

Kainuun Kuhmon ja Tipasjärven arkeisten vihreäkivivyöhykkeiden korkean Cr-pitoisuuden basaltit – onko Kuu Kuhmosta vai Kuhmo Kuusta?

TAPIO HALKOAHO

Johdanto

Kromi ja nikkeli ovat sopeutuvia alkuaineita maapallon vaipan mineraaleissa. Pääasiassa vaipan mineralogia koostuu oliviinista, pyrokseenista, spinellistä ja granaatista – jotka siis ottavat helposti kidehilaansa näitä metalleja. Maan vaipan vähäinen osittaisulaminen rikastaa kyseisiä metalleja magmojen muodostumisalueille. Tarvitaan kuitenkin suurempi vaipan osittaisulaminen, jotta voi muodostua kromi- ja nikkelirikkaita sulia, kuten komatiitteja (Arndt 1977).

Mafisen magman fraktioivassa kiteytymisessä kromi sitoutuu kromiittiin, ja oliviini-kromiittikumulaattien kiteytyessä magma köyhtyy kromista. Kromia sisältävän klinopyrokseenin varhainen kiteytyminen voi vähentää magman kromipitoisuutta siinä määrin, että kromiittia ei kiteydy (Irvine 1967; Hill & Roeder 1974). Nikkeli käyttäytyy fraktioivassa kiteytymisessä hyvin samankaltaisesti kuin kromi. Nikkeli sitoutuu oliviiniin, ja oliviinin fraktioituessa jäännössula köyhtyy nikkelistä. Komatiittiset basalttisolat ovat yleensä komatiittimagmajen kehittyneitä sulia ja muodostuvat oliviini+kromiitti±pyrokseeni-kiteiden fraktioitumisen tuloksena (esim. Herrmann ym. 1976; Arndt & Nesbitt 1982). Tämän vuoksi niissä on sekä kromin että nikkelin suhteen alhaisemmat pitoisuudet kuin komatiiteissa. Näin onkin, jos komatiittiset basaltit ovat geologisesti yhteydessä saman alueen ultramafiseen komatiittiseurantoon eli

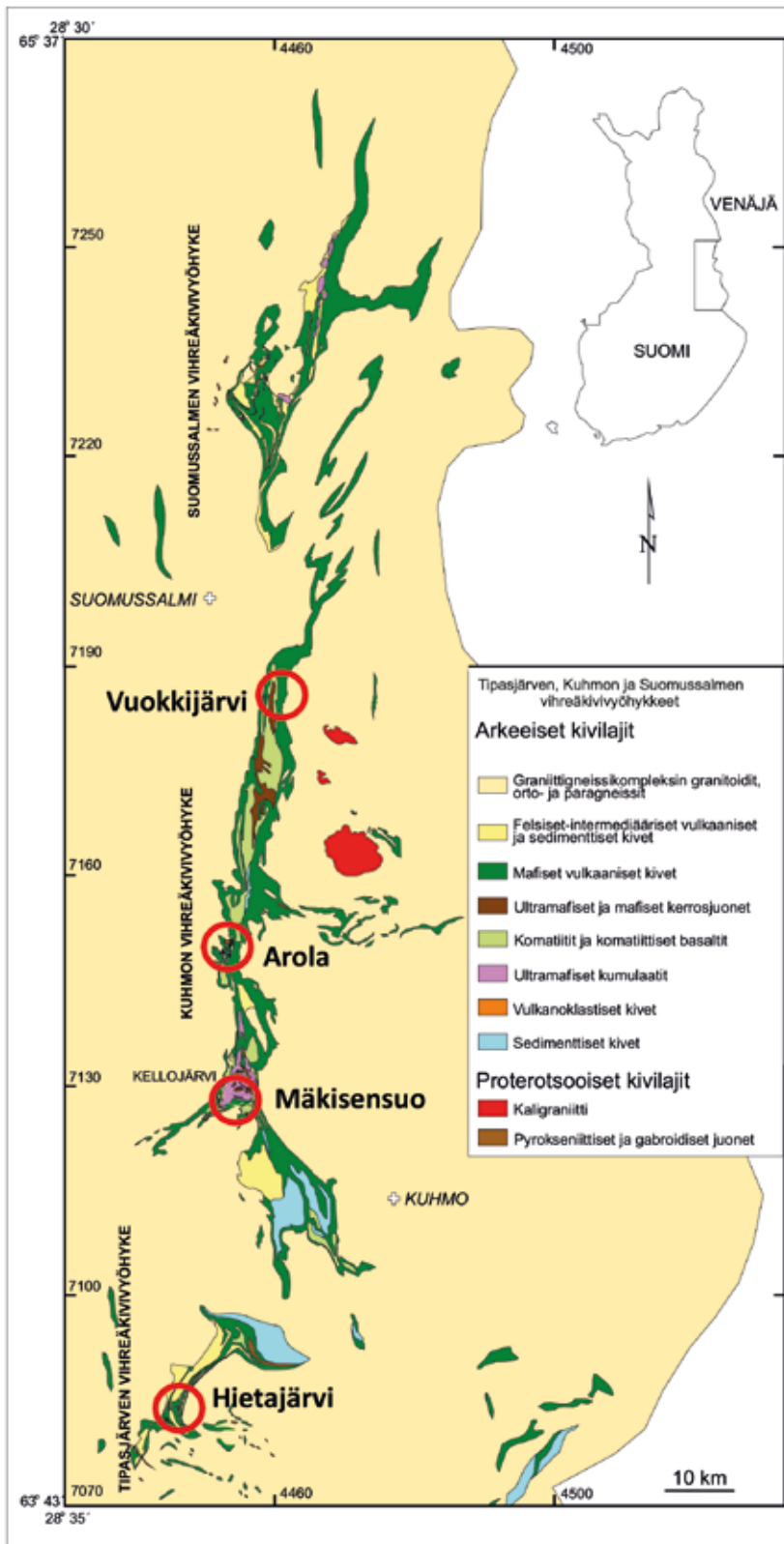
komatiiteista komatiittisten basalttien kautta Cr-basaltteihin (esim. Arndt & Nesbitt 1982). Itä-Suomen arkeisten vihreäkivivyöhykkeiden vulkaanisten komatiittiseurantojen basalttisista vulkaanisista kivistä on havaittu poikkeuksellisen korkeita kromi- ja nikkelipitoisuuksia (Halkoaho ym. 2000).

Tipasjärvi-Kuhmo-Suomussalmen vihreäkivikompleksi

Itä-Suomessa sijaitseva tonaliitti-trondhjeimiittigneissien (TTG) ympäröimä pohjois-eteläsuuntainen Tipasjärvi-Kuhmo-Suomussalmen vihreäkivikompleksi on 220 km pitkä ja jopa 10 km leveä (kuva 1). Stratigrafisesti vihreäkivikompleksi kuuluu mesoarkeiseen Kianta-superryhmään (Sorjonen-Ward & Luukkonen 2005), joka muodostui arkeisella eonilla, Maan alkuvaiheessa yli 2,5 miljardia vuotta sitten. Tipasjärven vihreäkivivyöhyke muodostaa kompleksin eteläosan, Kuhmon vihreäkivivyöhyke keskiosan ja Suomussalmen vihreäkivivyöhyke pohjoisosan. Vaikka nämä kolme vyöhykettä sijaitsevat toisistaan hieman erillään, niiden kivilajit ja kivilajiseurannot ovat hyvin samankaltaisia. Onkin oletettavaa, että nämä vyöhykkeet ovat jäänteitä alun perin laajemmasta yhtenäisestä vulkaanisesta kompleksista, jota myöhemmät eroosio- ja tektoniset prosessit ovat muokanneet. Näissä vihreäkivivyöhykkeissä runsaimmin esiintyvä kivilaji on tholeiittinen basaltti, jota esiintyy

Kuva 1. Itä-Suomessa sijaitseva Tipasjärvi-Kuhmo-Suomussalmen vihreäkivivyöhykekompleksin sijainti (muokattu Korsman ym. 1997) ja korkean Cr-pitoisuuden basalttipaljastuma-alueet (punaiset ympyrät). Koordinaatit on annettu leveys- ja pituusasteina sekä kartastokoordinaattijärjestelmässä (KKJ4).

Figure 1. Location of the Tipasjärvi-Kuhmo-Suomussalmi greenstone complex in eastern Finland (modified after Korsman et al. 1997) and high-Cr basalt outcrop areas (red circles). Coordinates are given in latitudes / longitudes and in the National Grid Coordinate System (KKJ zone 4).



vyöhykkeiden itä- ja länsireunoilla. Tämän lisäksi vihreäkivivyöhykkeet sisältävät muita vulkaanisia kiviä sekä vulkaniitteihin liittyviä sedimenttikiviä. Nykyään vyöhykkeet muodostavat symmetriset ja leveät synkliinit, joissa vanhimmat kivilajityypit ovat reunoilla ja nuorimmat keskiosissa (Papunen ym. 2009 ja siinä olevat viitteet).

Kuhmon vihreäkivivyöhyke

Arkeinen Kuhmon vihreäkivivyöhyke on ollut kallioperägeologisen kartoituksen (Wilkinson 1921; Matisto 1958; Hyppönen 1973, 1976, 1978, 1983; Luukkonen 1988b, 1992, 2001; Luukkonen ym. 2002; Käpyaho ym. 2006) ja malmietsinnän (Vanne 1984; Vihreäpuu 1998; Halkoaho & Niskanen 2004, 2012; Halkoaho ym. 2015, 2016) kohteena jo yli 100 vuotta. Vyöhykettä ovat tutkineet Geologian tutkimuskeskuksen ja malminetsintäyhtiöiden lisäksi myös Oulun (Piirainen 1985, 1988), Rennesin (Martin ym. 1984) ja Turun (Papunen ym. 1998, 2009) yliopistojen tutkijat. Deformaatio on monilla alueilla tuhonnut pintasyntyisten kivien alkuperäiset rakenteet ja tekstuurit. Kuhmon vihreäkivivyöhykkeen osissa, joissa deformaatio on ollut vähäistä, rakenteet ja tekstuurit ovat säilyneet hyvin. Yksi näistä ns. avainalueista on Pahakangas-Siivikkovaara-Kellojärven alue, josta Mäkisensuolta ensimmäisen kerran löydettiin korkean Cr-pitoisuuden basalttia (kuva 1). Kyseistä aluetta ovat kartoittaneet ja kuvanneet mm. Papunen (1960), Hanski (1980), Hyppönen (1983), Gruau ja muut (1992), Halkoaho ja muut (1996, 2000), Nieminen (1998), Tulenheimo (1999) sekä Lehtonen ja muut (2016).

