

Koillismaan syväreiän happamien kivilajien iänmääritys sekä geokemiallinen ja petrografinen luokittelu

Teemu Anttilainen

Geologia (kallioperägeologia)

Pro gradu -tutkielma

30 op

Ohjaajat:

Esa Heilimo

Perttu Mikkola

9.3.2023

Turku

Pro gradu -tutkielma

Pääaine: Geologia

Tekijä: Teemu Anttilainen

Otsikko: Koillismaan syväreiän happamien kivilajien iänmäärittäminen sekä geokemiallinen ja petrografinen luokittelu

Ohjaajat: Esa Heilimo & Perttu Mikkola

Sivumäärä: 69 sivua + 15 liitettä

Päivämäärä: 9.3.2023

Koillismaan ja Näränkävään kerrosintruusioita yhdistävää vyöhykettä on tutkittu geofysiikan avulla vuosikymmeniä. Vyöhyke esiintyy anomaliana magneettisissa- ja painovoimakartoissa ja anomalian syvyys on mallinnusten perusteella noin 1,5 km:n syvyydessä arkeisissa pohjakompleksissa. Kerrosintruusioiden ja niiden kehitys liitetään usein anorogeenisiin tapahtumiin ja kuoren repeytymisiin, joissa esiintyy myös felsisiä intruusioita. Tässä työssä luokitellaan anomaliaan kairatun Koillismaan syväreiän happamat kivilajit ja keskustellaan niiden mahdollisista lähteistä sekä selvitetään kivilajityypien ikäsuhteita. Petrografian perusteella kivilajeista määritettiin mineraalikoostumukset, muuttuneisuusasteet, raekoot ja tekstuurit sekä kivilajikontaktien piirteet. Geokemialliset analyysit ja iänmäärittäykset olivat tukena ryhmittelyssä, lähteen arvioinnissa sekä intruusioiden kronologisessa tulkinnassa.

Petrografisten tutkimusten perusteella granofyyriset yhteenkasvettumat ovat yleisiä leukokraattisten juonien sekä diabaasien kontaktien läheisyydessä. TTG-sarjan kivet ovat arkeisia (~2,9–2,8 Ga) ja ne on jaettu transitionaalisiksi TTG-kiviksi ($K_2O/Na_2O > 0,5$) sekä TTG-kiviksi ($K_2O/Na_2O < 0,5$). Varhaisproterotsooiset leukogranitoidit (~2,45 Ga) leikkaavat TTG-sarjaa sekä syvemmällä esiintyviä varhaisproterotsooisia kiviä ja niillä on korkea SiO_2 -pitoisuus (73,08–76,31 %), korkeat Na_2O ja K_2O -pitoisuudet (2,75–4,15 % ja 4,0–5,40 %) ja matalat ferromagneettiset alkuainepitoisuudet ($FeO_t + MgO + MnO + TiO_2 = 0,56–3,04$ %, mediaani 1,35 %). Diabaasi-juonet ovat varhaisproterotsooisia (~2,43 Ga) ja niiden geokemialliset piirteet ovat tyypilliset lähellä esiintyvälle, noin 2,45 Ga ikäisille kalkkialkalisille mafisille juoniparville. Varhaisproterotsooiset biotiittigraniitit (~2,45) sekä granodioriitit (~2,44 Ga) ovat punertavia ja pienirakeisia ja ne sisältävät oppaakkeina mineraaleina magnetiittia sekä ilmeniittisuotauksia. Niillä on myös A-tyypin geokemiallisia piirteitä: pääalkuaineissa ovat korkeat SiO_2 -pitoisuudet (66,87–74,77 %) sekä K_2O/Na_2O ja Fe/Mg suhteet ($K_2O/Na_2O \sim 1,15$ ja $[FeO_t/(FeO_t + MgO)] = 0,68–0,84$) sekä matalat CaO-pitoisuudet (mediaani ~1,57 %). Kivet ovat myös fraktioituneet REE:n suhteen [$(La/Yb)_N \sim 16,5$], vaikkakin heikommin verrattuna lähitöillä sijaitseviin A-tyypin granitoideihin. Syväreiän varhaisproterotsooiset mafiset ja felsiset kivet ovat kiteytyneet TTG-sarjan kivistä koostuvaan arkeiseen kuoreen. Kuoren massiivinen osittaisulaminen ja granofyyrien esiintyminen ovat merkkejä laajasta ja dynaamisesta bimodaalisesta magmatismista.

