blais S., Capdevila R., Hameurt J., Jahn B. M., Piquet D., Querre G. ja Vidal Ph., 1984. Origin and geodynamic evolution of the Archean crust of eastern Finland. Bulletin of the Geological Society of Finland **56**:135-160.

Matisto A., 1954. Suomussalmi. Suomen geologinen yleiskartta, lehti D5, kivilajikartta, 1:400 000. Geologinen tutkimuslaitos, Helsinki.

Matisto A., 1958. Suomussalmi. Suomen geologinen yleiskartta, lehti D5, kivilajikartan selitys, 1:400 000. Geologinen tutkimuslaitos, Espoo. 115 s.

McGovern P. J. ja Schubert G., 1989. Thermal evolution of the earth: effects of volatile exchange between atmosphere and interior. Earth and Planetary Science Letters **96**:27-37.

Mikkola P., Huhma H., Heilimo E. ja Whitehouse M., 2011a. Archean crustal evolution of the Suomussalmi district as part of the Kianta Complex, Karelia: Constraints from geochemistry and isotopes of granitoids. Lithos **125**:287-307.

Mikkola P., Salminen P., Torppa A. ja Huhma H., 2011b. The 2.74 Ga Likamännikkö complex in Suomussalmi, East Finland: Lost between sanukitoids and truly alkaline rocks? Structural observations. Lithos **125**:716-728.

Nesbitt R. W., 1971. Skeletal crystal forms in ultramafic rocks of the Yilgarn

Block, Western Australia: evidence for an Archaean ultramafic liquid. Teoksessa: Glover J. E., toim. Symposium on Archaean Rocks Held at Perth, 23-26 May 1970. Geological Society of Australia Special Publication no 3:331-348.

Nesbitt R. W., Jahn B. M. ja Purvis A. C., 1982. Komatiites: an early Precambrian phenomenon. Journal of Volcanology and Geothermal Research 14:31-45.

Nesbitt R. W., Sun S. S. ja Purvis A. C., 1979. Komatiites: Geochemistry and genesis. Canadian Mineralogist 17:165-186.

Neuendorf K.K.E., Mehl J.P. ja Jackson J.A., 2005. Glossary of Geology. 5th edition. AGI. 779 s.

Nisbet E. G. 1982. The tectonic setting and petrogenesis of komatiites. Teoksessa: Arndt N.T. ja Nisbet E.G., toim. Komatiites. George Allen & Unwin. S. 501-520.

Nisbet E. G., Bickle M. J. & Martin A. 1977. The mafic and ultramafic lavas of the Belingwe greenstone belt, Rhodesia. Journal of Petrology 18:521-566.

O'Hanley D. S. 1996. Serpentinites. Records of Tectonic and Petrological History. Oxford monographs on geology and geophysics 34, Oxford University Press. 277 s.

Ojala J. 2003. Härmänkylä 1:10 000 Palaeo-stress Modelling (a confidential report for Outokumpu Mining Oyj). Geological Survey of Finland, Report CM19/4412/2003/3/10. Ei tekijän käytössä. Tähän viitannut **Lampinen 2005.**

Oskarsson N., Sigvaldson G.E. ja Steinthorsson S., 1982. A dynamic model of rift zone petrogenesis and the regional petrology of Iceland. Journal of Petrology 23:28-74.

Papunen H., Halkoaho T. ja Luukkonen E. J., 2009. Archean evolution of the

Tipasjärvi-Kuhmo-Suomussalmi greenstone complex, Finland. Geological Survey of Finland, Bulletin **403**:1-68.

Patchett J., Kouvo O., Hedge C. ja Tatsumoto M., 1981. Evolution of continental crust and mantle heterogeneity: evidence from Hf isotopes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **78**:279-297.

Pearce J. A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. Teoksessa: Hawkesworth C.J. ja Norry M.J., toim. *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva Publishing. S. 230-249.

Pearce T. H., Gorman B. E. ja Birkett T. C., 1977. The relationship between major element geochemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters* **36**:121–132.

Perring C. S., Barnes S. J. ja Hill R. E. T., 1995. The physical volcanology of Archaean komatiite sequences from Forrestania, Southern Cross Province, Western Australia. *Lithos* **34**:189-207.

Piirainen T., 1988. The geology of the Archaean greenstone-granitoid terrain in Kuhmo, Eastern Finland s. 39-51. Teoksessa: Marttila E., toim. *Archaean Geology of the Fennoscandian Shield*. Geological Survey of Finland, Special Paper **4**:39-51.

Pinsent R. H. & Hirst D. M., 1977. The metamorphism of the Blue River ultramafic body, Cassiar, British Colombia, Canada. *Journal of Petrology* **18**:567-594.

Poutiainen M. ja Luukkonen E. J., 1994. The geology and fluid inclusion studies of some epigenetic gold deposits in the Archean Kuhmo and Suomussalmi greenstone belts, eastern Finland. Teoksessa: Izquierdo M. G., Suarez A. M. C., Guevara G. M., Vanko D. ja Viaggio G. J. C., toim. *Fifth Biennial Pan-American Conference on Research on Fluid Inclusions*, Cuernavaca, Morelos, Mexico, May 19–21, 1994. Abstracts. S. 77–78.

Pyke D. R., Naldrett A. J. ja Eckstrand O. R., 1973. Archean Ultramafic flows in Munro Township, Ontario. Bulletin of the Geological Society of America **84**:955-978.

Renner R., 1989. Cooling and crystallization of komatiite flows from Zimbabwe, Ph. D. väitös. University of Cambridge. 162 s.

Richter F. M., 1988. A major change in the thermal state of the earth at the Archean-Proterozoic boundary: Consequences for the nature and preservation of continental lithosphere. Journal of Petrology, Special lithosphere issue. S. 39-52.

Rollinson H., 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman. 352 s.

Seewald J. S. ja Seyfried W. E., 1990. The effect of temperature on metal mobility in subseafloor hydrothermal systems: constraints from basalt alteration experiments. Earth and Planetary Science Letters **101**:388-403.

Smith H. S. ja Erlank A. J., 1982. Geochemistry and petrogenesis of komatiites from the Barberton greenstone belt, South Africa. Teoksessa: Arndt N.T. ja Nisbet E.G., toim. Komatiites. George Allen & Unwin. S. 347-397.

Sorjonen-Ward P. ja Luukkonen E. J., 2005. Archean rocks. Teoksessa: Ed. Lehtinen M., Nurmi P.A. ja Rämö O.T., toim. Precambrian Geology of Finland. Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield. Developments in Precambrian Geology **14**:19-99.

Sorjonen-Ward P., Nironen M. ja Luukkonen E. J., 1997. Greenstone associations in Finland. Teoksessa: de Wit M. J. ja Ashwal L. D., toim. Greenstone Belts. Oxford University Press. S. 677-698.

Springer R. K., 1974. Contact metamorphosed ultramafic rocks in the western

Sierra Nevada Foothills, California. *Journal of Petrology* **15**:160-195.

Sun S.-S., 1982. Chemical composition and origin of the earth's primitive mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **46**:179-192.

Sun S.-S. ja Nesbitt R. W., 1977. Chemical heterogeneity of the Archean mantle, composition of the Earth and mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters* **35**:429-448.

Turner J. S., Huppert H. E. ja Sparks R. S. J., 1986. Komatiites II. Experimental and Theoretical Investigations of Post-emplacement Cooling and Crystallisation. *Journal of Petrology* **27**:397-437.

Vaasjoki M., Taipale K. ja Tuokko I., 1999. Radiometric dates and other isotopic data bearing on the evolution of the Archaean Crust and ores in the Kuhmo-Suomussalmi area, eastern Finland. *The Bulletin of the Geological Society of Finland* **71**:155-176.

Vidal Ph., Blais S., Jahn B. M., Capdevila R. ja Tilton G. R., 1980. U-Pb and Rb-Sr systematics of the Suomussalmi Archaean Greenstone belt (eastern Finland). *Geochimica et Cosmochimica Acta* **44**:2033-2044.

Viljoen M. J. ja Viljoen R. P., 1969a. An Introduction to the geology of the Barberton granite-greenstone terrain. Teoksessa: Upper Mantle Project - South African National Committee Symposium, July 1969. Geological Society of South Africa Special Publication no **2**:9-28.

Viljoen R. P. ja Viljoen M. J., 1969b. The effects of metamorphism and serpentinization of the volcanic and associated rocks of the Barberton region. Teoksessa: Upper Mantle Project - South African National Committee Symposium, July 1969. Geological Society of South Africa Special Publication no **2**:29-53.

Vuollo J., 1994. Paleoproterozoic Basic Igneous Events in Eastern Fennoscandian Shield Between 2.45 and 1.97 Ga, väitös. *Acta Universitatis*

Ouluensis Series A, Scientiae Rerum Naturalium **250**. 47 s. + original papers.

Vuollo J. ja Huhma H., 2005. Paleoproterozoic mafic dikes in NE Finland. Teoksessa: Lehtinen M., Nurmi P.A. ja Rämö O.T., toim. Precambrian geology of Finland. Key to the evolution of the fennoscandian shield. Developments in precambrian geology **14**:195-236.

Wadsworth W. J., 1985. Terminology of postcumulus processes and products in the Rhum layered intrusions, Geological Magazine **122**:549-554.

Wadsworth W. J., 1989. Cumulate textures. Teoksessa: Bowes D. R., toim. The Encyclopedia of Igneous and Metamorphic Petrology. Van Nostrand Reinhold. S. 112-117.

Wager L. R. ja Brown G. M., 1968. Layered Igneous Rocks. Oliver & Boyd. 588 s.

Wager L. R., Brown G. M. ja Wadsworth W. J., 1960. Types of igneous cumulates, Journal of petrology **1**:73-85.

Wager L. R. ja Deer W. A., 1939. Geological investigations of East Greenland, Part III. The petrology of the Skaergaard intrusion, Kangerdlugssuaq, East Greenland. Meddelelser om Grønland **105**:1-352. Museum Tusulanum Press, 2010 facsimilejulkaisu vuoden 1962 uusintapainoksesta.

Wicks F. J. ja Whittaker E. J. W., 1977. Serpentine textures and serpentinization. Canadian Mineralogist **15**:459-488.

Wicks F. J., Whittaker E. J. W. ja Zussman J., 1977. An idealized model for serpentine textures after olivine. Canadian Mineralogist **15**:446-458.

Wilkinson J.F.G., 1982. The genesis of mid-ocean ridge basalt. Earth Science Reviews **18**:1-57.

Windley B. F. ja Bridgwater D., 1971. The evolution of Archaean low- and

high-grade terrains. Teoksessa: Glover J. E., toim. Symposium on Archaean Rocks held at Perth, 23-26 May 1970. Geological Society of Australia Special Publication No. 3: 33-46.

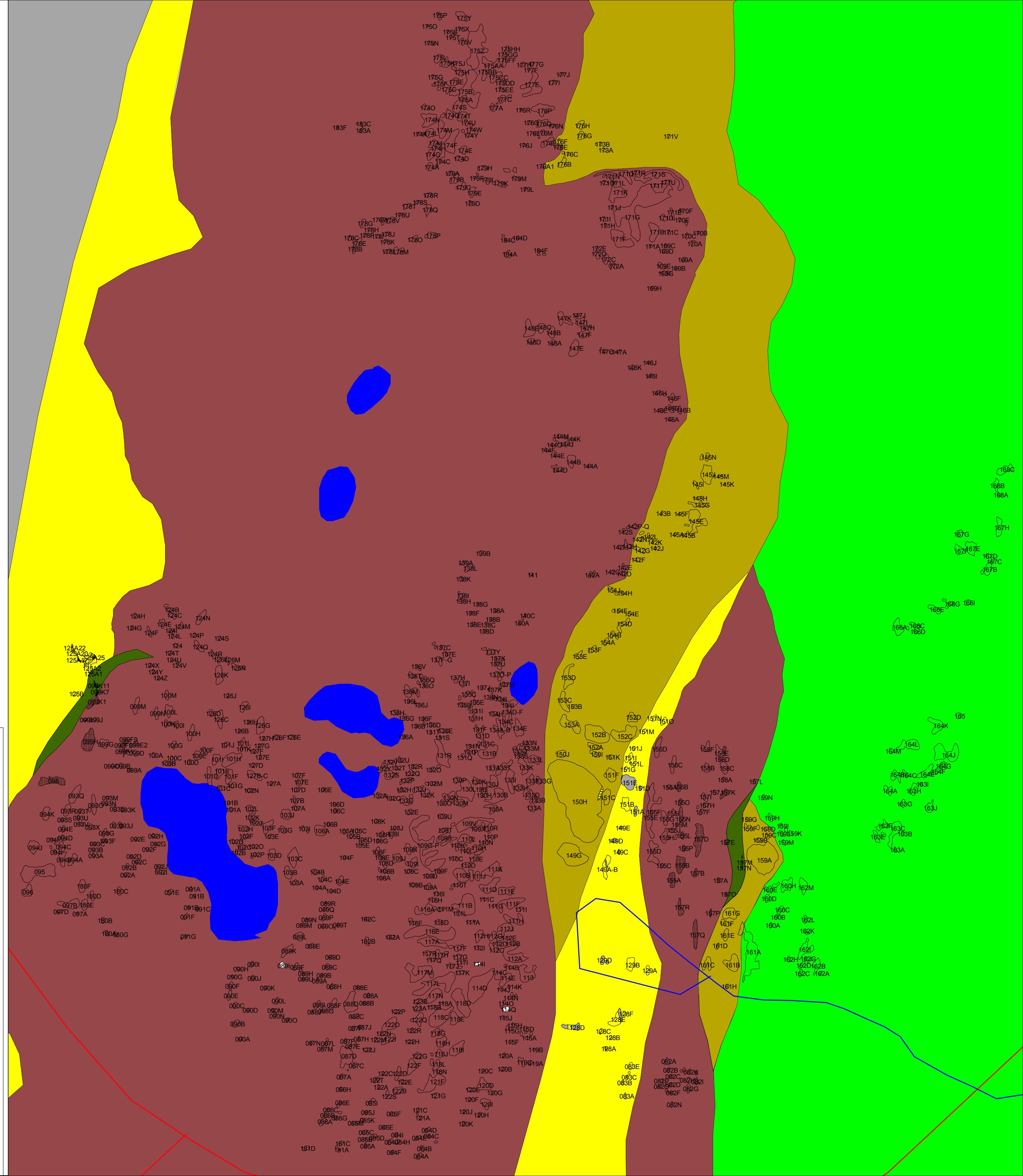
Zhang Y., 1981. Metamorphic olivine in peridotite komatiite flows, Lac Guyer, Quebec: discussion. *Canadian Mineralogist* **19**:361.