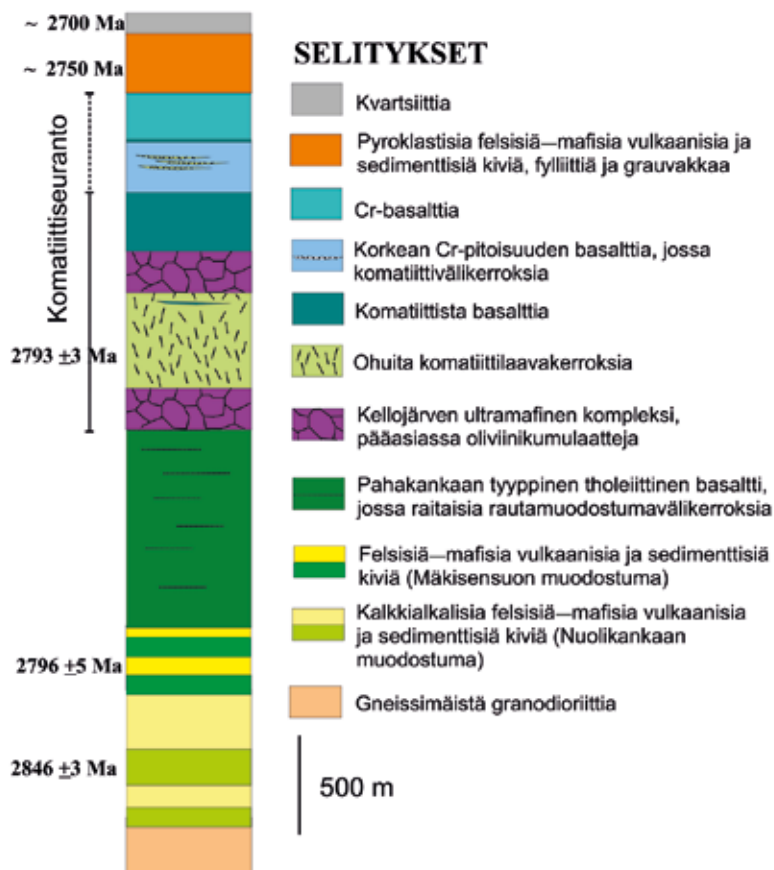
Kuhmon vihreäkivivyöhykkeen stratigrafiaa ovat kuvanneet Piirainen (1985, 1988), Papunen ja muut (2009), Huhma ja muut (2012a) ja Lehtonen ja muut (2016). Kuhmon vihreäkivivyöhykkeen alimman osan muodostaa kalkkialkalisista felsisistä–mafisista vulkaanisista ja sedimenttisistä kivistä koostu-

va Nuolikankaan muodostuma (kuva 2), jonka Lehtonen ja muut (2016) ovat määrittäneet 2846 ± 3 miljoonan vuoden ikäiseksi (näyte A2207). Huhma ja muut (2012a) ovat saaneet samanlaisen iän Hetteilästä Vuosangan alueelta, n. 12 km Kellojärveltä pohjoiseen, intermediaarisesta vulkaanisesta kivistä (A1773, 2836 ± 6 milj. v). Nuolikankaan muodostuman päälle on kerrostunut felsisistä–mafisista vulkaanisista kivistä ja sedimenttikivistä koostuva Mäkisensuon muodostuma, jonka iäksi Lehtonen ja muut (2016) ovat saaneet 2796 ± 5 miljoonaa vuotta (näyte A2230). Kerrosjärjestyksessä seuraavana oleva Pahakangas muodostuma koostuu tholeiittisista laavapatjoista, jotka sisältävät välikerroksina raitaisia rautamuodostumia. Pahakangas muodostumaa ei ole toistaiseksi iätetty. Sen iäksi on aiemmin ehdotettu Moisiavaaran alueelta gabrosta saatua 2823 ± 6 miljoonan vuoden ikää (A976, Huhma ym. 2012a). Moisiavaaran gabrosta saatu ikä sopii kuitenkin paremmin Suomussalmen vihreäkivivyöhykkeeltä löydettyyn n. 2820 miljoonan vuoden ikäryhmään, johon mm. Hietaharjun ja Peuraahon Ni-Cu-esiintymien isäntäkivet kuuluvat (ks. Huhma ym. 2012a; Lehtonen ym. 2017).

Kuhmon vihreäkivivyöhykkeen Siivikon muodostuma koostuu komatiiteista, komatiittisista basalteista, Cr-basalteista ja korkean Cr-pitoisuuden basalteista. Kellojärven ultramafinen kompleksi kuuluu tähän muodostumaan (kuva 2). Siivikon muodostuman ikä, 2793 ± 3 miljoonaa vuotta (A2213, Lehtonen ym. 2016), on saatu Kellojärven ultramafisen kompleksin välikerroksena esiintyvistä intermediaarisesta vulkaniittivälikerroksesta. Nuorinta muodostumaa Kuhmon vihreäkivivyöhykkeellä edustaa Ronkaperän muodostuma, joka koostuu erilaisista vulkaanisista ja sedimenttisistä kivistä (kuva 2). Ronkaperän muodostuma on kerrostunut noin 2700–2750 miljoonaa vuotta sitten (Hietaperän kvartsiitti A2206, ≤ 2700 milj. v, Lehtonen ym. 2016 ja Ronkaperän Rakennuslahden grauvakka

Kuva 2. Kuhmon vihreäkivivyöhykkeen yleistetty stratigrafiapylväs (muokattu lähteestä Halkoaho ym. 2000). Ma = miljoonaa vuotta.

Figure 2. The generalized stratigraphy column of the Kuhmo greenstone belt (modified after Halkoaho et al. 2000). Ma = millions of years.



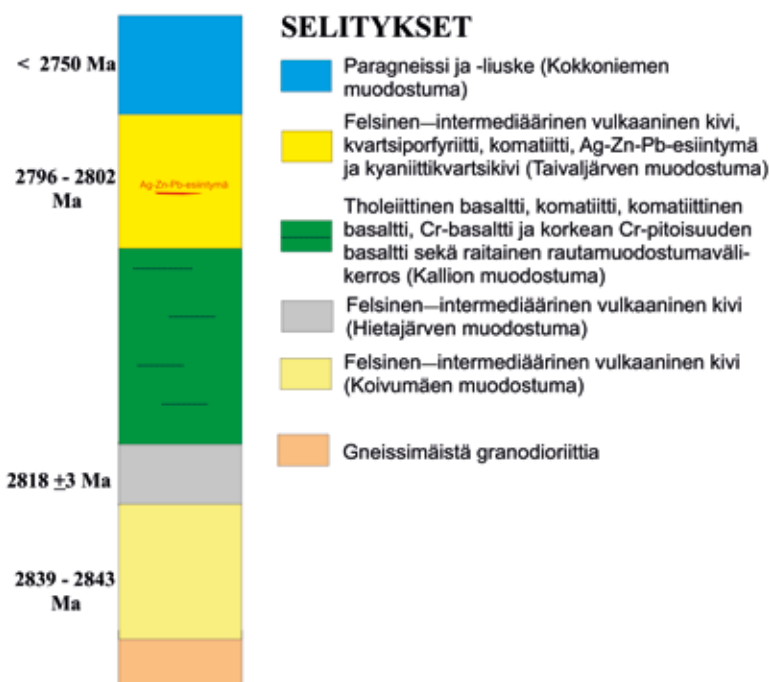
A2102/83-PGN-90 n. 2 750 milj. v, Huhma ym. 2012a). Hietaperän kvartsiiittista on löydetty muutamia poikkeuksellisen, $\geq 2\,950$ miljoonaa vuotta, vanhoja zirkonirakeita. Yksittäisestä rakeesta saadut kaksi ikää olivat $3\,345 \pm 11$ ja $3\,359 \pm 8$ miljoonaa vuotta (Lehtonen ym. 2016).

Tipasjärven vihreäkivivyöhyke

Arkeinen Tipasjärven vihreäkivivyöhyke on noin 25 km pitkä ja 3–5 km leveä (kuva 1). Tipasjärven vihreäkivivyöhykkeeltä on julkaistu useita tutkimuksia (mm. Vartiainen 1970; Blais ym. 1978; Martin ym. 1983; Taipale 1983; Martin & Querrè 1984; Luukkonen 1985, 1988a; Piirainen 1985; Luukkonen & Lukkarinen 1986; Papunen ym. 1989, Sorjo-

nen-Ward & Luukkonen 2005; Pietikäinen ym. 2008; Papunen ym. 2009; Lindborg ym. 2015; Lehtonen & Käpyaho 2016). Alueen isotooppigeologiaa ja radiometrisiä ikämäärityksiä ovat julkaisseet Vaasjoki ja muut (1999), Huhma ja muut (2012a,b) sekä Lehtonen ja Käpyaho (2016).

Tipasjärven vihreäkivivyöhykkeen kivilajiseurannon alimman osan muodostaa felsisistä–intermediäärisistä vulkaanisista kivistä koostuva Koivumäen muodostuma (kuva 3) (Lehtonen & Käpyaho 2016: Talassuon yksikkö), jonka iäksi on saatu 2 839–2 843 miljoonaa vuotta (näytteet A1922, A2317 ja A2322: Huhma ym. 2012a; Lehtonen & Käpyaho 2016). Koivumäen muodostuman päälle kerrostunut Hietajärven muodostuma koostuu noin $2\,818 \pm 3$ miljoonaa vuotta sit-



Kuva 3. Tipasjärven vihreäkivivyöhykkeen yleistetty stratigrafiapylväs (muokattu lähteistä Papunen ym. 2009; Huhma ym. 2012a; Lindborg ym. 2015; Lehtonen & Käpyaho 2016; Halkoaho ym. 2023). Ma = miljoonaa vuotta.

Figure 3. The generalized stratigraphic column of the Tipasjärvi greenstone belt (modified after Papunen et al. 2009; Huhma et al. 2012a; Lindborg et al. 2015; Lehtonen and Käpyaho 2016; Halkoaho et al. 2023). Ma means millions of years.

ten kerrostuneista felsisistä–intermediäärisistä vulkaanisista kivistä (näyte A1921: Huhma ym. 2012a). Hietajärven muodostuman päällä on Kallion muodostuma, joka koostuu komatiitista, komatiittisesta basaltista, Cr-basaltista ja korkean Cr-pitoisuuden basaltista sekä raitaisista rautamuodostumavälikerroksista (kuva 3). Kallion muodostuman tarkkaa ikää ei tiedetä, sillä siitä ei ole tehty ikämääritystä. Kallion muodostuman päällä on Taivaljärven muodostuma (Lehtonen & Käpyaho 2016: Koivumäen yksikkö), joka koostuu felsisistä–intermediäärisistä vulkaanisista kivistä, kvartsi porfyriittisistä kivistä, komatiitista ja kyaaniittikvartsikivistä. Tähän muodostumaan liittyy myös Taivaljärven Ag-Zn-Au-Pb-esiintymä. Taivaljärven muodostuman ikä on noin 2796–2 802 miljoonaa vuotta (näytteet

A1186, A2313, A2314, A2315, A2320 ja A2321: Huhma ym. 2012a; Lehtonen & Käpyaho 2016). Tipasjärven vihreäkivivyöhykkeen nuorin muodostuma on paragneissistä ja -liuskeesta koostuva Kokkonniemen muodostuma (kuva 3). Kokkonniemen muodostuman ikä on noin <2 750 miljoonaa vuotta (A2318, A2319 ja A1748: Huhma ym. 2012a; Lehtonen & Käpyaho 2016).

Itä-Suomen korkean Cr-pitoisuuden basaltit

Kuhmon vihreäkivivyöhykkeen Mäkisen suon, Arolan ja Vuokkijärven alueiden sekä Tipasjärven vihreäkivivyöhykkeen Hietajärven alueen vulkaanisista seurannoista on tavattu



Kuva 4. Tyynylaavarakennetta korkean Cr-pitoisuuden basaltissa, Mäkisensuon alueella. Joissain tyynyissä on tyhjentymisonteloita (vaaleanharmaat alueet), jotka ovat täyttyneet kvartsilla ja epidootilla \pm karbonaatilla. Puukon pituus on noin 20 senttimetriä ja sen terä osoittaa kerrostumisjärjestyksen suuntaan. Kuva: Tapio Halkoaho.