Avainsanat: varhaisproterotsooinen, arkeinen, kerrosintruusio, A-tyyppi, TTG-sarja

Master's thesis

Subject: Bedrock geology

Author: Teemu Anttilainen

Title: Geochemical and petrographic classification and age determinations of the Koillismaa deep drill hole felsic rocks

Supervisors: Esa Heilimo & Perttu Mikkola

Number of pages: 69 pages + 15 appendixes

Date: 09.03.2023

The zone connecting Koillismaa and Näränkäväära layered intrusions has been under interest for decades. Results based on magnetic and gravimetric models, the depth of the anomaly is estimated to roughly 1.5 km deep. The bimodal magmatism and evolution of Paleoproterozoic layered intrusions are often connected to anorogenic events and rifting of the older Archean crust, in which the mafic-ultramafic magmas intruded. Rift-related felsic intrusions are widely, but sparsely spread in Archean complexes of Fennoscandian shield. The Koillismaa deep drill hole is located between the Koillismaa-Näränkäväära complexes and aim of this study is to reveal the source of the anomaly. The aim of this thesis is to characterize silicic rocks from obtained drill core and to discuss the geochronological relationships, especially in terms of the early Paleoproterozoic granitoids. Mineral compositions, alterations, grain sizes textures and character of the rock unit contacts were determined from the thin sections. Geochemical analyses and age determinations supported the characterization of the source and geochronology.

Based on petrographic study, the rocks were altered since they contained sericite, saussurite and chlorite. Granophyric intergrowths were common, especially near the contact zones of leucocratic veins and diabase dikes. TTG-series rocks are Archean (2.9–2.8 Ga), which consist of transitional TTGs ($K_2O/Na_2O > 0.5$) and true TTGs ($K_2O/Na_2O < 0.5$). Paleoproterozoic leucocratic veins (~2.45 Ga) crosscut the TTG-rocks and deeper occurring Paleoproterozoic rocks. Leucocratic veins show high values of SiO_2 (73.08–76.31 %), Na_2O and K_2O (2.75–4.15 % and 4.0–5.40 %) and low concentrations of ferromagnesian elements ($FeO_t + MgO + MnO + TiO_2 = 0.56–3.04$ %, median 1.35 %). Diabase dikes are Paleoproterozoic (~2.43 Ga) and their geochemical features are similar to close by 2.45 Ga calc-alkaline mafic dike swarms. Early Paleoproterozoic biotite granites (~2.45 Ga) and granodiorites (~2.44 Ga) are reddish and small grained and they contain magnetite and ilmenite as opaque minerals. They also show A-type oxidized geochemical characteristics: Major elements are high in SiO_2 (66.87–74.77 %), Na_2O/K_2O and Fe/Mg [$Na_2O/K_2O \sim 1.15$ and $[FeO_t/(FeO_t + MgO)] = 0.68–0.84$] and low in CaO (median ~1.57 %). Rocks are enriched in REE [(La/Yb)_N ~16,5], but slightly weaker than nearby A-type granitoids. Paleoproterozoic mafic and felsic rocks are intruded to Archean TTG-crust, and the bimodal magmatism must have been very dynamic since there are signs of large scale partial melting and crystallization of granophyres.