Liite 1 A Paljastumakartta

alkuperäiset havaintonnumerot ovat muotoa JKI-xxx-96, esim. JKI-100F-96, tässä lyhennettynä 100F.










Karttaselitys

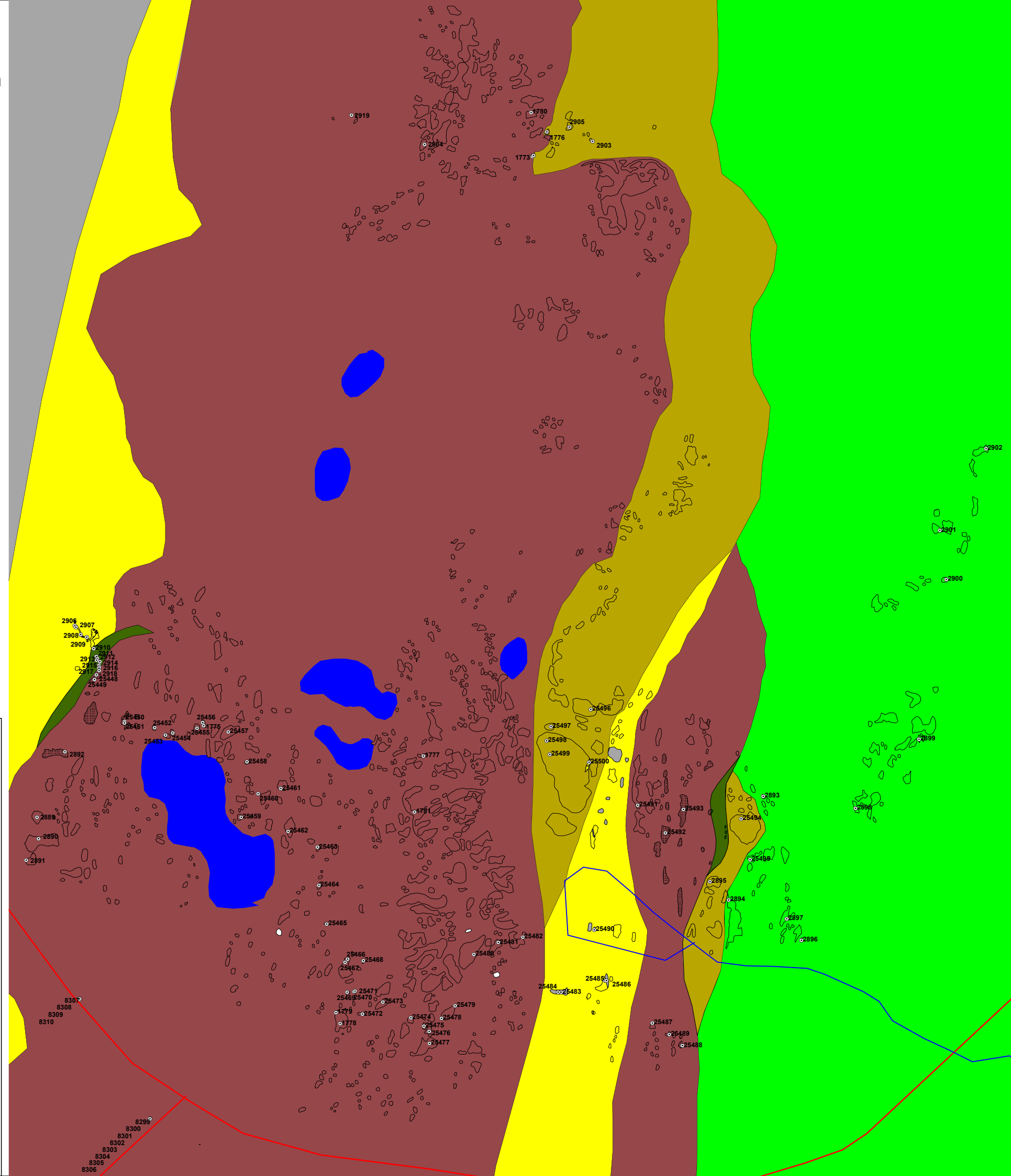
- Felsinen juoni
- Gabro
- Karbonaatti
- Kloriittiliuske
- Komatiittinen Mg-basaltti
- Luoma fels. vulk./metasedim.
- Luoma interm. vulk./metasedim.
- Metakomatiitti/metaoliviinikumulaatti
- Metakomatiitti/vuolukivi
- Plagioklaasiporfyyri
- Lammet
- Puot
- Tiet



Liite 1 B analyysipaljastumat analyysinumeron mukaan














Karttaselitys

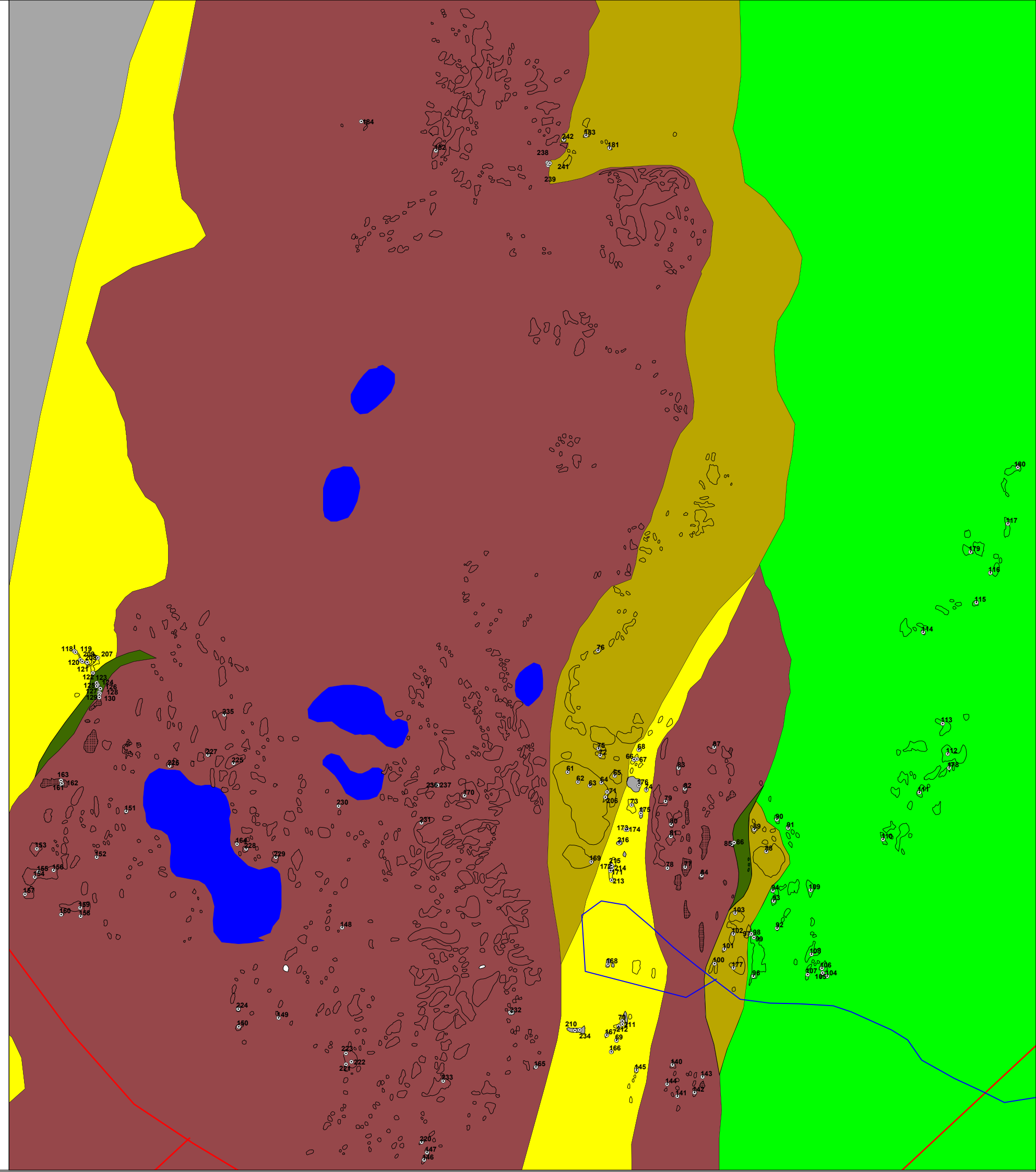
-  Felsinen juoni
-  Gabro
-  Karbonaatti
-  Kloriittiliuske
-  Komatiittinen Mg-basaltti
-  Luoma fels. vulk./metasedim.
-  Luoma interm. vulk./metasedim.
-  Metakomatiitti/metaoliviinikumulaatti
-  Metakomatiitti/vuolukivi
-  Plagioklaasiporfyyri
-  Lammet
-  Purot
-  Tiet



Liite 1 C. Hiepaljastumat hienumeron mukaan

Karttaselitys

-  Felsinen juoni
-  Gabro
-  Karbonaatti
-  Kloriittiliuske
-  Komatiittinen Mg-basaltti
-  Luoma fels. vulk./metasedim.
-  Luoma interm. vulk./metasedim.
-  Metakomatiitti/metaoliviinikumulaatti
-  Metakomatiitti/vuolukivi
-  Plagioklaasiporfyryri
-  Lammet
-  Purot
-  Tiet



Liite 2. Kemostratigrafiaprofiileissa (Kuvat 106, 107 ja 108) mukana olleet analyysit.

Näyte		2906	2907	2908	2909	2910
Havaintonumero		JKI-96-180.1	JKI-96-180.2	JKI-96-180.3	JKI-96-180.4	JKI-96-180.5
Etäisyys (W-E) m		0	2	7	10	18
X		4466347	4466347	4466350	4466354	4466358
Y		7244777	7244776	7244772	7244770	7244763
Kivilaji		I Vulk	I Vulk	H Juoni	H Juoni	I Vulk
SiO ₂ norm.	%	58.7	53.09	82.86	83.32	59.63
TiO ₂ norm.	%	0.841	0.487	0.314	0.271	0.642
Al ₂ O ₃ norm.	%	23.9	17.98	8.82	8.69	23.21
Fe ₂ O ₃ t norm	%	4.58	19.04	1.99	1.37	1.74
MnO norm.	%	0.03	0.13	0.03	0.02	0.04
MgO norm.	%	3.27	4.37	1.47	1.8	5
CaO norm	%	0.44	1.11	0.22	0.26	1.5
Na ₂ O norm.	%	4.1035	3.5005	4.2441	4.1759	6.1294
K ₂ O norm.	%	4.0929	0.2022	0.0446	0.0495	2.0709
P ₂ O ₅ norm.	%	0.0455	0.0841	0.0223	0.0495	0.0562
Mg#		41.46	18.57	42.2	56.45	73.8
Al ₂ O ₃ /TiO ₂		28.43	36.9	28.1	32.05	36.14
Volatiilit		5.45	6.01	1.27	1.1	3.91
Kerroin		1.058	1.064	1.013	1.011	1.040
Sc	ppm	17	5	n.d.	n.d.	30
V	ppm	186	108	50	54	190
Cr	ppm	295	150	76	72	255
Ni	ppm	61	93	48	154	184
Cu	ppm	28	52	13	n.d.	n.d.
Zn	ppm	68	151	153	34	57
Ga	ppm	32	30	17	17	34
As	ppm	5	2	2	1	2
S	ppm	17	140	3	n.d.	n.d.
Cl	ppm	3	10	5	4	4
Rb	ppm	102	12	5	2	48
Sr	ppm	69	133	36	30	225
Y	ppm	15	8	4	3	9
Zr	ppm	173	138	101	100	245
Nb	ppm	1	8	2	5	9
Mo	ppm	1	n.d.	n.d.	3	3
Sn	ppm	n.d.	2	n.d.	n.d.	n.d.
Sb	ppm	n.d.	n.d.	4	2	1
Ba	ppm	733	42	22	20	737
La	ppm	15	16	12	7	23
Ce	ppm	56	40	15	11	47
Pb	ppm	45	54	19	13	18
Bi	ppm	8	n.d.	5	2	9
Th	ppm	6	7	19	22	26
U	ppm	n.d.	1	n.d.	n.d.	n.d.
C	ppm	n.d.	100	n.d.	n.d.	n.d.