Figure 4. Pillow lava structure in the high-Cr basalt, Mäkisensuo area. Some pillows contain drainage cavities (pale grey areas) filled with quartz, and epidote \pm carbonate. The length of the knife is about 20 centimetres, and the blade of knife points to the top direction of the sequence. Photo: Tapio Halkoaho.

poikkeuksellisen korkean kromipitoisuuden omaavia basaltteja (kuva 1, lisäksi ks. taulukko 1). Nämä korkean Cr-pitoisuuden basaltit sisältävät myös ohuita komatiittivälikerroksia (kuva 2). Näiden basalttien Cr-pitoisuus vaihtelee 1 300–4 500 ppm, ja niille on tyypillistä myös anomaalisen korkeat nikkelpitoisuudet (200–1 700 ppm) (Halkoaho ym. 2000). Myös Oijärven arkeiselta liuskejaksolta Iin kunnasta on löydetty korkean Cr-pitoisuuden basaltteja (Tolppi 1999). Itä-Suomessa korkean Cr-pitoisuuden omaavat basaltit esiintyvät stratigrafisesti komatiittiyksiköiden ja komatiittisten basalttiyksiköiden yläpuolella, muodostaen komatiittiseurannon toiseksi ylimmän yksikön. Ylimpänä yksikkönä esiintyy ns. Cr-basalttia, joka kuitenkin selkeästi

linkittyy alueen komatiittiseurantoon. Basalttien välillä on noin 6 metriä paksu komatiittinen basalttikerros (tremoliitti-biotiitti \pm kloriittikivi), joka sisältää vähäisen sulfidipiroctteen (Halkoaho ym. 2000).

Korkean Cr-pitoisuuden basalttiyksikön stratigrafinen paksuus Kuhmon Mäkisensuon alueella on suurimmillaan noin 250 metriä ja siihen sisältyy kaksi tai kolme ohutta (10–30 m) komatiittivälikerrosta (kuvat 1 ja 2). Nämä kerrokset ovat todisteena korkean Cr-pitoisuuden basaltin ja komatiitin samanaikaisesta purkautumisesta. Osassa paljastumia on havaittu tyynylaavarakenteita, ja joissain tyynyissä on kvartsilla ja epidootilla sekä paikoin karbonaatilla täyttyneitä onkaloita ja kaasurakkuloita (kuva 4). Valtimon/Sotkamon Hie-

tajärven ja Kuhmon Arolan alueilla korkean Cr-pitoisuuden basaltin paksuus on noin 50 metriä (Halkoaho ym. 2000). Suomussalmen Vuokkijärven kohteella kerroksen paksuus on noin 20 m (Outokumpu Oy, SMS/JUL-1).

Mineralogia

Itä-Suomen korkean Cr-pitoisuuden basaltit ovat metamorfoituneet alhaisen tai keskiasteen amfiboliittifasieksen olosuhteissa ja sisältävät mineraaliparageneesin: amfiboli (aktinoliitti–sarvivälke) + epidootti + albiitti + plagioklaasi + kvartsi. Kivien granoblastinen rakenne osoittaa niiden kiteytyneen uudelleen. Plagioklaasihajareakeita ei ole löydetty. Vaikka näissä basalteissa on korkea kromipitoisuus, kromiittien tai kromirikkaiden magnetiittien jäänteitä niistä ei ole löydetty. Amfibolit ovat siten muodostuneet kromipitoisen pyrokseenin muuttumisen tuloksena. Mikroanalyytien mukaan amfibolit (aktinoliitti–sarvivälke) sisältävät 1 200–8 000 ppm kromia ja jopa 1 340 (keskimäärin 850) ppm nikkeliä (Halkoaho ym. 2000).

Geokemia

Geokemiallisessa tutkimuksessa käytettiin 186 paljastuma- ja kairasydänreikänäytettä: 47 näytettä Tipasjärven vihreäkivivyöhykkeen alueelta (28 tholeiittista basalttia, 11 korkean Cr-pitoisuuden basalttia ja 8 Cr-basalttia), 55 näytettä Kuhmon vihreäkivivyöhykkeen Siivikkovaaran alueelta (21 tholeiittista basalttia, 13 korkean Cr-pitoisuuden basalttia ja 21 Cr-basalttia), 81 näytettä Kuhmon vihreäkivivyöhykkeen Arolan alueelta (27 tholeiittista basalttia, 7 korkean Cr-pitoisuuden basalttia ja 47 Cr-basalttia) ja 3 näytettä Kuhmon vihreäkivivyöhykkeen Vuokkijärven alueelta (1 korkean Cr-pitoisuuden basaltti ja 2 Cr-basalttia) (kuva 5). Lisäksi kuvassa 6 on esitetty Kuhmon vihreäkivivyöhykkeen Siivikkovaaran alueelta kerätyn 34 komatiittisen basalt-

tinäytteen ja 111 ohuen komatiittilaavapatjanäytteen geokemiallisia piirteitä.

Edustavien näytteiden pää- ja hivenalkuaineet määritettiin röntgenfluoresenssianalyysillä (XRF) Outokumpu Oy:n Geoanalyytissä laboratoriossa Suomessa (39 alkuainetta) ja CSIRO:n Perthin laboratoriossa Länsi-Australiassa (28 alkuainetta). Kahdeksan näytteen (4 tholeiittista basalttia, 2 korkean Cr-pitoisuuden basalttia ja 2 Cr-basalttia) 53 alkuainetta (mukaan lukien harvinaiset maametallit) määritettiin induktiivisesti kytketyllä plasmamassaspektrometrialla (ICP-MS) tai induktiivisesti kytketyllä plasmaoptisella (atomisella) emissiospektrometrialla (ICP-OES) Genalysis Laboratory Services Pty. Ltd -laboratoriossa Länsi-Australiassa (taulukko 1).

Taulukko 1 ja kuva 5 esittävät korkean Cr-pitoisuuden basalttien, Cr-basalttien ja tholeiittisten basalttien geokemiallisia ominaisuuksia. Taulukossa 1 on esitetty vertailuksi myös komatiittien ja komatiittisten basalttien analyysituloksia. Korkean Cr-pitoisuuden basaltit ja Cr-basaltit omaavat korkeammat kromi- (kuva 5E), nikkeli- (kuva 5G), SiO₂- ja MnO-pitoisuudet (kuva 5C) sekä alhaisemmat TiO₂- (kuva 5A), Al₂O₃-, P₂O₅- ja Zr-konsentraatiot sekä keskimäärin alhaisemman Mg-luvun kuin tyypillinen tholeiittinen basaltti. Kivien Mg-luku kertoo vulkaanisten kivien primitiivisyydestä, ja se on laskettu tässä yhteydessä seuraavan yhtälön mukaisesti:

$$\text{Mg-luku} = \frac{100 \times \left(\frac{\text{MgO}}{40,3} \right)}{\left(\frac{\text{MgO}}{40,3} \right) + 0,9 \times \left(\frac{\text{FeO}}{71,85} \right)} \quad (1)$$

Miltei ainoa ero korkean Cr-pitoisuuden basalttien ja Cr-basalttien välillä on niiden kromipitoisuus. Huomion arvoista on, että kromipitoisuus on korkean Cr-pitoisuuden basalteissa jopa korkeampi kuin paikoin niissä esiintyvien komatiittisten basalttien sulkeumissa (taulukko 1: analyysit 3–6). TiO₂-, MnO-, Cr- ja Ni/(Ni+Cu)-pitoisuuksien muutokset Mg-luvun funktiona on esitetty kuvissa 5B, 5D, 5F ja 5H.

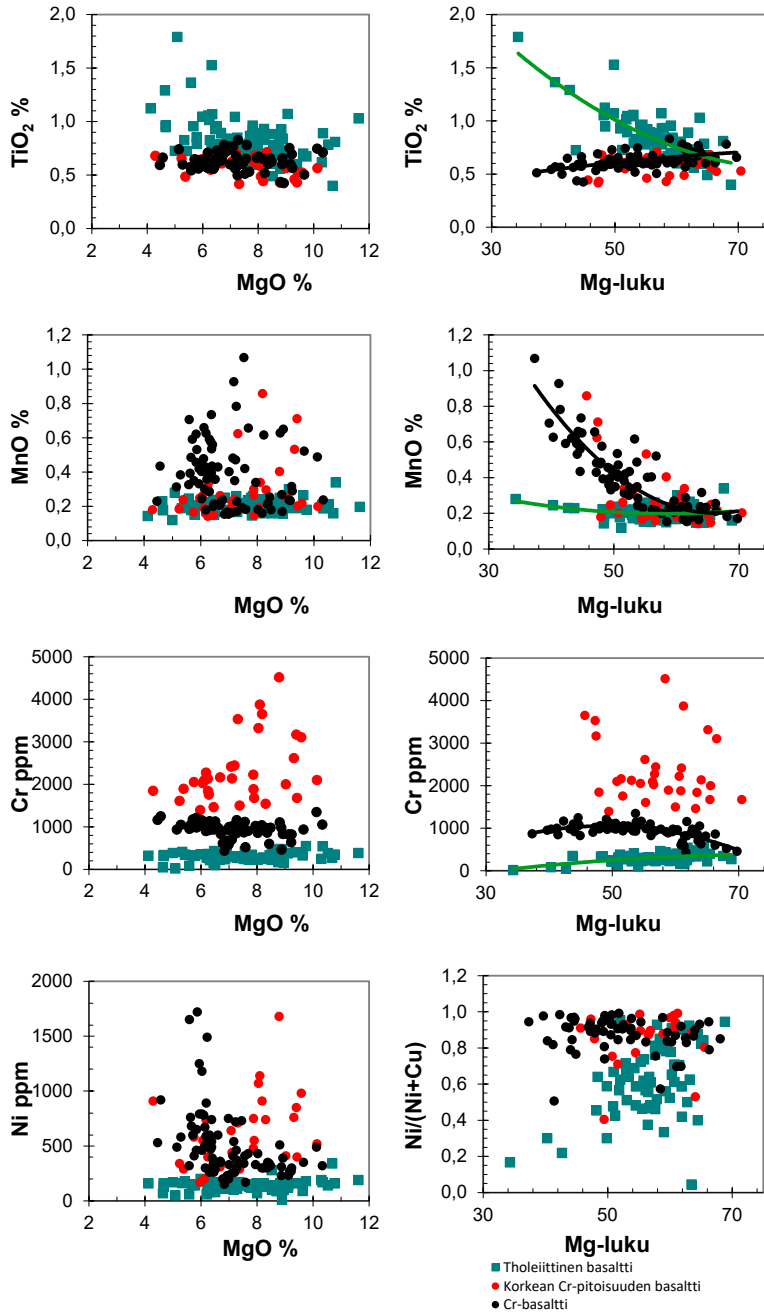
Taulukko 1. Kuhmon Mäkisensuon alueen edustavia kemiallisia analyysijä komatiittisen seurannon vulkanii-teista (1–8) ja Pahakankaan tholeiittisesta basaltista (9–10). Analyysieissa 1–2 on komatiittinen ortokumu-laatti, 3–4 komatiittinen basaltti, 5–6 korkean Cr-pitoisuuden basaltti, 7–8 Cr-basaltti ja 9–10 Pahakankaan tholeiittinen basaltti (oksidit laskettu volatiilivapaiksi). Oksidit ilmoitettu muodossa paino-% ja hivenaineet ppm (muokattu lähteestä Halkoaho ym. 2000).