Key words: early Paleoproterozoic, Archean, layered intrusion, A-type, TTG-series

Sisällysluettelo

1. Johdanto.....	1
2. Granitoidien geokemiallinen luokittelu	2
3. Geologinen ympäristö ja aiemmat tutkimukset	4
3.1. Fennoskandian kilven geologinen historia ja pääpiirteet	4
3.2. Karjalan provinssi	5
3.3. Lentuan kompleksi	8
3.4. Koillismaa-Näränkäväära -vyöhyke	8
3.5. Kynsijärven syeniitti ja Sirniövaaran vulkaniitti	10
4. Aineisto ja menetelmät.....	12
4.1. Aineisto	12
4.2. Petrografinen tutkimus	13
4.3. Kokokivianalytiikka.....	13
4.4. U–Pb länmääritys menetelmä	13
5. Tulokset.....	14
5.1. Syväreiän kivilajit	14
5.1.1. Tonalitti-trondhemiitti-granodioriitti -sarjan kivien petrografia	16
5.1.2. Leukokraattisten juonten petrografia.....	18
5.1.3. Diabaasijuonten petrografia	24
5.1.4. Varhaisproterotsooisten granitoidien petrografia.....	26
5.1.5. Kvartsidioriittijuonen petrografia	29
5.2. Kokokivigeokemian analyysitulokset	31
5.2.1 TTG:t sekä transitionaaliset TTG:t.....	31
5.2.2. Leukogranitoidit	34
5.2.3. Varhaisproterotsooiset granitoidit	35
5.2.4. Kvartsidioriittijuoni	35
5.2.5. Diabaasit.....	36
5.3. länmääritystulokset	40
5.3.1. A2578; tonaliitti	40
5.3.2. A2580; myloniitti.....	41
5.3.3. A2581; diabaasi.....	42
5.3.4. A2582; korkea REE -leukogranitoidi.....	42
5.3.5. A2583; A-tyyppin biotiittigraniitti	44
5.3.6. A2584; kvartsidioriittijuoni	44

5.3.7. A2585; A-tyyppin granodioriitti	45
6. Keskustelu	46
6.1. Koillismaan syväreiän kivilajit ja vertailu muihin Lentua kompleksin kivilajeihin.....	46
6.1.1. TTG:t ja transitionaaliset TTG:t	46
6.1.2. Leukokraattiset juonet.....	48
6.1.3. Varhaisproterotsooiset granitoidit	49
6.1.4. Diabaasit.....	52
6.1.5. Kvartsidioriittijuoni	53
6.2. Syväreiän varhaisproterotsooisten granitoidien lähde ja kehitys	53
7. Johtopäätökset.....	58
Kiitokset	59
Lähdeluettelo	59
Liitteet.....	69

1. Johdanto

Koillismaan kerrosintruusio on osa Tornio-Näränkäväära kerrosintruusiovyöhykettä, joka kulkee itä- länsisuunnassa Pohjois-Suomen halki. Nämä mafiset-ultramafiset intruusiot ovat muodostuneet noin 2,44 miljardia vuotta (Ga) sitten arkeeisen mannerkuoren repeämisvaiheessa, jonka aiheuttajaksi on tulkittu magmaattinen pluumi syvällä maan vaipassa (Alapieti 1982). Koillismaan ja Näränkävääran kerrosintruusioiden välissä sijaitsee merkittävä geofysikaalinen painovoima- sekä magneettinen anomalia. Sen aiheuttaa noin 60 km pitkä, tiheydeltään sekä susceptibiliteetiltään maantieteellisesti yhtenäinen, kerrosintruusioita yhdistävä vyöhyke. Anomalian on arveltu olevan syöttökanava Koillismaan ja Näränkävääran kerrosintruusioille, joka koostuisi useiden mafisten juonten muodostamista juoniverkostoista, tai anomalian voi aiheuttaa oma erillinen kerrosintruusio (Karinen & Salmirinne 2001, Salmirinne & Iljina 2003). On myös esitetty toinen teoria, että anomalia voisi olla osa Takasen tai Suomussalmen vihreäkivivyöhykettä (Iljina 2003, Papunen et al. 2009). Anomalian alueella ja sitä ympäröivässä kallioperässä tavataan runsaasti arkeeisen kuoren kehitykseen liittyviä tonaliitti-trondhjemitti-granodioriitti -sarjan (TTG) kiviä sekä leukogranitteja (n. 2,8–2,6 Ga) että nuorempia kerrosintruusiomagmatismiin liittyviä n. 2,44 Ga diabaaseja ja A-tyypin granitoideja (Lauri et al. 2005). Tämän työn aineisto koostuu pääosin Geologian tutkimuskeskuksen (GTK) luotsaamasta, anomalian alueelle kairatusta syväreiän kairasydäimestä ja siitä tehdyistä analyyseistä sekä ohuthieistä.