Näyte		2911	2912	2913	2914	2915
Havaintonumero		JKI-96-180.6	JKI-96-180.7	JKI-96-180.8	JKI-96-180.9	JKI-96-180.10
Etäisyys (W-E) m		22	23	24	26	27
X		4466359	4466360	4466359	4466361	4466361
Y		7244759	7244758	7244757	7244756	7244754
Kivilaji		W-kont.KloL	W-kont-KloL	W-kont.KloL	W-kont.KloL	W-kont.KloL
SiO ₂ norm.	%	33.28	33.81	33.54	36.22	42.99
TiO ₂ norm.	%	0.062	0.064	0.053	0.044	0.059
Al ₂ O ₃ norm.	%	21.88	21.26	21.59	17.88	8.96
Fe ₂ O ₃ t norm	%	10.37	9.83	10.17	7.95	7.96
MnO norm.	%	0.06	0.06	0.06	0.04	0.1
MgO norm.	%	34.33	34.97	34.59	37.86	39.15
CaO norm	%	0.01	0.01	n.d.	0.01	0.77
Na ₂ O norm.	%	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
K ₂ O norm.	%	0.014	0.0012	0.0012	0.0023	0.0035
P ₂ O ₅ norm.	%	0.0012	n.d.	n.d.	n.d.	0.0035
Mg#		76.7	77.96	77.18	82.58	82.93
Al ₂ O ₃ /TiO ₂		354.72	332.73	404.35	402.63	150.78
Volatiilit		14.06	13.93	13.84	14.42	14.18
Kerroin		1.164	1.162	1.161	1.169	1.165
Sc	ppm	10	6	5	n.d.	2
V	ppm	94	96	96	77	52
Cr	ppm	190	722	760	698	1217
Ni	ppm	1497	1724	1958	2193	2950
Cu	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Zn	ppm	63	63	60	49	83
Ga	ppm	21	25	24	19	12
As	ppm	4	n.d.	1	3	19
S	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	11
Cl	ppm	3	5	4	4	5
Rb	ppm	n.d.	3	2	1	3
Sr	ppm	1	n.d.	2	1	7
Y	ppm	1	n.d.	n.d.	1	n.d.
Zr	ppm	1	1	5	1	2
Nb	ppm	2	1	2	n.d.	1
Mo	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sn	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sb	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ba	ppm	16	17	22	24	38
La	ppm	5	4	n.d.	4	8
Ce	ppm	12	12	11	3	18
Pb	ppm	12	11	15	13	23
Bi	ppm	7	6	5	4	7
Th	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
U	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
C	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	2800	13900

Näyte		2916	2917	2918	25448	25449
Havaintonumero		JKI-96-180.11	JKI-96-180.12	JKI-96-180.13	JKI-96-99K1	JKI-96-99K2
Etäisyys (W-E) m		28	29	30	31	32
X		4466361	4466361	4466361	4466363	4466363
Y		7244753	7244752	7244751	7244752	7244751
Kivilaji		W-kont.KloL	W-kont.KloL	W-kont.KloL	Vuolukivi	Vuolukivi
SiO ₂ norm.	%	44.75	37.39	37.33	45.33	46.3
TiO ₂ norm.	%	0.039	0.031	0.031	0.047	0.036
Al ₂ O ₃ norm.	%	1.29	15.96	16.33	1.06	2.71
Fe ₂ O ₃ t norm	%	7.49	7.62	7.42	6.96	6.11
MnO norm.	%	0.12	0.04	0.03	0.12	0.11
MgO norm.	%	42.38	38.67	38.85	42.35	39.77
CaO norm	%	3.92	0.28	n.d.	4.12	4.97
Na ₂ O norm.	%	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
K ₂ O norm.	%	0.0012	0.0023	0.0035	0.0024	0.0012
P ₂ O ₅ norm.	%	n.d.	0.0023	n.d.	0.0035	n.d.
Mg#		84.77	83.47	83.9	85.67	86.48
Al ₂ O ₃ /TiO ₂		33.03	507.41	518.52	22.5	75
Volatiilit		15.76	14.16	14.28	15.27	16.83
Kerroin		1.187	1.165	1.167	1.180	1.202
Sc	ppm	1	4	1	4	1
V	ppm	22	77	66	57	29
Cr	ppm	1094	848	1010	1065	848
Ni	ppm	2279	2406	2679	2552	2085
Cu	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Zn	ppm	50	45	44	50	39
Ga	ppm	5	16	18	6	9
As	ppm	2	n.d.	2	10	3
S	ppm	10	15	16	50	40
Cl	ppm	9	3	5	30	60
Rb	ppm	1	n.d.	2	2	2
Sr	ppm	25	6	4	20	28
Y	ppm	n.d.	1	n.d.	n.d.	2
Zr	ppm	3	2	1	4	5
Nb	ppm	n.d.	3	n.d.	n.d.	n.d.
Mo	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	3	4
Sn	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sb	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	2	n.d.
Ba	ppm	11	15	15	18	13
La	ppm	14	2	n.d.	12	17
Ce	ppm	17	12	7	12	14
Pb	ppm	17	11	11	17	19
Bi	ppm	6	3	1	n.d.	n.d.
Th	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1
U	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
C	ppm	900	n.d.	12300	14300	17900

Näyte		25450	25451	25452	25453	25454
Havaintonumero		JKI-96-99F1	JKI-96-99F2	JKI-96-100A	JKI-96-100B	JKI-96-100C
Etäisyys (W-E) m		60	61	77	84	87
X		4466379	4466378	4466393	4466399	4466403
Y		7244724	7244723	7244717	7244713	7244715
Kivilaji		Ol.kumul.	Ol.kumul.	Ol.kumul.	Ol.kumul.	Ol.kumul.
SiO ₂ norm.	%	42.93	41.3	43.01	39.58	40.67
TiO ₂ norm.	%	0.034	0.024	0.035	0.028	0.027
Al ₂ O ₃ norm.	%	0.63	0.46	0.52	0.39	0.41
Fe ₂ O ₃ t norm	%	8.67	5.54	6.78	8.86	8.92
MnO norm.	%	0.12	0.23	0.13	0.18	0.15
MgO norm.	%	44.97	44.91	45.21	50.54	48.93
CaO norm	%	2.63	7.53	4.32	0.43	0.89
Na ₂ O norm.	%	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
K ₂ O norm.	%	0.0011	n.d.	n.d.	n.d.	0.0014
P ₂ O ₅ norm.	%	0.0045	n.d.	0.0058	0.0014	0.0014
Mg#		83.65	88.62	86.74	84.83	84.36
Al ₂ O ₃ /TiO ₂		18.67	19	15	14	15
Volatiilit		11.44	16.64	13.36	27.44	26.71
Kerros		1.129	1.199	1.154	1.378	1.364
Sc	ppm	2	6	6	n.d.	n.d.
V	ppm	18	12	17	13	15
Cr	ppm	1357	1173	1397	1065	1083
Ni	ppm	3371	2218	3014	2433	2552
Cu	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	54
Zn	ppm	49	40	35	45	47
Ga	ppm	3	1	3	1	4
As	ppm	98	46	59	42	10
S	ppm	70	170	30	20	280
Cl	ppm	320	120	150	90	60
Rb	ppm	1	n.d.	2	2	2
Sr	ppm	27	50	46	1	37
Y	ppm	1	2	1	1	n.d.
Zr	ppm	3	2	3	1	2
Nb	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Mo	ppm	3	4	3	2	3
Sn	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sb	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ba	ppm	11	21	12	11	16
La	ppm	11	13	12	11	7
Ce	ppm	10	7	7	11	12
Pb	ppm	14	14	11	15	16
Bi	ppm	1	n.d.	1	n.d.	3
Th	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	1	n.d.
U	ppm	n.d.	n.d.	1	n.d.	n.d.
C	ppm	10500	26300	17200	67300	66200

Näyte		25455	25456	1775	25457	25458
Havaintonumero		JKI-96-100E	JKI-96-100F	JKI-96-100F	JKI-96-101H	JKI-96-102N
Etäisyys (W-E) m		98	101	102	116	133
X		4466417	4466423	4466421	4466437	4466448
Y		7244716	7244721	7244719	7244716	7244698
Kivilaji		Ol.kumul.	Ol.kumul.	Serp	Ol.kumul.	Ol.kumul.
SiO ₂ norm.	%	42.72	41.27	41.04	40.24	42.01
TiO ₂ norm.	%	0.025	0.027	0.057	0.046	0.055
Al ₂ O ₃ norm.	%	0.45	0.34	0.5	0.93	0.95
Fe ₂ O ₃ t norm	%	7.95	9.08	9.69	12.12	10.81
MnO norm.	%	0.06	0.14	0.15	0.13	0.09
MgO norm.	%	48.72	48.76	48.33	46.23	46.07
CaO norm	%	0.07	0.38	0.21	0.31	0.01
Na ₂ O norm.	%	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
K ₂ O norm.	%	n.d.	0.0014	0.0013	n.d.	n.d.
P ₂ O ₅ norm.	%	0.0037	0.0014	0.0066	n.d.	0.0066
Mg#		85.88	84.11	83.07	79.06	80.86
Al ₂ O ₃ /TiO ₂		18	12.5	8.84	20.5	17.2
Volatiilit		19.38	27.17	24.47	12.28	9.61
Kerroin		1.240	1.373	1.324	1.140	1.106
Sc	ppm	2	n.d.	3	3	5
V	ppm	20	12	18	41	31
Cr	ppm	1198	1121	1120	6234	5239
Ni	ppm	2765	2532	2686	1229	1588
Cu	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	413	10
Zn	ppm	38	49	45	145	141
Ga	ppm	n.d.	4	5	3	2
As	ppm	8	90	25	6	n.d.
S	ppm	10	400	200	20	610
Cl	ppm	70	40	50	80	550
Rb	ppm	2	n.d.	2	2	3
Sr	ppm	n.d.	3	3	1	1
Y	ppm	2	2	1	1	4
Zr	ppm	4	2	2	3	2
Nb	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Mo	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	1	n.d.
Sn	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sb	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ba	ppm	15	12	21	13	21
La	ppm	11	9	8	7	10
Ce	ppm	12	6	12	11	8
Pb	ppm	11	15	11	17	15
Bi	ppm	n.d.	n.d.	4	2	n.d.
Th	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
U	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	1	1
C	ppm	28200	69400	65600	19200	1600

Näyte		25460	25459	25461	25462	25463
Havaintonumero		JKI-96-102I	JKI-96-102C	JKI-96-103J	JKI-96-103C	JKI-96-104C
Etäisyys (W-E) m		152	154	158	180	196
X		4466454	4466444	4466487	4466472	4466488
Y		7244680	7244666	7244684	7244657	7244647
Kivilaji		Ol.kumul.	Ol.kumul.	Ol.kumul.	Ol.kumul.	Ol.kumul.
SiO ₂ norm.	%	40.79	42.35	45.79	42.07	40.76
TiO ₂ norm.	%	0.023	0.045	0.022	0.021	0.035
Al ₂ O ₃ norm.	%	0.51	0.9	0.53	0.54	0.67
Fe ₂ O ₃ t norm	%	11.31	10.05	11.3	14.66	10.3
MnO norm.	%	0.09	0.1	0.09	0.05	0.32
MgO norm.	%	47.28	46.51	42.27	42.63	43.45
CaO norm	%	n.d.	0.03	n.d.	0.02	4.46
Na ₂ O norm.	%	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
K ₂ O norm.	%	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
P ₂ O ₅ norm.	%	0.0011	0.0056	n.d.	0.0021	0.0023
Mg#		80.58	82.08	78.78	74.34	80.35
Al ₂ O ₃ /TiO ₂		22.5	20	24	26	19.33
Volatiilit		11.81	11.44	9.45	3.71	13.05
Kerroin		1.134	1.129	1.104	1.039	1.150
Sc	ppm	2	n.d.	2	6	5
V	ppm	27	30	25	30	26
Cr	ppm	4388	3804	5251	5146	3379
Ni	ppm	2439	1595	2006	3376	2397
Cu	ppm	n.d.	5	n.d.	n.d.	n.d.
Zn	ppm	88	94	101	58	62
Ga	ppm	5	2	9	1	2
As	ppm	4	1	2	26	24
S	ppm	130	440	n.d.	160	10
Cl	ppm	860	450	110	80	180
Rb	ppm	1	4	2	n.d.	2
Sr	ppm	n.d.	n.d.	2	n.d.	29
Y	ppm	1	n.d.	1	1	2
Zr	ppm	n.d.	n.d.	1	1	1
Nb	ppm	n.d.	n.d.	4	n.d.	n.d.
Mo	ppm	1	1	2	2	n.d.
Sn	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sb	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ba	ppm	17	22	14	21	18
La	ppm	10	8	5	13	8
Ce	ppm	13	7	13	5	16
Pb	ppm	16	15	14	16	12
Bi	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	3	n.d.
Th	ppm	n.d.	1	n.d.	n.d.	2
U	ppm	n.d.	1	n.d.	1	n.d.
C	ppm	2300	10100	300	2300	17100

Näyte		25464	25465	25469	25467	1779
Havaintonumero		JKI-96-89P	JKI-96-89D	JKI-96-87I	JKI-96-88D	JKI-96-87D2
Etäisyys (W-E) m		215	237	248	256	261
X		4466489	4466494	4466506	4466505	4466499
Y		7244627	7244604	7244563	7244588	7244552
Kivilaji		Ol.kumul.	Ol.kumul.	Ol.kumul.	Ol.kumul.	Serp
SiO ₂ norm.	%	47.4	45.16	43.28	42.44	44.97
TiO ₂ norm.	%	0.023	0.11	0.056	0.122	0.112
Al ₂ O ₃ norm.	%	0.69	2.22	1.12	2.54	2.62
Fe ₂ O ₃ t norm	%	8.46	7.53	9.65	10.35	8.33
MnO norm.	%	0.07	0.05	0.05	0.13	0.06
MgO norm.	%	43.33	44.92	45.82	43.96	43.9
CaO norm	%	0.02	0.01	0.01	0.45	0.01
Na ₂ O norm.	%	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
K ₂ O norm.	%	n.d.	0.0011	0.0056	0.0022	0.0032
P ₂ O ₅ norm.	%	n.d.	0.0044	0.0067	0.0011	0.0021
Mg#		83.55	85.55	82.52	80.75	83.96
Al ₂ O ₃ /TiO ₂		30.5	20.2	20	20.91	23.33
Volatiilit		12.03	8.81	10.35	9.49	6.6
Kerroin		1.137	1.096	1.115	1.105	1.070
Sc	ppm	3	6	3	7	3
V	ppm	25	63	40	89	70
Cr	ppm	3118	5436	3525	12374	6026
Ni	ppm	2763	2458	2302	1792	2011
Cu	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Zn	ppm	77	87	93	254	131
Ga	ppm	5	5	6	4	2
As	ppm	16	3	n.d.	n.d.	n.d.
S	ppm	210	200	10	n.d.	70
Cl	ppm	120	220	360	300	130
Rb	ppm	1	1	1	n.d.	1
Sr	ppm	n.d.	n.d.	2	3	n.d.
Y	ppm	n.d.	3	3	4	1
Zr	ppm	1	6	2	7	6
Nb	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	2
Mo	ppm	4	1	1	n.d.	n.d.
Sn	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sb	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ba	ppm	17	14	13	11	16
La	ppm	12	9	10	9	13
Ce	ppm	12	8	6	17	15
Pb	ppm	14	14	13	17	17
Bi	ppm	2	n.d.	n.d.	n.d.	3
Th	ppm	n.d.	n.d.	1	n.d.	n.d.
U	ppm	n.d.	1	n.d.	n.d.	n.d.
C	ppm	100	200	1100	1900	n.d.