Table 1. Selected chemical analyses of the komatiitic sequence volcanic rocks (1–8) and the Pahakangas tholeiitic basalt (9–10) from the Mäkisensuo area, Kuhmo. In analyses 1–2 komatiite orthocumulate, 3–4 komatiitic basalt, 5–6 high-Cr basalt, 7–8 Cr basalt and 9–10 Pahakangas tholeiitic basalt (oxides recalculated volatile-free). Oxides in wt% and trace elements in ppm (modified after Halkoaho et al. 2000).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂ (paino-%)	49,7	49,4	50,5	50,8	52,2	53,7	53,5	55,0	50,0	53,9
TiO ₂	0,37	0,49	0,53	0,42	0,61	0,68	0,78	0,77	0,78	0,83
Al ₂ O ₃	7,56	7,97	11,1	8,61	12,9	15,3	15,7	16,2	15,9	16,2
FeO _{tot}	8,92	9,38	11,7	13,2	12,5	8,26	8,62	8,06	11,4	9,21
MnO	0,19	0,2	0,23	0,33	0,26	0,15	0,24	0,16	0,22	0,19
MgO	24,8	23,3	12,5	14,1	6,68	6,45	6,77	7,1	7,36	5,33
CaO	7,78	8,84	11,5	11,5	11,9	8,88	10,7	8,73	13,0	11,4
Na ₂ O	0,34	0,2	1,6	0,59	2,33	3,07	3,24	3,26	1,17	2,7
K ₂ O	0,01	0,01	0,19	0,08	0,25	0,15	0,26	0,56	0,15	0,23
P ₂ O ₅	0,01	0,02	0,03	0,03	0,05	0,06	0,08	0,08	0,05	0,04
Cr	2330	1682	978	1936	2162	1676	608	698	267	410
Ni	951	836	290	680	310	550	200	250	172	161
Co	83	49	62	100	82	92	68	60	76	81
Cu	15	2	4	n.d.	8	8	48	n.d.	132	90
Zn	81	72	100	110	60	70	80	170	94	140
S	870	10	30	n.d.	30	440	430	n.d.	1380	730
V	112	147	218	177	259	286	286	308	236	267
Ba	8	1	19	27	54	205	106	206	23	60
Rb	n.d.	0,2	2,2	5	1,6	24	7	14	1	n.d.
Sr	15	9,6	62	3	120	130	135	107	73	119
Y	7,8	7,2	14,5	8	17	17,5	23	18	19,5	20
Zr	9	25	16	15	15	17	17	44	15	15
Sc	26	24	32	—	32	22	40	—	38	44
Nb	1,5	1,5	1,5	7	2,5	2,5	3,5	8	2,5	2,5
La	0,8	0,4	0,6	n.d.	0,5	2,1	4	10	3	2,8
Ce	1,9	1,5	1,8	10	1,7	6,2	11	20	7,2	7,2
Pr	0,5	0,3	0,4	—	0,4	1,1	1,8	—	1,3	1,4
Nd	2,6	1,6	2,3	—	2,6	5,2	8,6	—	6,6	6,4
Sm	1,1	0,7	1,1	—	1,2	2	2,7	—	2,5	2,5
Eu	0,5	0,2	0,5	—	0,5	0,7	1	—	1,1	0,9
Gd	1,7	1	2,2	—	2,1	3	4	—	3,6	3,4
Tb	0,3	0,2	0,4	—	0,4	0,5	0,6	—	0,7	0,7
Dy	2,3	1,3	2,7	—	2,9	3,1	4,4	—	4,6	4,5
Ho	0,5	0,3	0,5	—	0,6	0,6	0,9	—	1	0,9
Er	1,5	0,9	1,6	—	1,9	1,8	2,5	—	2,9	2,8
Tm	0,3	0,1	0,2	—	0,3	0,3	0,4	—	0,5	0,5
Yb	1,5	0,9	1,6	—	1,9	1,7	2,4	—	3	2,9
Lu	0,3	0,1	0,2	—	0,3	0,3	0,4	—	0,5	0,5
Al/Ti	18,0	14,4	18,5	18,3	18,7	19,9	17,8	18,5	18,0	17,2
Ni/(Ni+Cu)	0,984	0,998	0,986	—	0,975	0,986	0,806	—	0,566	0,641
Mg-luku	84,6	83,1	68,0	67,9	51,4	65,5	60,9	63,9	56,1	53,4

Taulukossa: FeO_{tot} = kokonaisrauta FeO:na, Mg-luku lasketaan yhtälön 1 mukaisesti, n.d. = pitoisuus alle määritysrajan, – = ei määritetty. Analyysit Papunen ym. 2009.

In table FeO_{tot} = Total Fe as FeO, Mg value (Mg-luku) is calculated according to Equation 1, n.d.= not detected (under detection limit), – = not determined. Analyses by Papunen et al. 2009.



Kuva 5. Tholeiittisten basalttien (Pahakankaan tyyppinen basaltti), korkean Cr-pitoisuuden basalttien ja Cr-basalttien TiO_2 , MnO, Cr ja Ni esitettyinä MgO :n suhteen (A, C, E, G) sekä TiO_2 , MnO, Cr ja $\text{Ni}/(\text{Ni}+\text{Cu})$ Mg-luvun (ks. yhtälö 1) suhteen esitettyinä (B, D, F, H). Analyysit, jotka sisältävät yli 1 paino-% rikkiä, on jätetty tarkastelun ulkopuolelle. Analyysit Papunen ym. 2009.

Figure 5. TiO_2 , MnO, Cr and Ni versus MgO , and TiO_2 , MnO, Cr and $\text{Ni}/(\text{Ni}+\text{Cu})$ versus Mg number (see Equation 1) diagrams of tholeiitic basalts (the Pahakangas type basalt) and high-Cr basalts and Cr basalts. Analyses which contain more than 1 wt% sulphur were excluded. Analyses Papunen et al. 2009.

Pahakankaan tholeiittisissa basaltissa Mg-luvun pienentyessä, TiO_2 -, V- ja MnO -pitoisuudet kasvavat sekä Cr ja Ni laskevat. Tämä on tyypillistä mafisessa magmassa fraktioivan kiteytymisen seurauksena. Edellä mainitut alkuaineet käyttäytyvät eri tavoin korkean Cr-pitoisuuden basalteissa ja Cr-basalteissa: kun Mg-luku pienenee, MnO kasvaa, mutta voimakkaammin kuin tholeiittisissa basalteissa. Mg-luvun pieneneminen ei vaikuta korkean Cr-pitoisuuden basalteissa ja Cr-basalteissa kromin ja nikkelin määrään, mutta TiO_2 ja V vähenevät Mg-luvun alenemisen (rautaoksidin lisääntymisen) myötä. Korkean Cr-pitoisuuden basalttien ja Cr-basalttien MnO -, Cr- ja Ni-pitoisuudet korreloivat kivien FeO-pitoisuuksien kanssa. Taulukon 1 nikkelin ja kuparin suhteellisen korkeat pitoisuudet sekä Ni/(Ni+Cu)-suhteet (kuva 5H) osoittavat, että jos Cr-basalteissa tai korkean Cr-pitoisuuden basalteissa on sulfideja, niillä on korkea ”komatiittinen” Ni/(Ni+Cu)-luku.

Korkean Cr-pitoisuuden basalttinäytteiden kondriitti-normalisoidut REE-jakaumakäyrät (kuva 7D: punaiset) ovat samankaltaisia kuin komatiiteilla (kuva 7B) ja komatiittisissa basalteissa (kuva 7C): kaikki sisältävät enemmän raskaita harvinaisia maametalleja (*heavy rare earth elements*, HREE) suhteessa kevyisiin harvinaisiin maametalleihin (*light rare earth elements*, LREE). Cr-basalttien REE-käyrät (kuva 7D, oranssi) sisältävät suhteessa lähes yhtä paljon kevyitä ja raskaita harvinaisia maametalleja (kuva 7D, punaiset).

Kirjallisuudesta löytyy joitain viittauksia basalttisiin laavakiviin, joiden kromipitoisuudet vastaavat Kuhmon Cr-basaltteja (mm. Nisbet ym. 1977; Rajamani ym. 1985; Räsänen ym. 1989), mutta vasta vuonna 2017 saman koostumuksen ja iän (n. 2,8 miljardia vuotta vanhoja) omaavia mafisia kiviä löydettiin Kanadan keskisestä Québecistä Moria-projektin alueelta (henkilökohtainen tiedonanto Sylvain Trépanier 22.5.2018).

Itä-Suomen korkean Cr-pitoisuuden basalttisen magman muodostuminen

Miten korkean Cr-pitoisuuden basaltit ja Cr-basaltit ovat muodostuneet: ovatko kromi ja nikkeli sekundäärisesti rikastuneet basaltissa? Tämä ei vaikuta todennäköiseltä, koska molemmat alkuaineet ovat hydrotermisissä prosesseissa melko liikkumattomia. Taulukon 1 analyysien 1–6 perusteella ei vaikuta todennäköiseltä, että korkean Cr-pitoisuuden basaltit ovat muuttuneita komatiitteja tai komatiittisia basaltteja: vaikka Al/Ti-suhteet on samankaltaisia, Al/Cr-suhteet eroavat. Kumulusmineraalit voisivat sitoa kromia kidehilaansa. Kumulusmineraalien, kuten spinellin ja klinopyrokseenin, kasautumisesta korkean Cr-pitoisuuden basalteissa ei kuitenkaan ole viitteitä. Koska analyysivirheiden mahdollisuus on tarkistettu, pidetään korkeita kromi- ja nikkelpitoisuuksia alkuperältään magmaatistina. Basalttia, jossa on 1300–4500 ppm kromia ja poikkeuksellisen korkeita nikkelpitoisuuksia, voi kiteytyä vain poikkeuksellisissa olosuhteissa (Halkoaho ym. 2000).

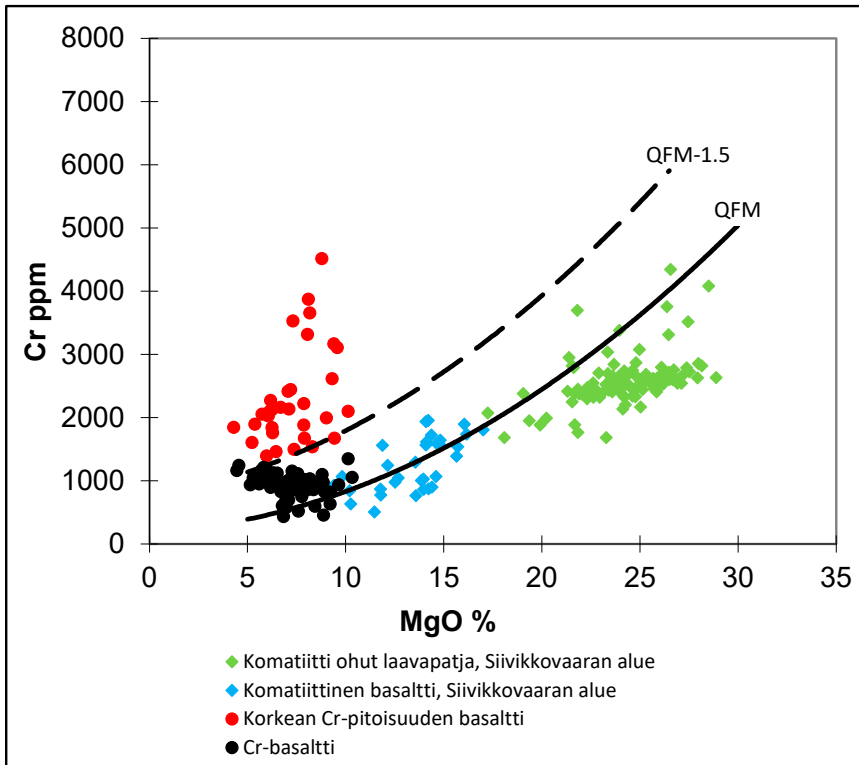
Tyypillisesti kromin määrä Maan basalttikivissä vaihtelee välillä 200–400 ppm (Hill & Roeder 1974; Roeder & Reynolds 1991). Kuun basaltit (Huebner ym. 1976; Basaltic Volcanism Study Project 1981; Roeder & Reynolds 1991) ja basalttiset meteoriitit (Huebner ym. 1976; Basaltic Volcanism Study Project 1981) sisältävät yleensä muutamia tuhansia ppm:iä kromia. Nämä huomattavan korkeat kromipitoisuudet on liitetty alhaiseen hapen fugasiteettiin ($f\text{O}_2$) eli laajentumis- tai karkaamistaipumukseen kiteytymisen aikana (Huebner ym. 1976; Roeder & Reynolds 1991). Roeder ja Reynolds (1991) havaitsivat basalttisessa kromiittikylläisessä sulassa $f\text{O}_2$:n laskiessa merkittävän kromin liukoisuuden kasvun. Länsi-Australian Perseverancen ultramafisessa kompleksissa pelkästään oliiviinia sisältävät kumulaatit omaavat vain hyvin vähäisiä määriä kromiittia (Barnes 1998). Barnes