Tämän tutkimuksen tarkoitus on tuottaa uutta geologista tietoa alueen arkeeisista ja varhaisproterotsooisista tapahtumista sekä luokitella vuosina 2020–2021 Koillismaa-Näränkäväära -vyöhykkeiden väliseltä alueelta tuotetun kairasydämen granitoidit petrografisten ja geokemiallisten piirteiden sekä zirkonien U-Pb iänmääritysten perusteella. Tutkimuksen tuloksia verrataan muihin Lentua-kompleksin alueella tehtyihin tutkimuksiin erityisesti granitoidien osalta. Tutkimuksessa selvitetään myös granitoidien lähdettä ja pohditaan löydettyjen granofyyristen tekstuuriin aiheuttajaa. Lisäksi luodaan malli kivilajiyksiköiden kronologisesta asettumisesta erityisesti U-Pb-aineiston sekä kivilajikontaktien perusteella.

2. Granitoidien geokemiallinen luokittelu

Noin 90 % arkeisella ajalla (4,0–2,5 Ga) muodostuneesta kuoresta koostuu TTG-sarjan kivistä (mm. Jahn et al. 1981, Martin et al. 1983). Arkeiset TTG-kivet ovat tyypillisesti tasarakeisia ja päämineraalit ovat kvartsi, plagioklaasi sekä biotiitti, mutta jonkin verran esiintyy myös kalimaasälpää ja sarvivälkettä (Martin et al. 2005). TTG:t ovat piirikkaita ($\text{SiO}_2 > 64\%$) ja Na_2O -pitoisuudet korkeat (3,0–7,0 %), mutta $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ -suhteet alhaiset ($< 0,5$). Lisäksi ne ovat köyhiä ferromagneettisista oksideista ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2 < 5\%$), Mg-luku (Mg#) on keskiarvoltaan 43 ja Ni- ja Cr -pitoisuuksien mediaanit 14 ja 29 ppm (Martin 1994). Barker & Arth (1976) jaottelivat arkeiset trondhjemiidit korkean- ja matalan Al-pitoisuuden ryhmiin, missä määrärajoina ovat Si ja Al (SiO_2 70 % ja Al_2O_3 15 %). TTG-kivet voidaan myös jaotella niiden sisältämien raskaiden harvinaisten maametallien (HREE) pitoisuuksien perusteella matalaan ja korkeaan ryhmään (Halla et al. 2009), missä matala HREE- ja korkea Al-ryhmä sekä korkea HREE- ja matala Al-ryhmä seuraavat samoja trendejä. HREE:n perusteella tehtävä luokittelu perustuu paineolosuhteiden muutoksiin lähteessä sekä siitä aiheutuvan sulamisen määrään (Halla et al. 2009). Matalaa HREE- ja korkeaa Al-ryhmää kuvaa kohonneet Sr ja Eu -pitoisuudet sekä matalat Yb ja Y -pitoisuudet, mutta myös vahvasti fraktioituneet harvinaiset maametallit (REE), jossa La/Yb_N (150) ja Sr/Y -suhteet ovat korkeat. Nämä piirteet heijastelevat mahdollisesti granaatin ja amfibolin läsnäoloa, mutta plagioklaasin vähyyttä joko residuaalissa tai fraktioivassa vaiheessa. Suurin osa arkeisista TTG-kivistä kuuluu korkeaan Al-ryhmään (Martin 1994). Matalan Al-ryhmän ja korkean HREE-ryhmän TTG-kiville on tyypillistä alhaiset Sr ja Eu-pitoisuudet ja heikommin fraktioituneet REE:t sekä alhaisemmat Sr/Y -suhteet, jotka yhdessä indikoivat residuaalin tai fraktioivan vaiheen olleen plagioklaasin kontrolloima, missä granaattia ei ole ollut mukana (Martin et al. 2005).