Näyte		1778	25466	25468	25470	25471
Havaintonumero		JKI-96-87D1	JKI-96-88D	JKI-96-88D	JKI-96-87J	JKI-96-87J
Etäisyys (W-E) m		267	268	274	283	284
X		4466502	4466506	4466505	4466511	4466503
Y		7244546	7244589	7244575	7244564	7244547
Kivilaji		Serp	Ol.kumul.	Ol.kumul.	Ol.kumul.	Ol.kumul.
SiO ₂ norm.	%	44.18	44.5	43.2	42.85	42.94
TiO ₂ norm.	%	0.103	0.057	0.151	0.056	0.055
Al ₂ O ₃ norm.	%	2.04	1.29	3.07	1.08	1.12
Fe ₂ O ₃ t norm	%	9.85	6.69	9.84	9.5	9.79
MnO norm.	%	0.05	0.07	0.05	0.07	0.08
MgO norm.	%	43.75	47.39	43.67	46.44	46.02
CaO norm	%	0.02	n.d.	0.01	n.d.	n.d.
Na ₂ O norm.	%	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
K ₂ O norm.	%	0.0011	0.0011	0.0054	n.d.	n.d.
P ₂ O ₅ norm.	%	0.0053	0.0046	0.0054	0.0034	0.0033
Mg#		81.54	87.51	81.53	82.91	82.34
Al ₂ O ₃ /TiO ₂		19.9	22.6	20.36	19.2	20.2
Volatiilit		5.38	12.3	7.02	11.06	9.82
Kerroin		1.057	1.140	1.076	1.1249	1.109
Sc	ppm	7	3	8	5	4
V	ppm	58	38	67	36	37
Cr	ppm	4211	4118	4140	3360	2989
Ni	ppm	2336	1859	2142	2104	2833
Cu	ppm	5	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Zn	ppm	90	73	93	86	80
Ga	ppm	8	5	10	3	7
As	ppm	n.d.	1	4	2	n.d.
S	ppm	90	30	150	n.d.	10
Cl	ppm	280	760	100	590	660
Rb	ppm	2	n.d.	1	1	2
Sr	ppm	2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Y	ppm	2	3	3	3	4
Zr	ppm	4	2	8	3	1
Nb	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Mo	ppm	n.d.	n.d.	1	n.d.	2
Sn	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sb	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ba	ppm	16	17	17	13	14
La	ppm	14	14	14	9	10
Ce	ppm	12	6	12	10	13
Pb	ppm	18	10	17	15	14
Bi	ppm	2	n.d.	n.d.	2	n.d.
Th	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	1	n.d.
U	ppm	n.d.	n.d.	1	1	n.d.
C	ppm	200	1400	100	1400	1100

Näyte		25473	25474	1781	1777	25475
Havaintonumero		JKI-96-122I	JKI-96-122G	JKI-96-109P	JKI-96-132M	JKI-96-118M
Etäisyys (W-E) m		299	317	318	323	324
X		4466528	4466547	4466545	4466550	4466551
Y		7244559	7244549	7244669	7244702	7244544
Kivilaji		Ol.kumul.	Ol.kumul.	Serp	Serp	Ol.kumul.
SiO ₂ norm.	%	45.7	43	42.51	43.94	40.79
TiO ₂ norm.	%	0.08	0.066	0.064	0.076	0.16
Al ₂ O ₃ norm.	%	1.62	1.46	1.3	1.47	2.31
Fe ₂ O ₃ t norm	%	5.19	10.3	10.8	9.82	14.97
MnO norm.	%	0.06	0.06	0.17	0.11	0.17
MgO norm.	%	47.35	45.11	42.29	42.4	41
CaO norm	%	n.d.	n.d.	2.87	2.18	0.6
Na ₂ O norm.	%	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
K ₂ O norm.	%	0.0011	0.0011	n.d.	n.d.	0.0011
P ₂ O ₅ norm.	%	0.0034	0.0033	0.0022	0.0011	0.0011
Mg#		90.02	81.31	79.41	81.02	73.04
Al ₂ O ₃ /TiO ₂		20.29	22.17	20.17	19.42	14.4
Volatiilit		12.49	8.97	8.49	8.97	6.53
Kerroin		1.143	1.100	1.093	1.100	1.070
Sc	ppm	6	4	7	6	8
V	ppm	40	26	37	36	82
Cr	ppm	2868	2550	2732	2407	11830
Ni	ppm	2738	2512	2670	2620	2590
Cu	ppm	n.d.	n.d.	4	7	n.d.
Zn	ppm	56	45	52	49	206
Ga	ppm	5	5	7	7	2
As	ppm	4	n.d.	12	9	n.d.
S	ppm	210	60	50	10	60
Cl	ppm	540	710	80	110	100
Rb	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	1	3
Sr	ppm	2	n.d.	38	24	14
Y	ppm	1	1	n.d.	1	3
Zr	ppm	5	9	6	5	4
Nb	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Mo	ppm	4	1	n.d.	n.d.	n.d.
Sn	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sb	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ba	ppm	15	10	18	13	20
La	ppm	13	11	14	13	16
Ce	ppm	7	18	12	16	13
Pb	ppm	13	14	16	11	19
Bi	ppm	n.d.	n.d.	3	2	n.d.
Th	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
U	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1
C	ppm	800	100	11000	8100	2400

Näyte		25476	25477	25478	25479	25481
Havaintonumero		JKI-96-118L	JKI-96-121F	JKI-96-118I	JKI-96-118I	JKI-96-114E
Etäisyys (W-E) m		326	327	333	341	368
X		4466554	4466554	4466561	4466568	4466594
Y		7244541	7244534	7244548	7244556	7244593
Kivilaji		Ol.kumul.	Ol.kumul.+px	Ol.kumul.+karb.	Ol.kumul.+karb.	Ol.kumul.
SiO ₂ norm.	%	40.9	38.32	28.16	37.07	44.42
TiO ₂ norm.	%	0.109	0.13	0.067	0.126	0.207
Al ₂ O ₃ norm.	%	2.5	2.14	1.55	2.19	4.18
Fe ₂ O ₃ t norm	%	14.73	16.98	11.72	15.35	8.53
MnO norm.	%	0.07	0.14	0.21	0.12	0.09
MgO norm.	%	40.19	39.64	40.35	39.12	41.54
CaO norm	%	1.5	2.65	17.95	6.02	0.99
Na ₂ O norm.	%	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
K ₂ O norm.	%	0.0033	0.0011	0.0027	0.0023	0.0242
P ₂ O ₅ norm.	%	n.d.	0.0022	n.d.	0.0034	0.0012
Mg#		73.08	69.84	77.18	71.66	82.8
Al ₂ O ₃ /TiO ₂		23	16.5	23	17.36	20.17
Volatiilit		7.89	7.54	25.67	12.78	13.18
Kerroyin		1.086	1.082	1.345	1.147	1.152
Sc	ppm	9	9	18	9	16
V	ppm	45	78	20	65	96
Cr	ppm	5046	10112	889	7961	4195
Ni	ppm	2774	2682	2178	2556	2086
Cu	ppm	n.d.	4	n.d.	3	n.d.
Zn	ppm	51	212	23	105	93
Ga	ppm	9	10	2	8	7
As	ppm	54	9	14	101	n.d.
S	ppm	110	90	410	80	10
Cl	ppm	50	80	50	60	70
Rb	ppm	n.d.	3	n.d.	n.d.	2
Sr	ppm	5	10	47	9	3
Y	ppm	3	3	4	3	2
Zr	ppm	6	3	3	8	15
Nb	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Mo	ppm	n.d.	2	2	2	3
Sn	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sb	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ba	ppm	22	18	15	16	14
La	ppm	9	7	15	14	5
Ce	ppm	6	13	15	10	15
Pb	ppm	12	17	13	20	16
Bi	ppm	n.d.	3	1	2	n.d.
Th	ppm	n.d.	1	n.d.	n.d.	2
U	ppm	n.d.	n.d.	1	n.d.	n.d.
C	ppm	5700	10300	59900	21700	3700

Näyte		25482	25497	25498	25499	25496
Havaintonumero		JKI-96-113A	JKI-96-150J	JKI-96-150H	JKI-96-150H	JKI-96-152B
Etäisyys (W-E) m		381	390	393	399	413
X		4466608	4466625	4466623	4466624	4466649
Y		7244595	7244718	7244713	7244703	7244729
Kivilaji		Ol.kumul.	Gabro	Gabro	Gabro	Gabro
SiO ₂ norm.	%	43.52	52.29	53.61	51.83	56.95
TiO ₂ norm.	%	0.071	0.489	0.737	0.382	0.755
Al ₂ O ₃ norm.	%	1.47	18.05	15.23	15.76	14.61
Fe ₂ O ₃ t norm	%	11.07	6.55	10.14	6.02	4.61
MnO norm.	%	0.2	0.11	0.16	0.12	0.14
MgO norm.	%	39.81	7.83	6.88	10.93	7.26
CaO norm	%	3.86	10.66	8.9	12.03	10.67
Na ₂ O norm.	%	n.d.	3.4727	3.9095	1.6945	4.5404
K ₂ O norm.	%	0.0036	0.4959	0.3562	1.2089	0.3924
P ₂ O ₅ norm.	%	0.0024	0.0479	0.0757	0.031	0.0712
Mg#		77.94	54.03	40.03	64.02	60.45
Al ₂ O ₃ /TiO ₂		20.67	36.92	20.67	41.22	19.35
Volatiilit		15.55	1.8	2.29	3.21	5.96
Kerros		1.184	1.018	1.023	1.033	1.063
Sc	ppm	6	37	34	41	39
V	ppm	29	167	239	156	257
Cr	ppm	1056	270	98	235	51
Ni	ppm	2339	84	52	83	49
Cu	ppm	5	14	11	235	19
Zn	ppm	63	57	64	60	54
Ga	ppm	6	17	22	14	19
As	ppm	n.d.	1	n.d.	2	1
S	ppm	240	60	290	510	250
Cl	ppm	100	130	140	110	140
Rb	ppm	n.d.	16	14	46	14
Sr	ppm	5	169	101	89	83
Y	ppm	2	13	20	8	13
Zr	ppm	7	51	78	30	48
Nb	ppm	2	1	2	n.d.	n.d.
Mo	ppm	1	2	1	1	n.d.
Sn	ppm	n.d.	n.d.	4	n.d.	n.d.
Sb	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ba	ppm	14	212	105	299	85
La	ppm	13	16	30	11	7
Ce	ppm	12	7	24	14	10
Pb	ppm	16	15	17	11	16
Bi	ppm	n.d.	n.d.	1	n.d.	n.d.
Th	ppm	n.d.	1	n.d.	1	n.d.
U	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	1	2
C	ppm	14200	200	100	200	3000

Näyte		25500	25484	25483	25490	25485
Havaintonumero		JKI-96-150H	JKI-96-128D	JKI-96-128D	JKI-96-129C	JKI-96-128E
Etäisyys (W-E) m		419	431	433	452	458
X		4466646	4466631	4466632	4466651	4466656
Y		7244699	7244563	7244563	7244601	7244572
Kivilaji		H Juoni	H Juoni	I Vulk	I Vulk	H Juoni
SiO ₂ norm.	%	74.98	81.99	62.87	62.48	87.47
TiO ₂ norm.	%	0.352	0.22	0.569	0.666	0.173
Al ₂ O ₃ norm.	%	13.48	10.28	20.47	20.11	7.42
Fe ₂ O ₃ t norm	%	2.64	1.06	6.35	6.96	1.42
MnO norm.	%	0.04	0.02	0.06	0.09	0.01
MgO norm.	%	1.54	0.97	3.42	3.73	0.35
CaO norm	%	0.51	0.21	0.26	0.53	0.58
Na ₂ O norm.	%	6.3833	5.1598	2.0268	1.5914	1.4067
K ₂ O norm.	%	0.0402	0.0601	3.9326	3.811	1.1529
P ₂ O ₅ norm.	%	0.0332	0.024	0.0331	0.0364	0.0245
Mg#		36.47	47.39	34.81	34.64	19.54
Al ₂ O ₃ /TiO ₂		38.31	46.64	36	30.2	42.82
Volatiilit		0.52	0.19	3.3	3.86	1.9
Kerroin		1.005	1.002	1.034	1.040	1.019
Sc	ppm	1	13	6	6	n.d.
V	ppm	41	27	76	92	25
Cr	ppm	115	47	168	151	100
Ni	ppm	47	16	99	49	31
Cu	ppm	3	n.d.	5	17	16
Zn	ppm	19	42	136	168	32
Ga	ppm	19	12	35	30	12
As	ppm	1	n.d.	1	n.d.	n.d.
S	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	100	5600
Cl	ppm	60	30	60	60	30
Rb	ppm	2	5	96	108	28
Sr	ppm	28	21	33	38	64
Y	ppm	9	12	17	16	16
Zr	ppm	163	145	215	170	136
Nb	ppm	3	5	11	15	1
Mo	ppm	3	5	1	4	3
Sn	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	3	n.d.
Sb	ppm	5	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ba	ppm	27	17	754	637	391
La	ppm	20	20	42	33	42
Ce	ppm	n.d.	n.d.	55	20	n.d.
Pb	ppm	15	27	20	23	77
Bi	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Th	ppm	9	22	17	8	21
U	ppm	n.d.	n.d.	4	2	5
C	ppm	100	100	300	700	100

Näyte		25486	25491	25487	25492	25489
Havaintonumero		JKI-96-128E	JKI-96-155E	JKI-96-82A	JKI-96-155B	JKI-96-82L
Etäisyys (W-E) m		459	465	471	480	483
X		4466657	4466675	4466684	4466692	4466694
Y		7244573	7244673	7244546	7244657	7244539
Kivilaji		H Juoni	Serp	Serp	Vuolukivi	Serp
SiO ₂ norm.	%	78.72	44.26	45.07	43.46	44.51
TiO ₂ norm.	%	0.347	0.138	0.226	1.314	0.19
Al ₂ O ₃ norm.	%	13.25	3.42	4.9	2.83	3.93
Fe ₂ O ₃ t norm	%	1.96	8.86	10.63	9.93	9.23
MnO norm.	%	0.02	0.11	0.12	0.15	0.17
MgO norm.	%	1.16	41.65	37.54	41.82	36.14
CaO norm	%	0.07	1.55	1.48	0.48	5.8
Na ₂ O norm.	%	0.4493	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
K ₂ O norm.	%	3.9891	0.008	0.0181	0.0012	n.d.
P ₂ O ₅ norm.	%	0.0276	0.008	0.0192	0.0108	0.0142
Mg#		37.05	82.29	77.74	80.57	79.34
Al ₂ O ₃ /TiO ₂		38.18	24.83	21.65	2.15	20.69
Volatiilit		2.06	12.85	11.58	16.31	15.75
Kerros		1.021	1.147	1.131	1.195	1.187
Sc	ppm	1	6	14	2	13
V	ppm	41	63	90	50	60
Cr	ppm	167	1428	2516	2881	4190
Ni	ppm	n.d.	2247	2094	2314	2575
Cu	ppm	9	8	n.d.	n.d.	7
Zn	ppm	30	53	84	44	58
Ga	ppm	21	7	8	4	5
As	ppm	n.d.	1	1	n.d.	2
S	ppm	810	250	30	20	920
Cl	ppm	30	110	110	30	50
Rb	ppm	96	4	2	3	1
Sr	ppm	17	3	4	n.d.	14
Y	ppm	12	2	3	3	5
Zr	ppm	211	12	15	8	12
Nb	ppm	3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Mo	ppm	8	3	2	1	1
Sn	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sb	ppm	3	4	n.d.	n.d.	n.d.
Ba	ppm	705	17	17	14	22
La	ppm	29	5	6	9	10
Ce	ppm	n.d.	9	17	13	13
Pb	ppm	26	25	13	13	14
Bi	ppm	n.d.	2	n.d.	1	n.d.
Th	ppm	18	1	n.d.	1	1
U	ppm	2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
C	ppm	500	5700	5400	39800	28900