(1998) päätteli, että kromiitin epätavallisen pieni määrä saattaa johtua oliviinikumulaation muodostumisen aikaisista epätavallisen pelkistävästä olosuhteista. Alhainen fO_2 voi siis saada aikaan korkean kromipitoisuuden omaavien mafisten magmojen muodostumisen. Magman fO_2 vaikuttaa paljon myös nikkelin oliviini/sula-jakautumiskertoimeen ($D^{Ol/Liq}(Ni)$) (Ehlers ym. 1992). Pelkistävässä olosuhteissa (alhainen fO_2) jakautumiskerroin $D^{Ol/Liq}(Ni)$ voi olla matala. Esimerkiksi Morse ja muut (1991) raportoivat Kiglapaitin intruusiossa $D^{Ol/Liq}(Ni)$:n systemaattisen vaihteluvälin olevan 4–10. Colson (1990) kuvasi lähes 2000 ppm Ni^0 :n kylläisyystason haplobasalttissa (teoreettinen keskiarvobasaltti) sulassa alhaisessa hapen fugasiteetissa. Colson (1992) ja Ehlers ja muut (1992) ovat myös raportoineet metallisen nikkelin esiintymisestä basaltissa alhaisessa fO_2 :ssa. Sen sijaan Holzheid ja muut (1994) ja Dingwell ja muut (1994) eivät ole löytäneet merkkejä metallisen nikkelin esiintymisestä, edes hyvin alhaisen fO_2 :n basaltissa. Joka tapauksessa vaikuttaa siltä, että $D^{Ol/Liq}(Ni)$ voi pienentyä alhaisessa fO_2 :ssa. Lisäksi Steelen ja muiden (1991) mukaan äärimmäisen pelkistyneessä sulassa $D^{Ol/Liq}(Ni)$ voi olla alle 1. Korkean Cr-pitoisuuden basaltin tai Cr-basaltin sisältäessä tietyn MgO-pitoisuuden, FeO:n määrä on korkeampi kuin Pahakan-gas-tyyppisessä tholeiittisessa basaltissa. Raudan rikastuminen fraktioivassa kiteytymisessä jäännössulaan on suurempaa alhaisella kuin korkealla fO_2 -arvolla (Hill & Roeder 1974). Alhainen fO_2 johtaa prosessissa FeO:n rikastumiseen fraktioituneimpiin vulkaanisiin kiiviin.

Kuva 6 esittää Kuhmon ja Tipasjärven vihreäkivivyöhykkeiden korkean Cr-pitoisuuden basaltit ja Cr-basaltit MgO-Cr-diagrammilla. Vertailun vuoksi kuvassa on myös Siivikkovaaran alueen komatiittisten basalttien ja ohuiden komatiittilaavapatjojen arvoja. Kuhmon ja Tipasjärven komatiitit, komatiittiset basaltit ja Cr-basaltit noudattavat melko hyvin Murckin

ja Campbellin (1986) kokeellisesti havaitsemaa Cr-MgO-polkua. Korkean Cr-pitoisuuden basalttien muodostuminen vaatii selvästi pelkistyvämpiä olosuhteita ($> QFM-1.5$, katkoviiva kuvassa 6). Korkean Cr-pitoisuuden basalttiyksikkö ei noudata kuvassa 6 minkäänlaista trendiä. Eräs syy tähän voi olla se, että fO_2 on vaihdellut korkean Cr-pitoisuuden basalttiyksikön magman syntyalueella. Canil (1998) arvioi komatiittilaavapatjojen fO_2 -tason vaikutusta vanadiinin jakautumiseen komatiittisen sulan ja oliviinin välillä. Hänen johtopäätöksensä oli, että komatiittimagmajen vaippalähdealueet eivät ole olleet arkeisella ajalla sen pelkistyneempiä kuin nykyäänkään. Simakov (1998) on tutkinut timanteissa olevia sulkeumia sekä peridotiitti-ksenoliitteja, joista osa sisälsi timantteja. Hän huomasi, että ylävaiippa, suhteellisen hapettunut litosfääri ja pelkistynyt astenosfääri muodostavat maapallon yläosan vyöhykkeellisen rakenteen, joka muuttuu pelkistyneemmäksi syvyyden kasvaessa. Simakov (1998) arvioi, että yli 200 km:n syvyydessä on erittäin pelkistäviä olosuhteita (noin 2–3 log-yksikköä IW-puskurin alapuolella). Canil (1998) päätteli edelleen, että timantit muodostuvat niissä osissa vaippaa, joissa komatiitit eivät muodostu tai komatiitit ovat hapettuneet magman nousun ja purkautumisensa yhteydessä. Tämän perusteella ei ole siis myöskään todennäköistä, että Kuhmon ja Tipasjärven vihreäkivivyöhykkeiden pelkistynyt korkean Cr-pitoisuuden basalttinen magma olisi muodostunut samalla alueella vaipassa kuin edellä mainitut. Tarvittava ympäristö on ilmeisesti paikallisempi piirre, joka on kehittynyt omassa magmakammiossaan (Halkoaho ym. 2000).

Kuhmon ja Tipasjärven vihreäkivivyöhykkeillä korkean Cr-pitoisuuden basaltit ja Cr-basaltit ovat purkautuneet komatiittien ja komatiittisten basalttien jälkeen. Jos oliviini fraktioitui komatiittisulasta pelkistyneissä olosuhteissa ja kromiitin kiteytyminen estyi, jäännössula muuttui kromista rikastuneeksi



Kuva 6. Kuhmon ja Tipasjärven vihreäkivivöhykkeiden korkean Cr-pitoisuuden basalttien ja Cr-basalttien sekä Siivikkovaaran alueen komatiittisten basalttien ja ohuiden komatiitilaavapatjojen koostumukset MgO-Cr-diagrammissa. Yhtenäinen viiva parhaiten sopivan Cr-MgO-käyrän kromiitilla kyllästetyille komatiittisille sulille QFM-happikusuria pitkin (Murck & Campbell 1986; Barnes 1998). Katkoviiva esittää arvioidun liukoisuuskäyrän pelkistyneemmille sulille (QFM-1.5 log-yksikköä, Barnes 1998). Analysit Papunen ym. 2009. QFM = kvartsi-fayaliitti-magnetiitti.

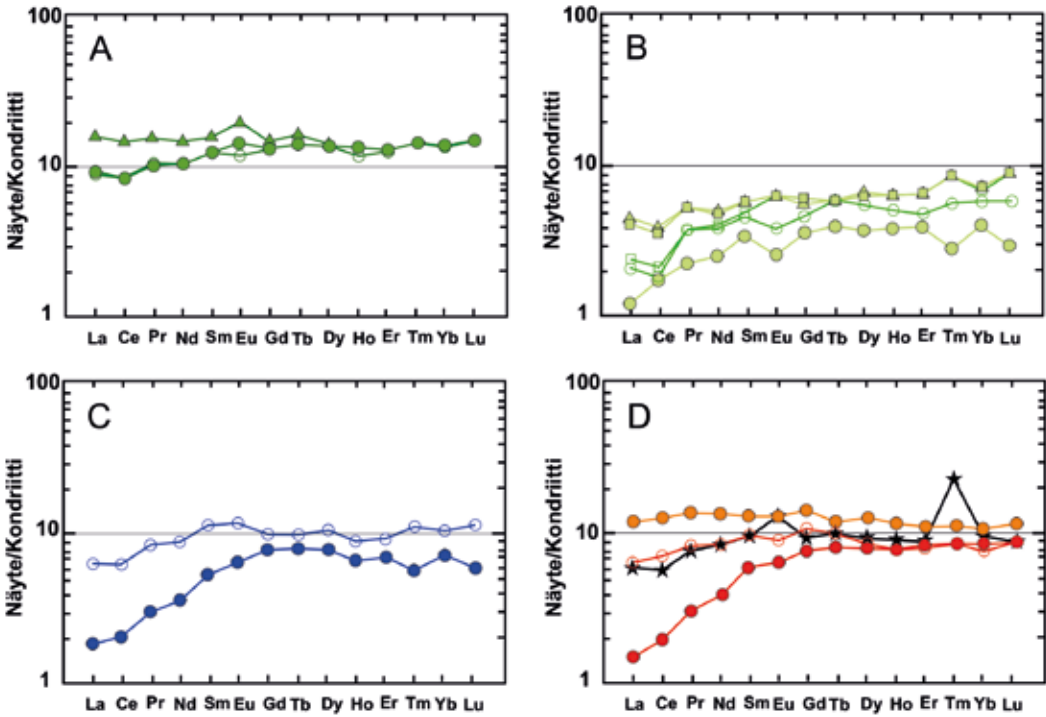
Figure 6. Compositions of high-Cr basalts and Cr basalts of Kuhmo and Tipasjärvi greenstone belts, and komatiite basalts and thin komatiite lava flows in the Siivikkovaara area in the MgO-Cr diagram. Continuous line shows best fit Cr-MgO trend for chromite-saturated komatiitic liquids along the QFM oxygen buffer (Murck & Campbell 1986; Barnes 1998) and dashed line shows estimated position of solubility curve for more reduced melts (QFM-1.5 log units, Barnes 1998). Analyses Papunen et al. 2009. QFM = quartz-fayalite-magnetite.

basalttiseksi magmaksiksi. Nämä pelkistyneet olosuhteet selittävät myös sen, miksi FeO-pitoisuus basaltin tietyllä MgO-pitoisuudella on korkeampi kuin tholeiittisessa basaltissa. Jos vastaavasti $D^{O/Liq}(Ni)$ on pienentynyt alhaisessa fO_2 -tasossa, kuten aikaisemmin esitettiin, nikkeliä jää enemmän jäännössulaan kuin oliivin kumuloituessa tavanomaisen fO_2 :n ympäristössä. Tämä mahdollistaa jäännössulan rikastumisen nikkelistä. Mikä on siten toiminut pelkistimenä? Mitään todisteita

pelkistävien aineiden esiintymisestä ei ole löydetty (Halkoaho ym. 2000).