Leukogranitoideja syntyy litosfäärilaattojen törmäysvyöhykkeillä ja kuoren paksuuntumisessa, mikä voi aiheuttaa korkean asteen metamorfoosia (mm. Whalen et al. 1987, Moyen et al. 2003). Arkeisena aikana niiden syntyminen yhdistetään usein orogenian loppuvaiheen tapahtumiin, joissa leukogranitoidit muodostuvat TTG-kivien tai metasedimenttien osittaissulista (mm. Sawyer 1998, Mikkola et al. 2011, Almeida et al. 2013). Kallioperän osittaisen sulamisen mahdollistaa kuoren paksuuntuminen yhdessä yläkuoreen rikastuneiden uraanin, toriumin ja kaliumin kanssa (Mikkola et al. 2012).

Kuoren koostumuksesta riippumatta ensimmäiset osittaissulat ovat lähes aina granitoidisia, joiden koostumukseen vaikuttavat kuitenkin lähtökoostumus, paine- ja lämpötilaolosuhteet, sulamiaste sekä volatiilien määrä (Johannes & Holtz 1996). Kokeelliset tulokset indikoivat sarvivälketonaliittisen kuoren dehydraatiosulamissa syntyvän pieniä määriä leukograniittisulia, missä samaa lähdettä sulattamalla fluidien läsnäollessa syntyy hieman kehittyneempiä tonaliittisia sulia (López et al. 2005, Watkins et al. 2007). Mikkolan et al. (2012) tutkimuksessa Lentua kompleksissa esiintyville arkeisille leukograniteille ominaista oli niiden korkea piipitoisuus (mediaani $\text{SiO}_2 = 73,4\%$) sekä alhainen mafisten mineraalien määrä, mikä heijastelee esim. niiden alhaista magnesiumpitoisuutta (mediaani $\text{MgO} = 0,37\%$ ja $\text{Mg\#} = 32,6$). Lisäksi yleistä arkeisille leukograniteille ovat korkeat K/Na -suhteet sekä kohtalaisen fraktioituneet REE-pitoisuudet (Moyen et al. 2003).

Kuoren ekstensio ja riftiytyminen voi aiheuttaa bimodaalista magmatismia, jonka aiheuttajana on mahdollisesti vaippapluumi (mm. Amelin et al. 1995, Windley 1995). Näissä ympäristöissä syntyy tyypillisesti mafisia kerrosintrusioita, diabaasi juoniparvia sekä A-tyyppin granitoideja (mm. Amelin et al. 1995, Lauri et al. 2012). Geokemiallisesti A-tyyppin granitoidit voidaan erottaa suhteellisen helposti M-tyyppin (vaippaperäinen)-, S-tyyppin (sedimenttisyntyinen)- sekä I-tyyppin (kuoriperäinen) granitoideista, sillä A-tyyppille on ominaista korkeat Nb, Ga ja HREE-pitoisuudet sekä korkeat Fe/Mg -suhteet (Pearce et al. 1984, White & Chapell 1983, Dall’Agnol & Oliveira 2007). A-tyyppin granitoideja luokitellaan myös mahdollisen lähteen mukaan; A_1 -tyyppi heijastelee vaippaperäistä lähdettä ja A_2 -tyyppi vanhempaa mantereisen kuoren komponenttia sen lähteessä (Eby 1992). Lähteen perusteella tehtävässä luokittelussa ja nimeämisessä on kuitenkin päällekkäisyyksiä, sillä A_1 -tyyppi sisältää vaippaperäisen lähteen, kuten sisältävät myös M-tyyppin granitoidit. Sama päällekkäisyys pätee I-tyyppin granitoideihin sekä A_2 -tyyppiin, joiden lähteissä on kuoren komponenttia (Creaser et al. 1991, Collins et al. 1982). Lisäksi luokittelu voidaan tehdä myös magman hapetusasteen perusteella; hapettuneiden magmojen on epäilty olevan peräisin kvartsi-maasälpärikkaan alakuoren osittaissulista, jossa on ollut mukana runsaasti vettä ($\geq 4\%$) ja jossa klinopyrokseeni on ollut tärkeänä residuaalimineraalina. Pelkistyneet A-tyyppin graniitit voivat olla sedimenttikomponenttia sisältävästä kvartsi-maasälpärikkaasta lähteestä tai differentioituneesta tholeiittisesta lähteestä (Dall’Agnol & Oliveira 2007).