Näyte		25488	25493	2895	2894	25494
Havaintonumero		JKI-96-82I	JKI-96-157D	JKI-96-161 G	JKI-96-161 A	JKI-96-159A
Etäisyys (W-E) m		490	491	496	506	513
X		4466702	4466702	4466718	4466726	4466737
Y		7244533	7244671	7244629	7244617	7244665
Kivilaji		Serp	Vuolukivi	Mg-bas	Mg-bas	Gabro
SiO ₂ norm.	%	43.5	46.36	50.73	48.69	51.28
TiO ₂ norm.	%	0.185	0.117	0.67	0.555	0.475
Al ₂ O ₃ norm.	%	3.86	2.78	14.73	12.58	15.22
Fe ₂ O ₃ t norm	%	11.26	11.29	11.47	12.04	8.82
MnO norm.	%	0.15	0.11	0.17	0.22	0.16
MgO norm.	%	38.61	38.75	9.31	14.97	9.58
CaO norm	%	2.43	0.59	9.47	9.38	11.7
Na ₂ O norm.	%	n.d.	n.d.	3.0522	1.464	2.6019
K ₂ O norm.	%	0.0023	0.0012	0.3389	0.0662	0.1373
P ₂ O ₅ norm.	%	0.0127	0.0129	0.0463	0.0401	0.0299
Mg#		77.2	77.28	44.45	54.98	51.64
Al ₂ O ₃ /TiO ₂		20.88	23.7	21.98	22.66	32.04
Volatiilit		13.49	14.77	4.99	7.79	3.15
Kerroin		1.156	1.173	1.052	1.084	1.032
Sc	ppm	14	7	39	37	48
V	ppm	76	59	253	203	217
Cr	ppm	3029	4421	381	833	689
Ni	ppm	2114	2196	88	355	117
Cu	ppm	n.d.	9	76	4	23
Zn	ppm	69	49	74	96	69
Ga	ppm	8	9	20	17	14
As	ppm	5	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
S	ppm	690	270	40	n.d.	40
Cl	ppm	140	50	8	5	80
Rb	ppm	2	2	9	5	5
Sr	ppm	4	3	85	61	98
Y	ppm	3	3	16	10	12
Zr	ppm	11	9	36	26	28
Nb	ppm	n.d.	n.d.	4	4	1
Mo	ppm	1	2	n.d.	n.d.	2
Sn	ppm	n.d.	n.d.	3	3	n.d.
Sb	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ba	ppm	23	13	74	28	47
La	ppm	18	10	n.d.	7	13
Ce	ppm	11	9	14	15	6
Pb	ppm	13	15	16	20	17
Bi	ppm	2	2	1	4	n.d.
Th	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	1	n.d.
U	ppm	n.d.	2	n.d.	1	n.d.
C	ppm	8800	37000	n.d.	n.d.	300

Näyte		25495	2893	2897	2896	2898
Havaintonumero		JKI-96-160E	JKI-96-159 I	JKI-96-162 I	JKI-96-162 A	JKI-96-163 E
Etäisyys (W-E) m		519	527	541	549	581
X		4466742	4466749	4466763	4466771	4466803
Y		7244642	7244678	7244607	7244594	7244671
Kivilaji		Tyynylaava	Mg-bas	Mg-bas	Mg-bas	Mg-bas
SiO ₂ norm.	%	48.55	48.98	49.49	51.36	49.87
TiO ₂ norm.	%	0.595	0.607	0.584	0.618	0.652
Al ₂ O ₃ norm.	%	11.51	13.07	13.22	14.73	14.95
Fe ₂ O ₃ t norm	%	10.21	11.79	11.53	11.37	12.23
MnO norm.	%	0.23	0.24	0.22	0.19	0.19
MgO norm.	%	11.55	12.43	12.58	9.05	9.36
CaO norm	%	17.17	11.37	10.51	10.4	10.12
Na ₂ O norm.	%	0.1083	1.3492	1.7341	2.0419	2.2793
K ₂ O norm.	%	0.0346	0.1296	0.0962	0.1968	0.298
P ₂ O ₅ norm.	%	0.0368	0.0404	0.0423	0.0421	0.046
Mg#		52.53	50.81	51.71	43.93	42.97
Al ₂ O ₃ /TiO ₂		19.33	21.54	22.64	23.85	22.92
Volatiilit		7.64	5.87	5.43	4.99	4.36
Kerros		1.083	1.062	1.057	1.052	1.046
Sc	ppm	43	39	41	41	42
V	ppm	241	234	234	254	253
Cr	ppm	800	863	833	403	372
Ni	ppm	335	327	331	94	108
Cu	ppm	85	32	60	81	63
Zn	ppm	72	84	87	89	87
Ga	ppm	17	15	18	20	17
As	ppm	n.d.	1	3	n.d.	2
S	ppm	190	12	20	11	7
Cl	ppm	50	8	8	11	11
Rb	ppm	2	2	4	6	10
Sr	ppm	162	79	88	119	144
Y	ppm	15	11	15	14	12
Zr	ppm	35	33	32	34	34
Nb	ppm	n.d.	4	n.d.	4	n.d.
Mo	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sn	ppm	3	3	n.d.	5	1
Sb	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ba	ppm	24	37	53	55	89
La	ppm	11	12	8	6	7
Ce	ppm	11	17	10	19	13
Pb	ppm	15	18	16	18	16
Bi	ppm	n.d.	3	4	2	4
Th	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
U	ppm	2	n.d.	1	1	n.d.
C	ppm	6900	n.d.	n.d.	200	1800

Näyte		2899	2901	2900	2902
Havaintonumero		JKI-96-164 G	JKI-96-167 F	JKI-96-166 I	JKI-96-168 C
Etäisyys (W-E) m		618	623	627	649
X		4466840	4466853	4466856	4466878
Y		7244711	7244832	7244804	7244880
Kivilaji		Mg-bas	Mg-bas	Mg-bas	Tyynylaava
SiO ₂ norm.	%	49.28	48.9	47.72	52.86
TiO ₂ norm.	%	0.63	0.621	0.509	0.606
Al ₂ O ₃ norm.	%	13.19	13.56	11.8	14.21
Fe ₂ O ₃ t norm	%	11.4	11.32	12.01	8.79
MnO norm.	%	0.25	0.26	0.22	0.23
MgO norm.	%	10.97	10.41	16.88	7.78
CaO norm	%	12.98	13.77	9.96	13.58
Na ₂ O norm.	%	1.1608	1.0037	0.8116	1.811
K ₂ O norm.	%	0.0929	0.1078	0.0617	0.0821
P ₂ O ₅ norm.	%	0.0422	0.0416	0.039	0.0442
Mg#		48.51	47.34	57.99	46.31
Al ₂ O ₃ /TiO ₂		20.94	21.82	23.19	23.44
Volatiilit		5.24	6.34	7.59	5.03
Kerroin		1.055	1.068	1.0821	1.053
Sc	ppm	44	43	35	40
V	ppm	243	233	193	247
Cr	ppm	915	864	1121	315
Ni	ppm	336	316	493	90
Cu	ppm	27	28	39	31
Zn	ppm	85	90	107	79
Ga	ppm	19	18	16	19
As	ppm	6	2	3	2
S	ppm	48	33	5	39
Cl	ppm	29	27	8	17
Rb	ppm	1	5	4	7
Sr	ppm	105	81	60	77
Y	ppm	15	15	11	13
Zr	ppm	32	35	25	36
Nb	ppm	2	1	2	2
Mo	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sn	ppm	3	4	n.d.	n.d.
Sb	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ba	ppm	44	42	34	31
La	ppm	5	4	9	14
Ce	ppm	11	11	18	17
Pb	ppm	18	17	12	18
Bi	ppm	4	n.d.	6	4
Th	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
U	ppm	1	2	n.d.	n.d.
C	ppm	n.d.	3800	3300	n.d.

Nämä Liitteen 2. analyysitulokset ovat mukana kaikissa tässä julkaisussa olevissa geokemiallisissa diagrammeissa ja stratigrafiadiagrammeissa. Analyysit on normalisoitu vedettömiksi. Alkuperäisen alkuaineoksidianalyysin mittausarvon saa jakamalla normalisoidun arvon "Kerroin"-arvolla. n. d. tarkoittaa "not determined", ei määritelty eli arvoa ei ole mitattu tai arvo on ollut alle mittausrajan. $Mg \# = 100 * (MgO/40.3044) / [(MgO/40.3044) + 0.9 * (FeO/71.8464)]$. Laskennallinen FeO-totaalirauta diagrammeja ja laskuja varten on saatu kertomalla mitattu Fe₂O₃-totaaliraudan analyysiarvo luvulla 0,89981. Mg # ja Al₂O₃/TiO₂ - suhde on laskettu alkuperäisistä mitatuista alkuaineoksidiarvoista.

Liite 3. Muut analyysit.

Näyte		2889	2890	2891	2892	2903
Havaintonumero		JKI-96-94 J	JKI-96-95	JKI-96-96	JKI-96-98	JKI-96-173 A
X		4466327	4466326	4466319	4466342	4466649
Y		7244667	7244654	7244641	7244704	7245060
Kivilaji		Serp	Serp	Serp	Serp	N-Serp
GCDKit		on	on	on	on	on
SiO ₂ norm.	%	43.81	44.7	43.3	38.46	53.07
TiO ₂ norm.	%	0.127	0.124	0.196	0.103	0.781
Al ₂ O ₃ norm.	%	2.58	2.22	3.71	1.87	12.82
Fe ₂ O ₃ t norm	%	9.34	8.35	12.04	8.68	11.26
MnO norm.	%	0.08	0.07	0.15	0.21	0.25
MgO norm.	%	43.81	44.48	40.54	40.76	8.44
CaO norm	%	0.24	0.04	0.05	9.92	13.14
Na ₂ O norm.	%	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.1564
K ₂ O norm.	%	n.d.	0.0011	0.0044	n.d.	0.0719
P ₂ O ₅ norm.	%	0.0011	0.0089	0.0077	0.0026	0.0104
Mg#		82.3	84.07	76.89	82.09	42.29
Al ₂ O ₃ /TiO ₂		20.34	17.95	18.98	18.02	16.42
Volatiilit		8.7	9.61	9.48	21.74	4.09
Kerroin		1.095	1.106	1.105	1.278	1.043
Sc	ppm	5	3	11	8	41
V	ppm	47	54	81	44	266
Cr	ppm	1866	2071	2938	1987	173
Ni	ppm	2252	2517	2275	2327	52
Cu	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	3	4
Zn	ppm	30	29	84	48	65
Ga	ppm	7	12	11	7	22
As	ppm	13	11	7	25	3
S	ppm	4	3	n.d.	2	n.d.
Cl	ppm	10	21	6	7	13
Rb	ppm	1	n.d.	n.d.	n.d.	3
Sr	ppm	1	3	2	120	195
Y	ppm	3	3	3	2	22
Zr	ppm	7	9	13	5	55
Nb	ppm	n.d.	1	2	n.d.	3
Mo	ppm	2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sn	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	5
Sb	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ba	ppm	21	25	23	18	37
La	ppm	6	4	6	1	15
Ce	ppm	9	12	15	10	30
Pb	ppm	12	17	13	15	11
Bi	ppm	9	4	4	7	2
Th	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
U	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
C	ppm	100	n.d.	40400	n.d.	7800

Näyte		2904	2905	2919	1773	1774
Havaintonumero		JKI-96-174 G	JKI-96-176 G	JKI-96-183 B	JKI-96-176A1	JKI-96-176A2
X		4466552	4466637	4466637	4466614	4466614
Y		7245058	7245069	7245100	7245050	7245051
Kivilaji		N-Serp	N-Gabro	N-Gabro	Kontakti/N-Gabro	Kontakti/Serp
GCDKit		on	on	on	on	on
SiO ₂ norm.	%	41.18	51.38	40.88	50.39	29.39
TiO ₂ norm.	%	0.073	0.426	0.045	0.181	4.646
Al ₂ O ₃ norm.	%	1.48	17.41	1.21	5.33	16.86
Fe ₂ O ₃ t norm	%	14.56	6.45	13.22	8.22	21.6
MnO norm.	%	0.06	0.12	0.09	0.13	0.3
MgO norm.	%	42.59	9.07	44.52	27.15	25.6
CaO norm	%	0.06	11.74	0.02	8.56	0.97
Na ₂ O norm.	%	n.d.	2.7578	n.d.	n.d.	n.d.
K ₂ O norm.	%	0.0011	0.5977	n.d.	0.0076	0.0053
P ₂ O ₅ norm.	%	0.0022	0.0451	0.0044	0.0217	0.631
Mg#		74.44	57.99	76.98	76.47	53.9
Al ₂ O ₃ /TiO ₂		20.3	40.89	26.83	29.4	3.63
Volatiilit		7.96	4.64	9.26	7.93	5.08
Kerroin		1.086	1.049	1.102	1.086	1.053
Sc	ppm	2	29	n.d.	16	74
V	ppm	31	154	38	85	612
Cr	ppm	2623	404	3142	2782	66
Ni	ppm	2768	138	2903	1412	1127
Cu	ppm	n.d.	89	n.d.	6	4
Zn	ppm	59	42	54	44	117
Ga	ppm	10	23	5	8	14
As	ppm	13	3	31	n.d.	n.d.
S	ppm	2	26	20	130	n.d.
Cl	ppm	6	15	9	40	100
Rb	ppm	n.d.	15	2	n.d.	3
Sr	ppm	3	154	3	7	3
Y	ppm	n.d.	9	1	3	153
Zr	ppm	3	35	3	8	404
Nb	ppm	n.d.	3	n.d.	3	17
Mo	ppm	3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sn	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sb	ppm	2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ba	ppm	18	219	19	17	n.d.
La	ppm	11	8	7	8	64
Ce	ppm	7	16	10	18	198
Pb	ppm	12	21	17	15	8
Bi	ppm	9	3	4	1	n.d.
Th	ppm	n.d.	2	n.d.	n.d.	17
U	ppm	n.d.	1	n.d.	n.d.	1
C	ppm	n.d.	n.d.	12300	3500	n.d.