Itä-Suomen korkean Cr-pitoisuuden basaltit, Kuun basaltit ja Theia

Ennen vuotta 2017 ei maapallolta ollut havaintoja korkean Cr-pitoisuuden basalteista, jolloin Itä-Suomen korkean Cr-pitoisuuden basaltteja verrattiin kromista rikastuneisiin



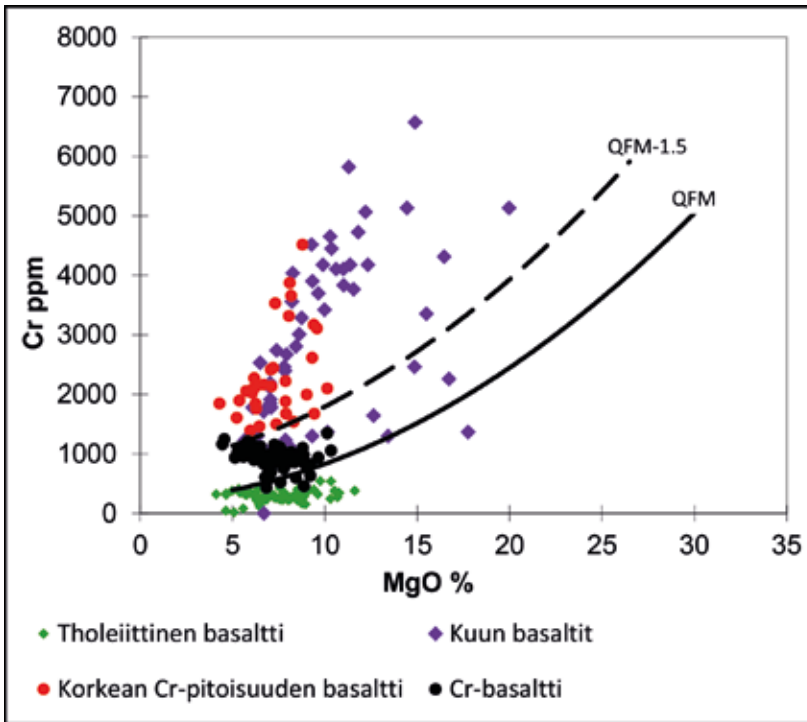
Kuva 7. Kondriitti-normalisoidut REE-käyrät tholeiittiselle basaltille (A) ja komatiittisen seurannon laavoille: ohuille komatiittilaavapatjoille (B), komatiittiselle basaltille (C), korkean Cr-pitoisuuden basaltille (D, punaiset) ja Cr-basaltille (oranssi). D-kuvassa musta viiva edustaa korkean Cr-pitoisuuden basaltin ja Cr-basaltin välillä sijaitsevaa korkean Mg-pitoisuuden basalttikerrosta (Halkoaho ym. 2000). REE-jakaumakäyrien kondriittien normalisoinnissa käytetyt keskimääräiset arvot alkuaineille La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Er, Yb ja Lu ovat Nakamuran (1974) julkaisemia sekä alkuaineille Pr, Tb, Ho ja Tm Sunin (1980) julkaisemia. Analyysit Papunen ym. 2009.

Figure 7. Chondrite-normalized REE patterns of tholeiitic basalt (A) and lavas of the komatiitic sequence: thin komatiite flows (B), komatiitic basalt (C), high-Cr basalt (D, reds) and Cr basalt (orange). Black stars in D represents high-Mg basalt layer between high-Cr and Cr basalt (Halkoaho et al. 2000). REE patterns' average chondrite values: La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Er, Yb and Lu, by Nakamura (1974), and Pr, Tb, Ho and Tm, by Sun (1980). Analyses Papunen et al. 2009.

Kuun basaltteihin ja basalttisiin meteoriitteihin (analyysit: Basaltic Volcanism Study Project 1981). Korkean Cr-pitoisuuden basalttien ja Kuun basalttien kromipitoisuus on silmiinpistävä samankaltainen (kuva 8). Toisaalta Kuun basaltit ovat huomattavasti TiO_2 -pitoisempia kuin Itä-Suomen korkean Cr-pitoisuuden basaltit. Korkein Kuun basaltista julkaistu TiO_2 -pitoisuus on 13 %, jolloin näyte sisälsi myös n. 10 % MgO ja 3 420 ppm kromia (Basaltic Volcanism Study Project 1981). Koska Kuun kivien korkea Cr-pitoi-

suus on selitetty kiteytymisen aikaisella alhaisella hapen fugasiteetilla (Huebner ym. 1976; Roeder & Reynolds 1991), tämän oletetaan olevan myös syy Kuhmon ja Tipasjärven viihreäkivivyöhykkeiden korkean Cr-pitoisuuden basalttien muodostumiselle (Halkoaho ym. 2000).

Noin 4,5 miljardia vuotta sitten Theiaksi nimetty noin Marsin kokoinen protoplaneetta törmäsi Maahan. Törmäys lennätti Maan kiertoradalle materiaalia kummastakin törmäyksen osapuolesta. Tästä materiaalista kasautui



Kuva 8. Kuhmon ja Tipasjärven vihreäkivivyöhykkeiden korkean Cr-pitoisuuden basalttien, Cr-basalttien, tholeiittisten basalttien vertailu Kuun basaltteihin MgO-Cr-diagrammilla. Kuhmon ja Tipasjärven näytteiden analyysit Papunen ym. 2009 ja Kuun basalttien analyysit Basaltic Volcanism Study Project (1981).

Figure 8. Comparison of high-Cr basalts, Cr basalts, tholeiitic basalts of the Kuhmo and Tipasjärvi greenstone belts with basalts of the Moon on the MgO-Cr diagram. Analyses from study areas Papunen et al. 2009 and Moon basalts analyses Basaltic Volcanism Study Project (1981).

ajan kuluessa Kuu (Nieppola 2022). Viimeisimmän mallinnuksen mukaan Kuun massa noin 80 % on maapallolta peräisin olevaa materiaalia ja loput 20 % Theiasta (Hosono ym. 2019). Aikaisemmin määräsuhteiden on ajateltu olleen päinvastoin. Hosonon ja muiden (2019) mukaan törmäyksen aikaan Maa oli sulan magman peitossa, ja siihen törmäsi kiinteä Theia. Tämä malli selittää myös sen miksi Apollo-kuulentoilla tuodun Kuun kiviainesmateriaalin on tulkittu olevan peräisin pääasiassa maapallolta.

Voidaan olettaa, että törmäävästä Theia-protoplaneetasta jäi materiaalia myös maapallolle eikä kaikki singonnut avaruuteen Kuuta muodostamaan. Maan sisäosien seismisissä mittauksissa on havaittu alavaipassa kaksi noin

mantereen kokoista anomalia-aluetta, joissa seismiset nopeudet ovat alhaisia. Nämä on nimetty alhaisen seismisen nopeuden suurprovinssiksi (Garnero ym. 2016; Heinonen ym. 2020). Yuanin ja muiden (2023) mukaan ne voivat edustaa Theian jäänteitä, ja he havaitsivat näiden alhaisen seismisen nopeuden suurprovinssien olevan 2,0–3,5 % tiheämpiä kuin keskimääräinen nuoren Maan vaippa.

Voisiko Kuhmon ja Tipasjärven vihreäkivivyöhykkeiden sekä Kanadan keskisen Québecin korkean Cr-pitoisuuden basalteilla olla jokin yhteinen nimittäjä? Tarkastellessa tulkittuja mannerlaattojen liikuntoja 2,45 miljardia vuotta taaksepäin, Laurentian ja Baltican kratonit olivat yhdessä ja asemassa, jossa Kainuu ja Québec olivat lähellä toisiaan

(Pesonen ym. 2003; Salminen ym. 2021). Sitä miten Kainuu ja Québec sijaitsivat toistensa suhteen 350 miljoonaa vuotta tätä aikaisemmin ei tiedetä. Tapahtuiko näillä molemmilla alueilla n. 2,8 miljardia vuotta sitten komatiittinen vulkaaninen purkausvaihe, johon olisi sekoittunut Maan Theialta perimää materiaalia, joka havaittaisiin nykyisin korkean Cr-pitoisuuden basaltin muodossa? Joka tapauksessa Kuhmon ja Tipasjärven korkean Cr-pitoisuuden basalttien syntymekanismi odottaa yhä selitystä (Halkoaho ym. 2000).

Yhteenveto

Itä-Suomen arkeisten Kuhmon ja Tipasjärven vihreäkiviwyöhykkeiden komatiittisista vulkaanisista seurannoista on tavattu poikkeuksellisen korkean Cr-pitoisuuden omaavia basalteja. Nämä basaltit sisältävät enemmän kromia (1 300–4 500 ppm) kuin mitkään muut maapallolta analysoidut basaltit, ja niille on tyypillistä myös anomaalisen korkeat nikkelpitoisuudet (200–1 700 ppm). Myöhemmin saman koostumuksen omaavia kiviä on löydetty myös arkeisesta ympäristöstä Kanan Länsi-Québecistä.

Suomessa nämä korkean kromipitoisuuden basaltit esiintyvät stratigrafisesti komatiittiyksiköiden ja komatiittisten basalttiyksiköiden yläpuolella, muodostaen komatiittiseurannon toiseksi ylimmän yksikön. Ylimpänä yksikkönä esiintyy ns. Cr-basalttia, joka myös selkeästi linkittyy alueella tavattavaan komatiittiseurantoon.

Näiden basalttien poikkeuksellisen koostumuksen syntymekanismiksi on ehdotettu magman muodostumisen ja/tai fraktioivan kiteytymisen aikana valliinneita erittäin pelkistäviä olosuhteita. Muodostumisprosessissa hapen alhainen fugasiteetti on estänyt kromiitin kiteytymisen ja pienentänyt nikkelin oliviini/sula-jakaantumiskerrointa oliviinin fraktioitumisen aikana, mikä on aiheuttanut kromin ja nikkelin rikastumisen jäännössulaan.

Kiitokset

Esitän parhaimmat kiitokseni Turun yliopistossa vuosina 1993–1995 ja 1996–1998 toimineiden Komatiitti- ja GeoNickel-projektien henkilöstölle ja erityisesti projektien johtajalle, emeritusprofessori Heikki Papuselle. Tässä artikkelissa esitetty kokovivianalytiikka ja paljastumakartoitusaineisto periytyy edellä mainittujen projektien tuloksista. Lisäksi kiitän Suomen Geologista Seuraa siitä, että sain mahdollisuuden pitää esitelmän tämän kirjoituksen aiheesta seuran vaalikokouksessa 14.12.2023. Kiitän myös kaikkia esitelmän jälkeiseen vilkkaaseen keskusteluun osallistuneita, sillä tuo keskustelu innosti minua kirjoittamaan tämän artikkelin. Erityiskiitokset haluan osoittaa Geologilehden päätoimittajalle Sari Romppaselle ja toimitussihteerille Mira Valkamalle heidän mittavasta työpanoksestaan tekstini muokkaamisessa.

DOS., FT TAPIO HALKOAHO

(tapio.halkoaho@gtk.fi)

Mineraalitalouden ratkaisut

Geologian tutkimuskeskus

Tapio Halkoaho on erikoistutkijana Geologian tutkimuskeskuksen Kuopion yksikössä sekä toimii magmapetrologian dosenttina Turun yliopistossa ja petrologian dosenttina Helsingin yliopistossa.

Geologian tutkimuskeskuksen virtuaaliekursiolla pääset tutustumaan lisää Kuhmon vihreäkiviwyöhykkeeseen. Tekstin kirjoittajan, Tapio Halkoahon, lisäksi alueen ainutlaatuisuudesta kertovat Jukka Konnunaho, Pasi Eilu, Elina Lehtonen ja Matti Kurhila. Skannaa qr-koodi tai mene verkko-osoitteeseen:
<https://youtu.be/8gdR1ZZ9Zu0>



With the virtual excursion of the Geological Survey of Finland, you can get to know more about the Kuhmo greenstone belt. Besides Tapio Halkoaho, the author of the text, Jukka Konnunaho, Pasi Eilu, Elina Lehtonen, and Matti Kurhila also explain about the uniqueness of the area. Scan qr code or go to web address:
<https://youtu.be/FQ13JbEUUMk>



Summary

The high-Cr basalts of Kuhmo and Tipasjärvi Archean greenstone belts in the Kainuu – is the Moon from Kuhmo or Kuhmo from the Moon?