3. Geologinen ympäristö ja aiemmat tutkimukset

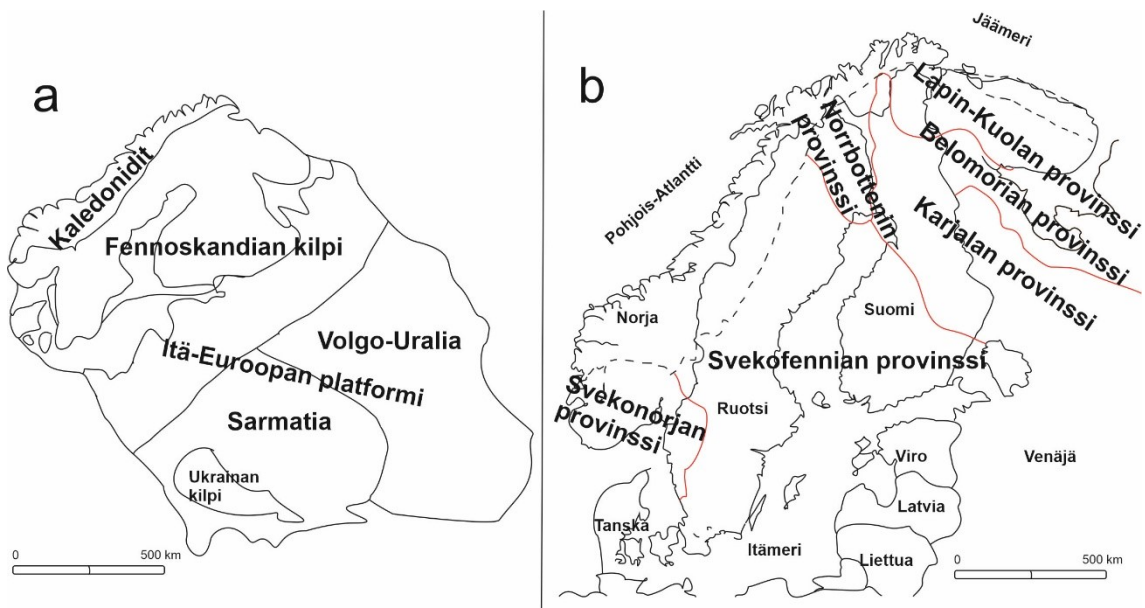
3.1. Fennoskandian kilven geologinen historia ja pääpiirteet