Näyte		1776	1780	25472	25480	8299
Havaintonumero		JKI-96-176F	JKI-96-176O	JKI-96-122J	JKI-96-114D	R435,11.45-11.60
X		4466622	4466613	4466515	4466580	4466391
Y		7245065	7245077	7244551	7244586	7244490
Kivilaji		Serp	Serp	Ol.kumul.	Ol.kumul.	Serp
GCDKit		on	on	on	on	ei
SiO ₂ norm.	%	50.18	46.47	45.05	44.09	40.44
TiO ₂ norm.	%	0.234	0.168	0.068	0.169	0.053
Al ₂ O ₃ norm.	%	3.67	4.33	1.29	3.22	1.13
Fe ₂ O ₃ t norm	%	7.2	10.97	6.43	9.77	7.08
MnO norm.	%	0.16	0.13	0.06	0.1	0.2
MgO norm.	%	29.02	34.94	47.1	41.45	42.19
CaO norm	%	9.49	2.96	n.d.	1.2	8.9
Na ₂ O norm.	%	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
K ₂ O norm.	%	0.0133	0.0045	0.0034	0.0068	0.0002
P ₂ O ₅ norm.	%	0.0288	0.0168	0.0057	0.0011	0.0027
Mg#		79.76	75.88	87.9	80.77	85.29
Al ₂ O ₃ /TiO ₂		15.69	25.8	18.83	19	21.49
Volatiilit		9.72	10.7	12.39	11.47	19.89
Kerroin		1.108	1.120	1.141	1.130	1.248
Sc	ppm	20	19	6	10	9
V	ppm	118	103	41	80	23
Cr	ppm	3445	3418	3022	6833	1054
Ni	ppm	1530	1818	2833	2374	2570
Cu	ppm	n.d.	2	n.d.	3	n.d.
Zn	ppm	48	49	57	148	41
Ga	ppm	7	12	6	10	7
As	ppm	2	1	5	11	25
S	ppm	10	160	150	190	118
Cl	ppm	40	70	620	80	70
Rb	ppm	3	1	1	2	n.d.
Sr	ppm	20	10	1	4	36
Y	ppm	6	3	3	2	n.d.
Zr	ppm	17	12	5	12	4
Nb	ppm	2	1	n.d.	n.d.	1
Mo	ppm	n.d.	n.d.	3	1	n.d.
Sn	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sb	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ba	ppm	21	19	17	13	20
La	ppm	2	11	16	14	n.d.
Ce	ppm	12	19	11	16	9
Pb	ppm	10	14	15	14	32
Bi	ppm	2	4	1	n.d.	6
Th	ppm	2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
U	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
C	ppm	16700	10300	1000	4400	31800

Näyte		8300	8301	8302	8303	8304
Havaintonumero		R435,23.50-23.70	R435,36.60-36.75	R435,47.10-47.25	R435,57.85-58.00	R435,65.75-65.90
X		4466391	4466391	4466391	4466391	4466391
Y		7244490	7244490	7244490	7244490	7244490
Kivilaji		Serp	Serp	Serp	Serp	UE Vulk.
GCDKit		ei	ei	ei	ei	ei
SiO ₂ norm.	%	44	43.28	44	46.48	45.43
TiO ₂ norm.	%	0.028	0.05	0.046	0.071	0.094
Al ₂ O ₃ norm.	%	0.54	1.08	0.94	1.46	2.02
Fe ₂ O ₃ t norm	%	6.95	8.09	8.43	5.47	7.45
MnO norm.	%	0.16	0.08	0.06	0.03	0.04
MgO norm.	%	43.16	44.84	44.99	46.48	44.89
CaO norm	%	5.16	2.59	1.52	0.01	0.07
Na ₂ O norm.	%	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
K ₂ O norm.	%	0.0001	0.0001	0.0001	n.d.	n.d.
P ₂ O ₅ norm.	%	0.0019	0.0069	0.0074	0.0075	0.0047
Mg#		85.84	84.59	84.13	89.43	85.7
Al ₂ O ₃ /TiO ₂		19.4	21.33	20.65	20.38	21.58
Volatiilit		16.59	10.34	9.1	10.71	6.89
Kerroin		1.199	1.115	1.100	1.120	1.074
Sc	ppm	3	7	7	2	5
V	ppm	20	32	26	33	45
Cr	ppm	1603	2754	1268	1522	2815
Ni	ppm	2461	3003	3289	2584	2363
Cu	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Zn	ppm	47	45	24	21	27
Ga	ppm	6	9	11	7	7
As	ppm	16	89	185	18	7
S	ppm	117	123	286	160	154
Cl	ppm	170	250	270	420	150
Rb	ppm	2	n.d.	2	1	n.d.
Sr	ppm	32	19	17	1	2
Y	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Zr	ppm	1	2	n.d.	5	7
Nb	ppm	1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Mo	ppm	1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sn	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sb	ppm	1	6	10	4	n.d.
Ba	ppm	12	16	16	21	21
La	ppm	2	7	10	7	5
Ce	ppm	17	11	10	13	10
Pb	ppm	15	17	13	13	16
Bi	ppm	8	4	7	5	6
Th	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	2	n.d.
U	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
C	ppm	18300	9450	5880	240	380

Näyte		8305	8306	8307	8308	8309
Havaintonumero		R435,71.25-71.40	R435,83.20-85.35	R437,16.30-16.50	R437,29.95-30.10	R437,42.40-42.55
X		4466391	4466391	4466350	4466350	4466350
Y		7244490	7244490	7244560	7244560	7244560
Kivilaji		UE Vulk.	UE Vulk.	Serp	Serp	Serp
GCDKit		ei	ei	ei	ei	ei
SiO ₂ norm.	%	44.03	41.83	45.57	44.25	43.6
TiO ₂ norm.	%	0.099	0.146	0.061	0.115	0.134
Al ₂ O ₃ norm.	%	2.28	2.81	1.32	2.4	2.82
Fe ₂ O ₃ t norm	%	10.13	9.87	5.81	7.1	9.64
MnO norm.	%	0.04	0.2	0.07	0.07	0.07
MgO norm.	%	43.39	40.26	47.16	46.05	43.5
CaO norm	%	0.03	4.89	0.01	n.d.	0.24
Na ₂ O norm.	%	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
K ₂ O norm.	%	0.0003	0.0005	0.0006	0.0001	0.0012
P ₂ O ₅ norm.	%	0.0009	0.003	0.0032	0.0062	0.0021
Mg#		81.01	80	88.93	86.52	81.75
Al ₂ O ₃ /TiO ₂		23.17	19.33	21.72	20.78	21.05
Volatiilit		7.11	17.53	12	10.74	7.35
Kerroin		1.077	1.213	1.136	1.120	1.079
Sc	ppm	8	11	3	8	10
V	ppm	41	56	29	49	62
Cr	ppm	2375	1852	1400	2527	2254
Ni	ppm	2491	2746	2438	2513	2322
Cu	ppm	n.d.	9	n.d.	n.d.	n.d.
Zn	ppm	29	47	27	29	25
Ga	ppm	8	10	5	5	11
As	ppm	7	34	3	n.d.	19
S	ppm	239	98	187	159	130
Cl	ppm	80	70	500	690	90
Rb	ppm	2	1	1	5	2
Sr	ppm	3	24	1	2	3
Y	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	1	2
Zr	ppm	8	6	4	7	8
Nb	ppm	2	n.d.	3	2	1
Mo	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sn	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sb	ppm	n.d.	1	2	n.d.	n.d.
Ba	ppm	24	17	14	16	17
La	ppm	10	4	5	7	3
Ce	ppm	17	7	9	14	9
Pb	ppm	19	21	15	17	18
Bi	ppm	6	9	4	5	4
Th	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
U	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
C	ppm	130	25000	940	710	93050

Näyte		8310	1891	1892	1893	1894
Havaintonumero		R437,50.65-50.80	R440,8.70-8.90	R440,17.60-17.80	R440,30.80-31.05	R440,34.30-34.50
X		4466350	4466510	4466510	4466510	4466510
Y		7244560	7244110	7244110	7244110	7244110
Kivilaji		Serp	E Vulk.	E Vulk	UE Vulk.	UE Vulk
GCDKit		ei	ei	ei	ei	ei
SiO ₂ norm.	%	45.31	52.96	53.75	41.56	38.56
TiO ₂ norm.	%	0.195	0.575	0.686	0.017	0.013
Al ₂ O ₃ norm.	%	4.07	15.12	12.71	0.4	0.32
Fe ₂ O ₃ t norm	%	8.82	8.55	8.71	11.28	13.42
MnO norm.	%	0.12	0.13	0.15	0.17	0.22
MgO norm.	%	41.46	8.37	9.91	40.23	39.3
CaO norm	%	0.02	10.21	10.52	6.35	8.16
Na ₂ O norm.	%	n.d.	3.2497	2.6562	n.d.	n.d.
K ₂ O norm.	%	0.0019	0.7857	0.8646	0.0012	n.d.
P ₂ O ₅ norm.	%	0.0063	0.0545	0.0562	n.d.	0.0012
Mg#		82.26	49.11	52.8	77.86	74.23
Al ₂ O ₃ /TiO ₂		20.87	26.3	18.51	23.57	23.64
Volatiilit		11.72	2.76	4	16.74	18.06
Kerroin		1.133	1.028	1.042	1.201	1.220
Sc	ppm	11	42	38	5	10
V	ppm	79	217	24	2	17
Cr	ppm	2511	110	257	3827	3902
Ni	ppm	2256	53	105	2411	2375
Cu	ppm	n.d.	30	6	15	3
Zn	ppm	83	56	65	100	94
Ga	ppm	9	20	16	4	4
As	ppm	8	n.d.	n.d.	119	9
S	ppm	104	100	4	65	18
Cl	ppm	80	15	16	26	19
Rb	ppm	n.d.	32	35	3	4
Sr	ppm	2	202	242	29	64
Y	ppm	6	10	16	n.d.	n.d.
Zr	ppm	14	48	64	n.d.	n.d.
Nb	ppm	3	n.d.	5	1	2
Mo	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1
Sn	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sb	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ba	ppm	20	213	156	19	15
La	ppm	5	6	13	7	3
Ce	ppm	12	14	18	4	13
Pb	ppm	17	19	23	20	17
Bi	ppm	4	4	2	6	5
Th	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
U	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
C	ppm	100	800	24800	31800	25200

Näyte		1895	1896	1897	1898	1899
Havaintonumero		R440,42.80-43.00	R440,47.00-47.20	R440,54.75-54.90	R440,67.00-67.15	R440,78.20-78.40
X		4466510	4466510	4466510	4466510	4466510
Y		7244110	7244110	7244110	7244110	7244110
Kivilaji		UE Vulk	UE Vulk.	Serp	Serp	Serp
GCDKit		ei	ei	ei	ei	ei
SiO ₂ norm.	%	40.53	37.15	41.09	36.12	42.76
TiO ₂ norm.	%	0.014	0.013	0.022	0.024	0.047
Al ₂ O ₃ norm.	%	0.35	0.29	0.41	0.59	0.99
Fe ₂ O ₃ t norm	%	13.9	12.74	12.87	11.78	8.44
MnO norm.	%	0.19	0.19	0.08	0.19	0.08
MgO norm.	%	43.36	49.29	45.52	51.19	47.66
CaO norm	%	1.65	0.32	0.01	0.11	n.d.
Na ₂ O norm.	%	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
K ₂ O norm.	%	0.0012	n.d.	n.d.	n.d.	0.0011
P ₂ O ₅ norm.	%	0.0047	n.d.	0.0011	0.0012	0.0068
Mg#		75.47	79.21	77.85	81.04	84.83
Al ₂ O ₃ /TiO ₂		25	21.82	19	24.74	21.22
Volatiilit		15.12	16.83	7.52	19.71	12.3
Kerroin		1.178	1.202	1.081	1.246	1.140
Sc	ppm	1	3	2	n.d.	3
V	ppm	25	27	28	23	32
Cr	ppm	4172	4089	5202	5413	4879
Ni	ppm	2334	2214	2274	1220	2591
Cu	ppm	11	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Zn	ppm	96	86	66	94	79
Ga	ppm	3	4	2	5	6
As	ppm	89	27	5	1	6
S	ppm	38	92	73	50	60
Cl	ppm	9	9	77	9	103
Rb	ppm	1	2	n.d.	n.d.	1
Sr	ppm	14	4	n.d.	4	1
Y	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	2	n.d.
Zr	ppm	1	n.d.	n.d.	1	2
Nb	ppm	n.d.	1	2	1	3
Mo	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sn	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sb	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ba	ppm	16	20	19	19	16
La	ppm	11	12	8	9	9
Ce	ppm	12	11	9	15	11
Pb	ppm	19	14	16	22	15
Bi	ppm	6	3	2	3	3
Th	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	1	n.d.
U	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
C	ppm	35700	1400	40400	1800	1500

Näyte		1900	1901
Havaintonumero		R440,82.70-82.90	R440,95.05-95.25
X		4466510	4466510
Y		7244110	7244110
Kivilaji		Serp	Serp
GCDKit		ei	ei
SiO ₂ norm.	%	42.28	42.52
TiO ₂ norm.	%	0.065	0.024
Al ₂ O ₃ norm.	%	1.43	0.51
Fe ₂ O ₃ t norm	%	9.07	8.57
MnO norm.	%	0.1	0.11
MgO norm.	%	47.05	48.26
CaO norm	%	n.d.	n.d.
Na ₂ O norm.	%	n.d.	n.d.
K ₂ O norm.	%	0.0011	n.d.
P ₂ O ₅ norm.	%	0.0057	0.0034
Mg#		83.69	84.75
Al ₂ O ₃ /TiO ₂		22.11	20.95
Volatiilit		12.01	12.98
Kerroin		1.136	1.149
Sc	ppm	5	n.d.
V	ppm	38	22
Cr	ppm	9727	6277
Ni	ppm	2215	2657
Cu	ppm	n.d.	n.d.
Zn	ppm	176	108
Ga	ppm	6	5
As	ppm	4	3
S	ppm	33	22
Cl	ppm	98	114
Rb	ppm	1	2
Sr	ppm	4	2
Y	ppm	n.d.	n.d.
Zr	ppm	3	n.d.
Nb	ppm	3	2
Mo	ppm	n.d.	n.d.
Sn	ppm	n.d.	n.d.
Sb	ppm	n.d.	n.d.
Ba	ppm	18	14
La	ppm	12	9
Ce	ppm	9	15
Pb	ppm	15	16
Bi	ppm	2	5
Th	ppm	n.d.	n.d.
U	ppm	n.d.	n.d.
C	ppm	1900	800

Liitteen 3 analyysitulokset, joissa GCDKit on merkitty "on", ovat mukana kaikissa tässä julkaisussa olevissa geokemiallisissa XY- ja kolmiodiagrammeissa, mutta eivät stratigrafiadiagrammeissa. GCDKit "ei" analyysija ei ole käytetty missään kuvissa tai diagrammeissa. Analyysit on normalisoitu vedettömiksi. Alkuperäisen alkuaineoksidianalyysin mittausravon saa jakamalla normalisoidun arvon "Kerroin"-arvolla. n. d. tarkoittaa "not determined", ei määritelty, eli arvoa ei ole joko mitattu tai arvo on ollut alle mittausrajan. $Mg \# = 100 * (MgO/40.3044) / [(MgO/40.3044) + 0.9 * (FeO/71.8464)]$. Laskennallinen FeO-totaalirauta diagrammeja ja laskuja varten on saatu kertomalla mitattu Fe₂O₃-totaaliraudan analyysiarvo luvulla 0,89981. Mg # ja Al₂O₃/TiO₂-suhde on laskettu alkuperäisistä mitatuista alkuaineoksidiarvoista.