Exceptionally Cr-rich metabasalts related to a komatiite-dominant volcanic sequence occur in the Archean Kuhmo and Tipasjärvi greenstone belts, eastern Finland (Fig. 1) and later found in the Archean Moria project area western Québec, Canada. These basalts contain more chromium (1,300–4,500 ppm) than any other terrestrial basalts analysed and have also high nickel concentrations (200–1,700 ppm). In Finland, stratigraphically these Cr-rich basalts occur above the komatiite and komatiitic basalt units forming the uppermost units of the komatiite sequence (Fig. 2).

Extremely reducing conditions during magma generation or fractional crystallization are suggested as a reason for these exceptional compositions. Low oxygen fugacity has prevented crystallization of chromite and decreased the olivine/liquid partition coefficient for nickel in olivine fractionation, thus causing the enrichment of Cr and Ni in the residual melt.

Lähdeluetelo

Arndt, N. T., 1977. Ultrabasic magmas and high-degree melting of the mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 64, 205–221. <https://doi.org/10.1007/BF00371512>

Arndt, N. T. & Nesbitt, R. W., 1982. Geochemistry of Munro Township basalts. Teoksessa: Arndt, N. T. & Nisbet, E. G. (toim.), *Komatiites*. George Allen and Unwin, London, 309–329.

Barnes, S. J., 1998. Chromite in komatiites, 1. Magmatic controls on crystallization and composition. *Journal of Petrology* 39, 1689–1720. <https://doi.org/10.1093/petroj/39.10.1689>

Basaltic Volcanism Study Project, 1981. *Basaltic volcanism on the terrestrial planets*. Pergamon Press, New York, 1286 s.

Blais, S., Auvray, B., Capdevila, R., Jahn, B. M. & Hameurt, J., 1978. The Archean greenstone belts of Karelia (Eastern Finland) and their komatiitic and tholeiitic series. Teoksessa: Windley, B. F. & Naqvi, S. M. (toim.), *Archean Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, 87–107.

Canil, D., 1998. Vanadium partitioning and the oxidation state of Archean komatiite magmas. *Nature* 389, 842–845. <https://doi.org/10.1038/39860>

Colson, R. O., 1990. Solubility of NiO in silicate melts and implications for metal/melt and crystal/melt partitioning. Geological Society of American annual meeting Abstracts with programs Prog 22, A164.

Colson, R. O., 1992. Solubility of neutral nickel in silicate melts and implication for the Earth's siderophile element budget. *Nature* 357, 65–68. <https://doi.org/10.1038/357065a0>

Dingwell, D. B., O'Neil, H. St. C., Ertel, W. & Spettel, B., 1994. The solubility and oxidation state of nickel in silicate melt at low oxygen fugacity: results using a mechanically assisted equilibrium technique. *Geochimica Cosmochimica Acta* 58, 1967–1974. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(94\)90428-6](https://doi.org/10.1016/0016-7037(94)90428-6)

Ehlers, K., Grove, T. L., Sisson, T. W., Recca, S. I. & Zervas, D. A., 1992. The effect of oxygen fugacity on the partitioning of nickel and cobalt between olivine, silicate melt, and metal. *Geochimica Cosmochimica Acta* 56, 3733–3743. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(92\)90166-G](https://doi.org/10.1016/0016-7037(92)90166-G)

Garnero, E. J., McNamara, A. K. & Shim, S. H., 2016. Continent-sized anomalous zones with low seismic velocity at the base of Earth's mantle. *Nature Geoscience* 9, 481–489. <https://doi.org/10.1038/ngeo2733>

Gruau, G., Tourpin, S., Fourcade, S. & Blais, S., 1992. Loss of isotopic (Nd, O) and chemical (REE) memory during metamorphism of komatiites: new evidence from eastern Finland. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 112, 66–82. <https://doi.org/10.1007/BF00310956>

Halkoaho, T., Hokka, J. & Niskanen, M., 2015. Tutkimustyöselostus Kuhmon kaupungissa Kellojärven ja Kuivajärven alueilla suoritetuista malmitutkimuksista vuonna 2013. *Geologian tutkimuskeskus, arkistoraportti* 36/2015, 43 s.

Halkoaho, T., Hokka, J. & Niskanen, M., 2016. Tutkimustyöselostus Kuhmon kaupungissa malminetsintälupa-alueella Mertaperä 1 (lupatunnus ML2013:0053) vuonna 2015 suoritetuista malminetsintätutkimuksista. *Geologian tutkimuskeskus, arkistoraportti* 86/2016, 19 s.

Halkoaho, T., Järvinen, V., Jäsberg, J., Karinen, T. & Konnunaho, J., 2023. Excursion guide to the Archean greenstone belts in the Kainuu region. For the areas of the following municipalities: Lieksa,

- Nurmes, Sotkamo, Kuhmo and Suomussalmi. Geologian tutkimuskeskus, arkistoraportti 19/2023, 121 s.
- Halkoaho, T., Liimatainen, J., Papunen, H. & Välimaa, J., 1996. Komatiittiprojektin julkaisematon loppuraportti 1a. Geologian laitos, Turun yliopisto, Turku, 99 s.
- Halkoaho, T., Liimatainen, J., Papunen, H. & Välimaa, J., 2000. Exceptionally Cr-rich basalts in the komatiitic volcanic association of the Archaean Kuhmo greenstone belt, eastern Finland. *Mineralogy & Petrology* 70, 105–120. <https://doi.org/10.1007/s007100070016>
- Halkoaho, T. & Niskanen, M., 2004. Tutkimustyöselostus Kuhmon kaupungissa valtausalueilla Haverisensuo 1 ja 2 (kaivosrekisterinumero 7426/1 ja 7628/1) suoritetuista nikkelimalmitutkimuksista vuosina 2002–2004. Geologian tutkimuskeskus, arkistoraportti M06/4411/2004/1/10, 16 s.
- Halkoaho, T. & Niskanen, M. 2012. Tutkimustyöselostus Kuhmon kaupungin Kellojärven Pärsämänsuo 1 valtausalueella (kaivosrekisterinumero 8344/1) suoritetuista nikkelimalmitutkimuksista vuosina 2007–2011. Geologian tutkimuskeskus, arkistoraportti 64/2012, 18 s.
- Hanski, E. J., 1980. Komatiitic and tholeiitic meta-volcanics of the Kellojärvi group in the Siivikkovaara area of the Archaean Kuhmo greenstone belt, eastern Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 52, 67–100. <https://doi.org/10.17741/bgsf/52.1.004>
- Heinonen, J. S., Koivisto, E., Väkevä, S., Lehtonen, E. & Öhman, T., 2020. Kehäpäätelmiä: maapallon sisäosien rakenne ja suomenkielinen nimistö. *Geologi* 72(2), 32–46.
- Herrmann, A. G., Blanchard, D. P., Haskin, L. A., Jacobs, J. W., Knake, D., ym., 1976. Major, minor and trace element compositions of peridotitic and basaltic komatiites from the Precambrian crust of Southern Africa. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 59, 1–12. <https://doi.org/10.1007/BF00375107>
- Hill, R. & Roeder, P., 1974. The crystallization of spinel from basaltic liquid as a function of oxygen fugacity. *Journal of Geology* 82, 709–729. <https://doi.org/10.1086/628026>
- Holzheid, A., Borisov, A. & Palme H., 1994. The effect of oxygen fugacity and temperature on solubilities of nickel, cobalt, and molybdenum in silicate melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58, 1975–1981. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(94\)90429-4](https://doi.org/10.1016/0016-7037(94)90429-4)
- Hosono, N., Karato, S., Makino, J. & Takayuki R. S., 2019. Terrestrial magma ocean origin of the Moon. *Nature Geoscience* 12, 418–423. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0354-2>
- Huebner, J. S., Lipin, B. R. & Wiggins, L. B., 1976. Partitioning of chromium between silicate crystals and melts. *Lunar and Planetary Science Conference Proceedings* 7, 1195–1220.
- Huhma, H., Mänttari, I., Peltonen, P., Kontinen, A., Halkoaho, T., ym., 2012a. The age of the Archaean greenstone belts in Finland. Teoksessa: Hölttä, P. (toim.), *The Archaean of the Karelia Province in Finland*. Geological Survey of Finland, Special Paper 54, 74–175.
- Huhma, H., Kontinen, A., Mikkola, P., Halkoaho, T., Hokkanen, T., ym., 2012b. Nd isotopic evidence for Archaean crustal growth in Finland. Teoksessa: Hölttä, P. (toim.), *The Archaean of the Karelia Province in Finland*. Geological Survey of Finland Special Paper 54, 176–212.
- Hyppönen, V., 1973. Hiisijärvi. Suomen geologinen kartta 1:100 000, Geological Map of Finland. Kallioperäkartta – Pre-quaternary rocks, lehti – sheet 4412. Geologian tutkimuskeskus – Geological Survey of Finland.
- Hyppönen, V., 1976. Ontojoki. Suomen geologinen kartta 1:100 000, Geological Map of Finland. Kallioperäkartta – Pre-quaternary rocks, lehti – sheet 4411. Geologian tutkimuskeskus – Geological Survey of Finland.
- Hyppönen, V., 1978. Kuhmo. Suomen geologinen kartta 1:100 000, Geological Map of Finland. Kallioperäkartta – Pre-quaternary rocks, lehti – sheet 4413. Geologian tutkimuskeskus – Geological Survey of Finland.
- Hyppönen, V., 1983. Ontojoen, Hiisijärven ja Kuhmon kartta-alueiden kallioperä. Summary: Pre-Quaternary rocks of the Ontojoki, Hiisijärvi, and Kuhmo map-sheet areas. Suomen geologinen kartta 1:100 000, kallioperäkartan selitykset, lehdet 4411, 4412 ja 4413. Geologian tutkimuskeskus, Espoo, 60 s.
- Irvine, T. N., 1967. Chromium spinel as a petrogenetic indicator. 2. Petrologic implications. *Canadian Journal of Earth Sciences* 4, 71–103. <https://doi.org/10.1139/e67-004>
- Korsman, K., Koistinen, T., Kohonen, J., Wennerström, M., Ekdahl, E., ym. (toim.), 1997. Suomen kallioperäkartta 1:1 000 000. Geologian tutkimuskeskus.
- Käpyaho, A., Mänttari, I. & 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. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2006.01.006>
- Lehtonen, E., Heilimo, E., Halkoaho, T., Käpyaho, A. & Hölttä, P., 2016. U–Pb geochronology of Archaean volcanic-sedimentary sequences in the Kuhmo greenstone belt, Karelia Province – Multiphase volcanism from Meso- to Neoproterozoic and a Neoproterozoic depositional basin? *Precambrian Research* 275, 48–69. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.12.002>
- Lehtonen, E., Heilimo, E., Halkoaho, T., Hölttä, P.