Fennoskandian kilpi yhdessä Volgo-Uralian ja Sarmatian kanssa muodostavat suuremman Itä-Euroopan kratonin (Nironen 2017; kuva 1a). Fennoskandian kilpi peittää laajoja alueita Suomessa, Ruotsissa, Norjassa sekä Luoteis-Venäjällä (Weihed et al. 2005). Kilpi koostuu pienemmistä provinseista (kuva 1b), joita ovat Lapin-Kuolan-, Karjalan-, Norrbottenin-, Svekofennian ja Svekonorjan provinssit (Nironen 2017). Provinssit koostuvat pääasiassa prekambrisesta kallioperästä ja iät vaihtelevat arkeeisesta paleotsooiseen (Korsman & Koistinen 1998). Arkeinen kallioperä rajoittuu pitkälti Venäjän länsi- ja luoteisosiin sekä Suomen itä- ja pohjoisosiin (Nironen 1997). Proterotsooinen kallioperä on syntynyt pääasiassa Svekofennisen- (1,93–1,78 Ga) sekä Svekonorjalaisen (1,14–0,92 Ga) orogonian aikana ja peittää maamme keski- sekä eteläosia ja jatkuu Ruotsiin sekä Norjan lounaisosiin (Korsman & Koistinen 1998).

Fennoskandian kilven arkeinen alue Suomessa koostuu Karjalan-, Norrbottenin-, Belomorian- ja Lappi-Kuolan provinseista (Gaal & Gorbatshev 1987, Lahtinen et al. 2015). Nämä provinssit lukuunottamatta Norrbottenia levittäytyvät Kuolan niemimaalta Venäjän Karjalaan ja sieltä Pohjois- sekä Itä-Suomeen (Luukkonen & Sorjonen-Ward 1998). Fennoskandian arkeisen kuoren muodostuksen päävaihe oli 2,85–2,7 Ga, joka oli myös huippuvaihe globaalissa kuoren kehityksessä (Hölttä et al. 2012). Pohjoinen Norrbottenin provinssi on lisätty omaksi lohkokseen ja kuuluvaksi osaksi Fennoskandian kilpeä (Lahtinen et al. 2015). Norrbottenin kallioperä on pääasiassa arkeeisesta, jota peittää osin paleoproterotsooinen kallioperä ja jonka Pajalan hiertovyöhyke erottaa Karjalan provinssista (Nironen 2017, Lahtinen et al. 2015). Provinssin tektoninen kehitys tapahtui pääasiassa 1,92–1,86 Ga, jolloin Karjalan, Lappi-Kuolan, Svekofennian ja Norrbottenin provinssit sulautuivat orogenioissa yhteen (Nironen 2017).

Ensimmäisen ajatuksen paleoproterotsooisten saarikaarien ja arkeisen kratonin välisestä törmäyksestä ja siten Svekofennian orogeniasta toi esille Hietanen (1975), jonka jälkeen orogonian kulusta ja siihen liittyvistä vaiheista on esitetty kaksi vaihtoehtoista tektonista mallia; saarikaarien työntymisen arkeista kuorta vasten sekä yhden aktiivisen mannerreunuksen malli. Lahtinen et al. (2005) ja Korja et al. (2006) ovat esittäneet, että

mikromantereet ja saarikaaret törmäsivät arkeeseen kratoniin välillä 1,92–1,87 Ga, jota seurasi ekstensionaalinen jakso välillä 1,87–1,84 Ga ja lopuksi kahden mantereisen laatan välinen törmäys 1,84–1,79 Ga. Toisen näkökulman orogeenian kehitykselle ovat antaneet Hermansson et al. (2008), Saalman et al. (2009) sekä Stephens & Andersson (2015) teoksissaan, joissa subduktio tapahtui yhden aktiivisen mannerreunuksen alle ja mereisen laatan perääntyminen ja eteneminen aiheutti tektonisen epävakauden (Collins 2002) ekstensio- sekä lähenemistektoniikassa. Tektoninen aktiivisuus pysähtyi 1,76 Ga ja mantereinen kuori stabilisoitui Suomen alueella, kunnes kuoren ekstensio synnytti Etelä-Suomen anorogeeniset rapakivigraniitit 1,65–1,54 Ga, kuten myös näihin liittyvät anortosiitit ja mafiset juoniparvet (Nironen 2017, Rämö & Haapala 2005). Rapakivimagmatismi oli viimeinen merkittävä tapahtuma Suomen prekambriisessa kallioperässä (Nironen 2017).