Liite 4. Tipasjärvi – Kuhmo – Suomussalmi (TKS) -vihreäkivivyöhykkeillä tehty aiempi tutkimus.

Viimeisissä tutkimuksissa (Papunen et al. 2009) on todettu, että Itä-Suomen vihreäkivivyöhykkeiden stratigrafia ja synty on korreloitavissa. Siksi Tipasjärvi - Kuhmo - Suomussalmi -vihreäkivivyöhykkeitä on tarkasteltava myös kokonaisuutena, vaikka alueellisia vaihteluja kivilajiseurannoissa esiintyykin.

Itä-Suomen vihreäkivivyöhykkeitä on aiemmin tutkittu ja kartoitettu useaan otteeseen. Ensimmäiset kallioperäkartoittajat H. Berghellin johdolla Suomussalmen alueella toimivat vv. 1907 – 1910 (Matisto 1958). Kartoitustyö keskeytyi aina vuoteen 1931 saakka, jolloin H. Hausen jatkoi työtä tehden Berghellin aineiston ja omien revidointiensä pohjalta 1:100 000 kivilajikartan (Hausen 1933). Hausen siirtyi pois silloisen Geologisen tutkimuslaitoksen palveluksesta ja aineisto jäi hyllylle vuoteen 1949. Silloin A. Matisto sai tehtäväkseen Suomussalmen karttalehden D5 kartoituksen. 1900 -luvun alun tutkimusaineisto oli tällöin kuitenkin jo vanhentunut ja Suomussalmen kartoitus tehtiin kokonaan uudelleen mittakaavaan 1:400 000 vv. 1949 – 1953 (Matisto 1954, 1958). Etelämpänä Kuhmon ja Tipasjärven vihreäkivivyöhykkeillä geologista kartoitusta ovat tehneet ensin Wilkman (1921, 1924) D4-karttalehden kartoituksen mittakaavassa 1:400 000 ja myöhemmin Hyppönen (1973, 1976, 1978, 1983), Luukkonen (1986, 1987, 1988a, 1993, 2001) ja Taipale et al. (1993) mittakaavassa 1:100 000.

Vielä joitain kymmeniä vuosia sitten, kun suprakrustisten komatiittien olemassaoloa ei vielä ymmärretty, ei puhuttu vihreäkivivyöhykkeestä, vaan Karjalaisista syväkivistä ja ”ofioliittimaisista muodostumista” (Matisto 1958) ja Itä-Kainuun liuskealueesta (Rankama 1964, Väyrynen 1954). Suprakrustiset ultramafiset vulkaniitit, komatiitit, tulivat tunnustetuiksi ja nimetyiksi vasta Richard ja Morris Viljoen -veljesten (Viljoen ja Viljoen 1969a, 1969b) tutkimusten perusteella. Komatiitti -nimitys tuli Barbertonin vihreäkivivyöhykkeen läpi virtaavan Komati -joen mukaan. Suomessa varsinainen komatiittitutkimus alkoi 70-luvulla. Ensimmäisenä aiheesta kirjoitti Tapani Mutanen (Mutanen 1976). Turun yliopisto kartoitti Lapissa ja osoitti monilta alueilta kiviä joiden kemismi oli

samanlainen kuin alkuperäisten komatiittien.

Kiannan alueella malmitutkimuksia tekivät Outokumpu Oy 1960-luvulla, Rautaruukki Oy 1970, Kajaani Oy 1973 - 1977 ja Outokumpu Oy uudestaan 1972 – 1982 (Piirainen 1983). Oulun yliopistossa toimi Kuhmon malmiprojekti 1977 - 1980 ja Arkeeisten alueiden malmiprojekti 1980 – 1984.

GTK on tutkinut aluetta vv. 1992 - 2001, jolloin Suomussalmen vihreäkivivyöhykkeeltä löytyivät Vaaran ja Kauniinlammen Ni-Cu-PGE - malmimineralisaatiot (Pakkanen ja Luukkonen 1995, Halkoaho et al. 2000b, Luukkonen et al. 2002) aiemmin tunnettujen Kiannaniemen Hietaharjun ja Peura-ahon Ni-Cu- (Kurki 1980, Kojonen 1981, Kurki ja Papunen 1985, Halkoaho ja Papunen 1998b), Aittojärven Mo- (Kurki 1980), Arolan Ni- (Lehtinen 1983, Halkoaho ja Papunen 1998a), sekä Ala-Luoman Zn-Ag- ja Taivaljärven (Kopperoinen ja Tuokko 1988, Papunen et al. 1989) mineralisaatioiden lisäksi. Seipelästä, Siikaselänteestä ja Moukkorista löydettiin kulta-aiheita (Pietikäinen ja Niskanen 2001).

Tipasjärvi – Kuhmo - Suomussalmen vihreäkivivyöhykkeitä ovat tutkineet myös mm. Auvray et al. (1982), Blais ja Auvray (1990), Blais et al. (1978), Engel ja Diez (1989), Hanski (1980), Jahn et al. (1980), Kojonen (1981), Kopperoinen ja Tuokko (1988), Liipo et al. (1994), Luukkonen (1988b, 1992, 1993), Martin et al. (1984), Piirainen (1983, 1985, 1988), Taipale (1983, 1988), Taipale et al. (1980), Tuisku ja Sivonen (1984) ja Vidal et al. (1980). Juoni- ja intruusiotutkimuksia ovat tehneet mm. Hanski (1984), Kilpelä (1991), Vuollo (1994), Vuollo ja Huhma (2005), sekä Bernelius (2009).

Pro gradu -tutkimuksia TKS -vihreäkivivyöhykkeiltä ovat tehneet mm. Papunen (1960), Rantala (1963), Kokkola (1968), Kilpelä (1991), Nieminen (1998), Tulenheimo (1999), Lampinen (2005) ja Bernelius (2009).

Uudempia tutkimuksia TKS -vihreäkivivyöhykkeiden petrologiasta, iänmäärityksistä, malminmuodostuksesta ja kuoren kehityksestä ovat tehneet, Halkoaho et al. (2000a), Huhma et al. (1999, 2010, 2012), Käpyaho (2007), Käpyaho et al. (2006), Papunen et al. (1998) ja Vaasjoki et al. (1999). Yleiskatsauksia TKS -alueesta ovat julkaisseet Luukkonen ja Sorjonen-Ward (1998), Sorjonen-Ward et al. (1997), sekä

Sorjonen-Ward ja Luukkonen (2005). Tipasjärvi - Kuhmo - Suomussalmi vihreäkivivyöhykkeiden korreloivan ja kokoavan stratigrafia-analyysin tekivät **Papunen et al. (2009).**

Yksittäisiä Rytyskallioon kohdistuvia lähdekuriosteetteja ovat **Laitakarinen (1967)** julkaiseman Suomen mineraalien hakemiston tiedot Rytyskalliolta löydetyistä mineraaleista. Laitakari mainitsee neljä lähdettä seuraavasti:

Metzger (1919) mainitsee *Ryttyskalliolta* löytyneiksi mineraaleiksi dolomiitti, magnetiitti, serpentiini, serpentiiniasbesti, talkki ja tremoliitti.

Matisto (1958) mainitsee Saarijärveltä, *Rytkyksen* talosta ½ km W-päin löytyneen kovakuituista asbestia, dolomiittia ja magnesiittia.

Teknisen korkeakoulun geologian laboratorion kokoelmissa Otaniemessä on näytteitä Ruhtinaansalmelta, Saarijärveltä, *Rytikalliolta* löydettyä magnetiittia.

Vesasalo (1961) mainitsee Ruhtinaansalmelta, Rytykseltä löydetyn dolomiittia, kloriittia, magnesiittia, magnetiittia, serpentiiniasbestia ja talkkia.

Lähteet:

Auvray B., Blais S., Jahn B. M. ja Piquet D., 1982. Komatiites and the komatiitic series of the Finnish greenstone belts. Teoksessa: Arndt N.T. ja Nisbet E.G. (toim.) Komatiites. George Allen & Unwin, Lontoo. S. 131-146.

Bernelius S., 2009. Suomussalmen varhaisproterotsoisten diabaasien mineralogia tektonisessa tulkinnassa. Pro Gradu, Helsingin yliopisto. 63 s.

Blais S., Auvray B., Capdevila R., Jahn B. M., Hameurt J. ja Bertrand J. M., 1978. The archean greenstone belts of Karelia and their komatiitic and tholeiitic series. Teoksessa: Archean geochemistry, toimittaneet Windley B.F. ja Naqvi S.M. Developments in precambrian geology 187-107.

Blais S. ja Auvray B., 1990. Serpentinization in the Archean Komatiitic Rocks of the Kuhmo Greenstone Belt, Eastern Finland. Canadian Mineralogy, **28**: 55-66.

Engel W. W. ja Diez G-J., 1989. A modified stratigraphy and tectono-magmatic model for the Suomussalmi greenstone belt, Eastern Finland, based on the re-mapping of the Ala-Luoma area. Bulletin of the Geological Society of Finland, **61**: 143-160.

Halkoaho T. ja Papunen H., 1998a. Geology and Mineral Deposits of the Arola Area, Kuhmo. Technical report 6.3: Mineralogy and modelling of Ni sulfide deposits in komatiitic/picritic extrusives. Task 1.2 in Integrated Technologies for Mineral Exploration; Pilot Project for Nickel Ore Deposits Brite-EuRam BE-1117 GeoNickel.

Www-lähde:

http://en.gtk.fi/export/sites/default/ExplorationFinland/Commodities/Nickel/Arola_text.pdf

Halkoaho T. ja Papunen H., 1998b. Geology and Mineral Deposits of the Kiannanniemi Area, Suomussalmi. Technical report 6.4: Mineralogy and modelling of Ni sulfide deposits in komatiitic/picritic extrusives. Task 1.2 in Integrated Technologies for Mineral Exploration; Pilot Project for Nickel Ore

Deposits Brite-EuRam BE-1117 GeoNickel. Www-lähde:
http://en.gtk.fi/export/sites/default/ExplorationFinland/Commodities/Nickel/Suomussalmi_report.pdf

Halkoaho T., Liimatainen J., Papunen H. ja Välimaa J., 2000a. Exceptionally Cr-rich basalts in the komatiitic volcanic association of the Archaean Kuhmo greenstone belt, eastern Finland. *Mineralogy and Petrology*, **70**: 105-120.

Halkoaho T., Luukkonen E., Niskanen M., Pietikäinen K. and Tenhola M., 2000b. The Vaara-Kauniinlampi komatiitic nickel prospects in Suomussalmi, eastern Finland (register numbers of claims 5376/1, 5376/2, 5789/1, 5789/2, 6171/1, 6271/1, 6273/1, 6676/1, 6770/1 and 6938/1). Report includes drill data on a CD. CM 06/4513-4514/2000/1, Geological Survey of Finland. Www-lähde: <http://en.gtk.fi/ExplorationFinland/ExplorationNews/2000/vaara/kaunis.htm>

Hanski E. J., 1980. Komatiitic and tholeiitic metavolcanics of the Siivikkovaara area in the Archean Kuhmo greenstone belt, eastern Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, **52**: 67-100.

Hanski E. J., 1984. Geology of the gabbro-wehrlite association in the eastern part of the Baltic shield. Arkeeisten alueiden malmiprojekti. Oulun yliopisto, raportti 20. 78 s.

Hausen H., 1933. Konzept till geologiska kartbladet Suomussalmi, D5. 1 : 100 000. Geologisen tutkimuslaitoksen arkisto, No. 1464 a, b, c ja d. Lähde mainittu teoksessa: Matisto 1958, s. 10.

Huhma H., Mänttari I., Peltonen P., Halkoaho T., Hölttä P., Juopperi H., Konnunaho J., Kontinen A., Lahaye Y., Luukkonen E., Pietikäinen K. ja Sorjonen-Ward P., 2010. Age and Sm-Nd isotopes on the Archean greenstone belts in Finland. *Lithosphere 2010 Symposium*, October 27-28, 2010, Helsinki. S. 13-16.

Huhma, H., Mänttari, I., Peltonen, P., Kontinen, A., Halkoaho, T., Hanski, E., Hokkanen, T., Hölttä, P., Juopperi, H., Konnunaho, J., Layahé, Y., Luukkonen, E., Pietikäinen, K., Pulkkinen, A., Sorjonen-Ward, P., Vaasjoki,

M. ja Whitehouse, M., 2012. The age of the Archaean greenstone belts in Finland. Geological Survey of Finland, Special Paper **54**: 74–175.