- & Huhma, H., 2017. The temporal variation of Mesoarchean volcanism in the Suomussalmi greenstone belt, Karelia Province, Eastern Finland. *International Journal of Earth Sciences* 106, 763–781. <https://doi.org/10.1007/s00531-016-1327-y>
- Lehtonen, E. & Käpyaho, A., 2016. A small Archaean belt—diverse age ensemble: a U–Pb study of the Tipasjärvi greenstone belt, Karelia Province, Central Fennoscandian Shield, Finland. *Lithos* 246–247, 31–47. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.11.008>
- Lindborg, T., Papunen, H., Parkkinen, J. & Tuokko, I., 2015. The Taivaljärvi Ag–Au–Zn deposit in the Archean Tipasjärvi greenstone belt, eastern Finland. *Teoksessa: Maier, W., Lahtinen, R., O'Brien, H. (toim.), Mineral Deposits of Finland. Elsevier, 633–657.*
- Luukkonen, E. J., 1985. Structural and U–Pb isotopic study of late Archaean migmatitic gneisses of the Presvecokareliides, Lylyvaara, eastern Finland. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 76, 401–410. <https://doi.org/10.1017/S0263593300010634>
- Luukkonen, E. J., 1988a. The structure and stratigraphy of the northern part of the late Archaean Kuhmo greenstone belt, eastern Finland. *Geological Survey of Finland, Special Paper 4*, 71–96.
- Luukkonen, E. J., 1988b. Moisiavaaran ja Ala-Vuokin kartta-alueen kallioperä. Summary: Pre-Quaternary rocks of the Moisiavaara and Ala-Vuokki map-sheet areas. *Suomen geologinen kartta 1:100 000, kallioperäkartan selitykset, lehdet 4421, 4423+4441. Geologian tutkimuskeskus, Espoo, 90 s.*
- Luukkonen, E. J., 1992. Late Archaean and early Proterozoic structural evolution in the Kuhmo-Suomussalmi terrain, eastern Finland. *Annales Universitatis Turkuensis, Sarja-Ser. A. II. Biologica-Geographica-Geologica* 78, 37 s.
- Luukkonen, E. J., 2001. Lentiiran kartta-alueen kallioperä. Summary: Pre-Quaternary rocks of the Lentiira map-sheet area. *Suomen geologinen kartta 1:100 000, kallioperäkartan selitykset, lehti 4414+4432. Geologian tutkimuskeskus, Espoo, 51 s.*
- Luukkonen, E., Halkoaho, T., Hartikainen, A., Heino, T., Niskanen, M., ym., 2002. Itä-Suomen arkeiset alueet -hankkeen (12201 ja 2015000) toiminta vuosina 1992–2001 Suomussalmen, Hyrynsalmen, Kuhmon, Nurmeksen, Rautavaaran, Valtimon, Lieksan, Ilomantsin, Kiihtelysvaaran, Enon, Kontiolahden, Tohmajärven ja Tuupovaaran alueella. *Geologian tutkimuskeskus, arkistoraportti M19/4513/2002/1, 265 s.*
- Luukkonen, E. J. & Luukkarinen, H., 1986. Explanation to the stratigraphic map of Middle Finland. *Geologian tutkimuskeskus, tutkimusraportti 74, 47 s.*
- Martin, H., Auvray, B., Blais, S., Capdevila, R., Hameurt, J., ym., 1984. Origin and geodynamic evolution of the Archaean crust of eastern Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 56, 135–160. <https://doi.org/10.17741/bgsf/56.1-2.009>
- Martin, H., Chauvel, C. & Jahn, B. M., 1983. Major and trace element geochemistry and crustal evolution of Archaean granodioritic rocks from eastern Finland. *Precambrian Research* 21, 159–180. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(83\)90039-6](https://doi.org/10.1016/0301-9268(83)90039-6)
- Martin, H. & Querrè, G., 1984. A 2.5 Ga reworked sialic crust: Rb–Sr ages and isotopic geochemistry of late Archaean volcanic and plutonic rocks from eastern Finland. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 85, 292–299. <https://doi.org/10.1007/BF00378107>
- Matisto, A., 1958. Suomussalmi. Suomen geologinen yleiskartta, General Geological Map of Finland 1:400 000, kivilajikartan selitys with an English summary, lehti – sheet D5. *Geologian tutkimuskeskus, Espoo, 115 s.*
- Morse, S. A., Rhodes, J. M. & Nolan, K. M., 1991. Redox effect on the partitioning of nickel in olivine. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55, 2373–2378. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(91\)90113-J](https://doi.org/10.1016/0016-7037(91)90113-J)
- Murck, B. W. & Campbell, I. H., 1986. The effects of temperature, oxygen fugacity and melt composition on the behaviour of chromium in basic and ultrabasic melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 50, 1871–1888. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(86\)90245-0](https://doi.org/10.1016/0016-7037(86)90245-0)
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38, 757–775. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(74\)90149-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(74)90149-5)
- Nieminen, J., 1998. Kuhmon Kellojärven polymikinen vulkaaninen konglomeraatti. *Julkaisematon pro gradu -tutkielma, Turun yliopisto, Turku, 106 s.*
- Nieppola, E., 2022. Jättiläiskuu piti Maan sydämen lämpimänä. *Tähdet ja Avaruus* 3/2022, 12–16.
- 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. <https://doi.org/10.1093/petrology/18.4.521>
- Papunen, H., 1960. Havaintoja Siivikkovaaran alueen kallioperästä Kuhmon pitäjän Vieksin kylässä. *Julkaisematon pro gradu -tutkielma, Helsingin yliopisto, Helsinki, 56 s.*
- Papunen, H., Halkoaho, T. & Luukkonen, E., 2009. Archaean evolution of the Tipasjärvi-Kuhmo-Suomussalmi Greenstone Complex, Finland. *Geologian tutkimuskeskus, Bulletin* 403, Espoo, 68 s.
- Papunen, H., Halkoaho, T., Tulenheimo, T. & Liimatainen, J., 1998. Excursion to the Kuhmo greenstone belt. *Teoksessa: Hanski, E. & Vuollo, J. (toim.), International Ophiolite Symposium and Field Excursion Generation and Emplacement of Ophiolites*

- Through Time, August 10–15, 1998, University of Oulu, Oulu, Finland: Abstracts: Excursion Guide. Geologian tutkimuskeskus, Espoo, 91–106.
- Papunen, H., Kopperoinen, T. & Tuokko, I., 1989. The Taivaljärvi Ag-Zn deposit in the Archaean greenstone belt, eastern Finland. *Economic Geology* 84, 1262–1276. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.84.5.1262>
- Pesonen, L. J., Elming, S.-Å., Mertanen, S., Pisarevsky, S., D'Agrella-Filho, M. S., ym., 2003. Palaeomagnetic configuration of continents during the Proterozoic. *Tectonophysics* 375, 289–324. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00343-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00343-3)
- Piirainen, T. (toim.), 1985. Arkeisten alueiden malmiprojektin loppuraportti. Oulun yliopisto, Oulu, 183 s.
- Piirainen, T., 1988. The geology of the Archaean greenstone–granitoid terrain in Kuhmo, eastern Finland. Teoksessa: Mattila, E. (toim.), *Archaean geology of the Fennoscandian Shield*. Geologian tutkimuskeskus, Espoo, 39–51.
- Pietikäinen, K., Halkoaho, T., Hartikainen, A. & Niskanen, M., 2008. Tipasjärven vihreäkivi-vyöhykkeen malmivarojen kartoitushankkeen (2901006) toiminta vuosina 2005–2007 Sotkamon, Valtimon, Kuhmon ja Nurmeksen alueilla. Geologian tutkimuslaitos, arkistoraportti M10.4/4322/2008/27, 65 s.
- Rajamani, V., Shivkumar, K., Hanson, G. N. & Shirey, S. B., 1985. Geochemistry and petrogenesis of amphibolites, Kolar Schist Belt, South India: evidence for komatiitic magma derived by low percentages of melting of the mantle. *Journal of Petrology* 26, 92–123. <https://doi.org/10.1093/ptrology/26.1.92>
- Roeder, P. L. & Reynolds, I., 1991. Crystallization of chromite and chromium solubility in basaltic melts. *Journal of Petrology* 32, 909–934. <https://doi.org/10.1093/ptrology/32.5.909>
- Ruzicka, A., Snyder, G. A. & Taylor, L. A., 2001. Comparative geochemistry of basalts from the Moon, Earth, HED asteroid, and Mars: Implications for the origin of the Moon. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65, 979–997. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(00\)00599-8](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(00)00599-8)
- Räsänen, J., Hanski, E. & Lehtonen, M. I., 1989. Komatiites, low-Ti basalts and andesites in the Möykkelmä area, Central Finnish Lapland. Geological Survey of Finland, Report of investigation 88, 41 s.
- Salminen, J., Lehtonen, E., Mertanen, S., Pesonen, L. J., Elming, S.-Å. & Luoto, T., 2020. Chapter 5: The Precambrian drift history and paleogeography of Baltica. Teoksessa: Pesonen, L. J., Salminen, J., Evans, D. A. D., Elming, S.-Å., Veikkolainen, T. (toim.), *Ancient Supercontinents and the Paleogeography of the Earth*. Elsevier, Amsterdam, 155–205.
- Simakov, S. K., 1998. Redox state of Earth's upper mantle peridotites under the ancient cratons and its connection with diamond genesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62, 1811–1820. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(98\)00105-7](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(98)00105-7)
- Sorjonen-Ward, P. & Luukkonen, E., 2005. Archaean rocks. Teoksessa: Lehtinen, M., Nurmi, P. A., Rämö, O. T. (toim.), *Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield*. Elsevier B.V., Amsterdam, 19–99.
- Steele, A. M., Colson, R. O. & Haskin, L. A., 1991. Co and Ni as incompatible elements in the lunar mantle: implications for fO₂ and the petrogenesis of Apollo 15 green glass. *Proceedings 22nd Lunar and Planetary Science Conference*, 1317–1318.
- Sun, S.-S., 1980. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences* 297, 409–446. <https://doi.org/10.1098/rsta.1980.0224>
- Taipale, K., 1983. The geology and geochemistry of the Archaean Kuhmo greenstone–granite terrain in the Tipasjärvi area, eastern Finland. *Acta Universitatis Ouluensis, Series A, Scientiae rerum naturalium* 151, 98 s.
- Tolppi, T.-P., 1999. Metavulkaniittien geokemia ja hydroterminen muuttuminen Karahkalehdossa Oijärven arkeisella liuskejaksolla. Pro gradu -tutkielma. Oulun yliopisto, Oulu, 80 s.
- Tulenheimo, T., 1999. Kuhmon Kellojärven kerroksellinen ultramafinen muodostuma. Pro gradu -tutkielma. Turun yliopisto, Turku, 199 s.
- Vaasjoki, M., Taipale, K. & Tuokko, I., 1999. Radiometric ages and other isotopic data bearing on the evolution of Archaean crust and ores in the Kuhmo–Suomussalmi area, eastern Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 71, 155–176. <https://doi.org/10.17741/bgsf/71.1.008>
- Vanne, J., 1984. Tutkimustyöselustus Kuhmon kunnassa valtausalueella Siivikkovaara 1–5, kaiv.rek. n:o 2853/1–5 suoritetuista malmitutkimuksista. Geologian tutkimuskeskus, arkistoraportti M06/4411/-84/1/10, 13 s.
- Vihreäpuu, U., 1998. Kaivoslain 19 §:n mukainen tutkimustyöselustus Kuhmo / Mäkisenkangas, Mäkisenkangas 2, ja Matonevansuo Kaiv. rek. n:o: 6063/2, 6397/1 ja 6063/1. 3 s.
- Vartiainen, H., 1970. Schist belt of Tipasjärvi in the parish of Sotkamo, Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 42, 13–22. <https://doi.org/10.17741/bgsf/42.002>
- Wilkman, W. W., 1921. Nurmeksen Suomen geologinen kartta 1:400 000, kallioperäkartan selitys, lehti D4. Geologian tutkimuskeskus, Espoo, 126 s.
- Yuan, Q., Li, M., Desch, S. J., Ko, B., Deng, H., ym., 2023. Moon-forming impactor as a source of Earth's basal mantle anomalies. *Nature* 623, 95–99. <https://doi.org/10.1038/s41586-023-06589-1>