Huhma H., Mänttari I. ja Vaasjoki M., 1999. Dating the Finnish Archaean greenstone belts - isotope geology. In: Papunen H. ja Eilu P. (eds) Geodynamic evolution and metallogeny of the Central Lapland, Kuhmo and Suomussalmi greenstone belts, Finland. University of Turku, Institute of geology and mineralogy publication, **42**: 72-74.

Hyppönen, V., 1973. Hiisijärvi. Suomen geologinen kartta 1:100 000. Lehti **4412**.

Hyppönen, V., 1976. Ontojoki. Suomen geologinen kartta 1:100 000. Lehti **4411**.

Hyppönen, V., 1978. Kuhmo. Suomen geologinen kartta 1:100 000. Lehti **4413**.

Hyppönen, V., 1983. Ontojoen, Hiisijärven ja Kuhmon kartta-alueiden kallioperä. **4411, 4412, 4413**. Geologian tutkimuskeskus. 60 s.

Jahn Bor-Ming, Auvray B., Blais S., Capdevila R., Cornichet J. Vidal P. ja Hameurt J., 1980. Trace element geochemistry and petrogenesis of Finnish greenstone belts. Journal of Petrology, **21**: 201-244.

Kilpelä M., 1991. Itä-Kainuun varhaisproterotsooiset diabaasit. Pro gradu, Turun yliopisto. 113 s.

Kojonen K. K., 1981. Geology, geochemistry and mineralogy of two Archean nickel-copper deposits in Suomussalmi, eastern Finland. Bulletin of the Geological Survey of Finland, **315**. 58 s.

Kokkola M. 1968. Kiannan alueen vulkaanisesta muodostumasta. Pro gradu, Turun yliopisto. 106 s.

Kopperoinen T. ja Tuokko I., 1988. The Ala-Luoma and Taivaljärvi Zn-Pb-Ag-

Au deposits, eastern Finland. Teoksessa: (Marttila E., ed.) *Archaean Geology of the Fennoscandian Shield*, Geological Survey of Finland, Special Paper 4: 131-144.

Kurki J., 1980. Suomussalmen Aittojärven Mo-esiintymä. *Geologi* 32: 94.

Kurki J., 1980. Main features of the geology and nickel-copper deposits of the Kianta area, Suomussalmi. In *Nickel Sulfides in Ultramafic and Mafic Rocks* (IGCP project 161, H. Papunen, ed.). Field excursion guidebook, s. 75-86.

Kurki J. ja Papunen H. 1985. Geology and nickel-copper deposits of the Kianta area, Suomussalmi. In: Papunen H. ja Gorbunov G. I. (eds) *Nickel-copper deposits of the Baltic shield and Scandinavian caledonides*. Geological Survey of Finland, Bulletin 333: 155-161.

Käpyaho A., 2007a. Archaean crustal evolution in eastern Finland: new geochronological and geochemical constraints from the Kuhmo terrain and the Nurmes belt. Geological Survey of Finland. 97 s.

Käpyaho A., Mänttari I. ja Huhma H., 2006. Growth of Archaean crust in the Kuhmo district, eastern Finland: U-Pb and Sm-Nd isotope constraints on plutonic rocks. *Precambrian Research*, 146: 95-119.

Laitakari A., 1967. Suomen mineraalien hakemisto. Bulletin de la Commission Géologique de Finlande, 230, 842 p.

Lampinen H., 2005. Karbonaattiutumisen ja siihen liittyvä kultamalmin muodostus arkeaisella Kuhmon-Suomussalmen vihreäkivivyöhykkeellä. Pro gradu, Turun yliopisto. 158 s.

Lehtinen M., 1983. Kuhmon Arolan alueen geologiasta ja nikkeliyesiintymästä. Pro gradu, Turun yliopisto. 126 s.

Liipo J., Vuollo J., Nykänen V. ja Piirainen T., 1994. Chromite compositions as evidenced for an archaean ophiolite in the Kuhmo greenstone belt in Finland.

Bulletin of the Geological Society of Finland, **66**: 1-18.

Luukkonen E. J., 1986. Moisiovaara. Suomen geologinen kartta 1:100 000. Lehti **4421**.

Luukkonen E. J., 1987. Ala-Vuokki. Suomen geologinen kartta 1:100 000. Lehti **4423+4441**.

Luukkonen E. J., 1988a. Moisiovaaran ja Ala-Vuokin kartta-alueiden kallioperä. **4421, 4423+4441**. Geologian tutkimuskeskus. 90 s.

Luukkonen E. J., 1988b. The structure and stratigraphy of the northern part of the late Archaean Kuhmo greenstone belt, eastern Finland. Teoksessa: (Marttila E., ed.) Archaean Geology of the Fennoscandian Shield, Geological Survey of Finland, Special Paper **4**: 71-96.

Luukkonen E. J., 1992. Late archean and early proterozoic structural evolution in the Kuhmo-Suomussalmi terrain, Eastern Finland. Annales Universitatis Turkuensis. Sarja-Series A 78, S. 1-37.

Luukkonen E. J., 1993. Lentiira. Suomen geologinen kartta 1:100 000. Lehti **4414+4432**.

Luukkonen, E. J. 2001. Lentiiran kartta-alueen kallioperä. Summary: Pre-Quaternary rocks of the Lentiira map-sheet area. **4414+4432**. Geologian tutkimuskeskus. 51 s.

Luukkonen E. J. ja Sorjonen-Ward P., 1998. Arkeainen kallioperä-ikkuna 3 miljardin vuoden taakse. Teoksessa: Suomen kallioperä, 3000 vuosimiljoonaa. Suomen Geologinen Seura, Helsinki. S. 106-137.

Luukkonen E. J., Halkoaho T., Hartikainen A., Heino T., Niskanen M., Pietikäinen K. ja Tenhola M., 2002. Itä-Suomen arkeiset alueet -hankkeen (12201 ja 2105000) toiminta vuosina 1992-2001 Suomussalmen, Hyrynsalmen, Kuhmon, Nurmeksen, Rautavaaran, Valtimon, Lieksan, Ilomantsin,

Kiihtelysvaaran, Enon, Kontiolahden, Tohmajärven ja Tuupovaaran alueella. Geologian tutkimuskeskus, raportti M19/4513/2002/1. 265 s. Www-lähde: http://arkisto.gsf.fi/m19/4513/m19_4513_2002_1.pdf

Martin H., Auvray B., Blais S., Capdevila R., Hameurt J., Jahn B. M., Piquet D., Querre G. ja Vidal Ph., 1984. Origin and geodynamic evolution of the Archean crust of eastern Finland. The Bulletin of the Geological Society of Finland, **56**: 135-160.

Matisto A., 1954. Suomussalmi. Suomen geologinen yleiskartta, lehti D5, kivilajikartta, 1:400 000. Geologinen tutkimuslaitos, Helsinki.

Matisto A., 1958. Suomussalmi. Suomen geologinen yleiskartta, lehti D5, kivilajikartan selitys, 1:400 000. Geologinen tutkimuslaitos, Espoo. 115 s, 1 kartta.

Metzger A. A. Th., 1919. Bericht Über die Untersuchungen im Saarijärvi gebiet. Julkaisematon käsikirjoitus GTK:ssa. Lähde mainittu teoksessa: Laitakari 1967, s. 636.

Mutanen T., 1976. Komatiites and komatiite provices in Finland. *Geologi* **4-5**:49-56.

Nieminen J., 1998. Kuhmon Kellojärven polymiktinen vulkaaninen konglomeraatti. Pro gradu, Turun yliopisto. 105 s.

Pakkanen L. ja Luukkonen E. J., 1995. Native nickel and copper in the Kauniinvaara ultramafic body of the late Archaean Suomussalmi greenstone belt, eastern Finland. In: Autio S. (ed.) Geological Survey of Finland, Current Research 1993-1994. Geological Survey of Finland. Special Paper **20**: 23-29.

Papunen H., 1960. Havaintoja Siivikkovaaran alueen kallioperästä Kuhmon pitäjän Vieksin kylässä. Pro gradu, Helsingin yliopisto. 79 s.

Papunen H., Halkoaho T., Liimatainen J. ja Tulenheimo T., 1998. Komatiite

geology of the Siivikkovaara and Kellojärvi areas of the Kuhmo greenstone belt. Technical report 6.2: Mineralogy and modelling of Ni sulfide deposits in komatiitic/picritic extrusives. Task 1.2 in Integrated Technologies for Mineral Exploration; Pilot Project for Nickel Ore Deposits Brite-EuRam BE-1117 GeoNickel.

Www-lähde:

http://en.gtk.fi/export/sites/default/ExplorationFinland/Commodities/Nickel/Kuhmo_text.pdf

Papunen H., Halkoaho T. ja Luukkonen E. J., 2009. Archean evolution of the Tipasjärvi-Kuhmo-Suomussalmi greenstone complex, Finland. Geological Survey of Finland, Bulletin **403**:1-68.

Papunen H., Kopperoinen T. ja Tuokko I., 1989. The Taivaljärvi Ag-Zn Deposit in the Archean Greenstone Belt, Eastern Finland. Economic Geology Vol. **84**: 1262-1276.

Pietikäinen K. ja Niskanen M., 2001. Tutkimustyöselostus Suomussalmen kunnan Saarikylässä sijaitsevista valtauksista Seipelä 1 (Kaiv. RNro 6550/1) ja Siikaselänne 1 (Kaiv. RN :o 5620/1) sekä niitä ympäröivästä valtausvarausalueesta (69/1997). Geologian tutkimuskeskus, raportti M06/4513/2001/2. 16 s.

Www-lähde:

http://arkisto.gsf.fi/m6/4513/m06_4513_2001_2.pdf

Piirainen T. 1983. Kuhmoidit ja niiden malmipotentiali. 21 s. Www-lähde: http://arkisto.gsf.fi/k/k_1983_1_piirainen.pdf

Piirainen T., 1985. Arkeisten alueiden malmiprojektin loppuraportti. Oulu : Oulun yliopisto. Raportti / Arkeisten alueiden malmiprojekti **28**.

Rankama K., 1964. Suomen geologia. Kirjayhtymä. 414 s.

Rantala E., 1963. Suomussalmen pitäjän Kiannan-Saarijärven suprakrustisen muodostuman pohjoisosan vulkanogeenisistä kivilajeista. Pro gradu, Helsingin yliopisto. 69 s.

Sorjonen-Ward P. ja Luukkonen E. J., 2005. Archean rocks. Teoksessa: Precambrian geology of Finland. Key to the evolution of the fennoscandian shield. Ed. Lehtinen M., Nurmi P.A. ja Rämö O.T. Developments in precambrian geology **14**. s. 19-99.

Sorjonen-Ward P., Nironen M. ja Luukkonen E. J., 1997. Greenstone associations in Finland. Teoksessa: de Wit M. J. ja Ashwal L. D. (eds) Greenstone Belts. Oxford University Press. S. 677-698.

Taipale K., 1983. The geology and geochemistry of the Archaean Kuhmo greenstone-granite terrain in the Tipasjärvi area, eastern Finland. Acta Universitatis Ouluensis **A 151**. 98 s.

Taipale K., 1988. Volcanism in the Archaean Kuhmo greenstone belt, eastern Finland. Teoksessa: (Marttila E., ed.) Archaean Geology of the Fennoscandian Shield, Geological Survey of Finland, Special Paper **4**: 151-160.

Taipale K, Horneman R. ja Hyvärinen T., 1993. Puukari. Suomen geologinen kartta 1:100 000. Lehti **4322**.

Taipale K., Tuokko, I. ja Piirainen T., 1980. A brief introduction in the geology and geochemistry of the Kuhmo greenstone belt, eastern Finland. In Nickel Sulfides in Ultramafic and Mafic Rocks (IGCP project 161, H. Papunen, ed.). Field excursion guidebook, 37-73.

Tuisku P. ja Sivonen S., 1984. Paine ja lämpötilaolosuhteet Kuhmon vihreäkivivyöhykkeen metamorfoosissa. Arkeisten alueiden malmiprojekti rap. **19**. Oulun yliopisto. 65 s.

Tulenheimo T., 1999. Kuhmon Kellojärven kerroksellinen ultramafinen muodostuma. Pro gradu, Turun yliopisto. 199 s.

Vaasjoki M., Taipale K. ja Tuokko I., 1999. Radiometric dates and other isotopic data bearing on the evolution of the Archaean Crust and ores in the Kuhmo-Suomusalmi area, eastern Finland. The Bulletin of the Geological

Society of Finland, **71**: 155-176.

Vesasalo A., 1961. Suomen talkki ja vuolukiviesiintymät. HYK:n geologian laitos, julkaisematon käsikirjoitus. Lähde mainittu teoksessa: Laitakari 1967, s. 636.

Vidal Ph., Blais S., Jahn B. M., Capdevila R. ja Tilton G. R., 1980. U-Pb and Rb-Sr systematics of the Suomussalmi Archaean Greenstone belt (eastern Finland). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **44**: 2033-2044.

Viljoen M. J. ja Viljoen R. P., 1969a. An Introduction to the geology of the Barberton granite-greenstone terrain. Teoksessa: Upper Mantle Project - South African National Committee Symposium, July 1969. Geological Society of South Africa Special Publication no **2**: 9-28.

Viljoen R. P. ja Viljoen M. J., 1969b. The effects of metamorphism and serpentinization of the volcanic and associated rocks of the Barberton region. Teoksessa: Upper Mantle Project - South African National Committee Symposium, July 1969. Geological Society of South Africa Special Publication no **2**: 29-53.

Vuollo J., 1994. Paleoproterozoic basic igneous events in eastern fennoscandian shield between 2.45 and 1.97 Ga. *Acta Universitatis Ouluensis Series A, Scientiae Rerum Naturalium* **250**. 47 s. + original papers.

Vuollo J. ja Huhma H., 2005. Paleoproterozoic mafic dikes in NE Finland. Teoksessa: Precambrian geology of Finland. Key to the evolution of the fennoscandian shield. Ed. Lehtinen M., Nurmi P.A. ja Rämö O.T. *Developments in precambrian geology* **14**. s. 195-236.

Väyrynen H., 1954. Suomen kallioperä. Tiedekirjasto n:o 27, Otava. 260 s.

Wilkman W. W., 1924. Nurmes. Suomen geologinen yleiskartta. Vuorilajikartta. Lehti D4. 1 : 400 000.

Wilkman W. W., 1921. Nurmes. Suomen geologinen yleiskartta, lehti D4, 1:400 000 vuorilajikartan selitys,. Geologinen tutkimuslaitos, Helsinki.