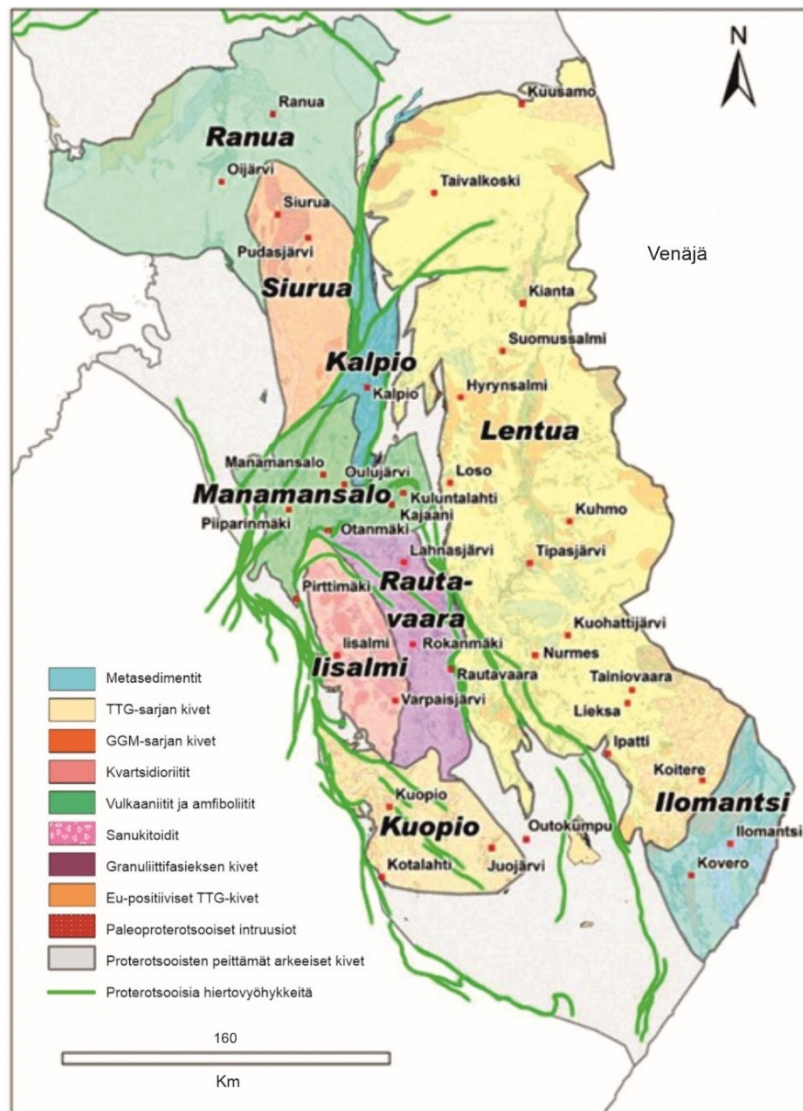


Kuva 1. a) Itä-Euroopan kratoni, jossa eriteltyinä Fennoskandian kilpi, Volgo-Uralia ja Sarmatia. Muokattu Gorbatshev & Bogdanova 1993 kartasta. b) Fennoskandian tektoniset provinssit, jota muokattu Lahtinen et al. 2005, Daly et al. 2006 ja Bingen et al. 2008 kartoista.

3.2. Karjalan provinssi

Karjalan provinssi on suurin viidestä Fennoskandian kilvellä esiintyvistä provinseista (kuva 1), jonka kallioperä koostuu pääosin arkeeisesta kuoresta, jota peittää osin nuoremmat paleoproterotsooiset Karjalaiset muodostumat (Laajoki 2005, Nironen 2017).

Provinssit jaetaan Keski-Karjalan-, Länsi-Karjalan- ja Vodlozeron alaprovinssihin (Hölttä et al. 2008). Suurin osa Karjalan provinssista Suomen alueella kuuluu Länsi-Karjalan alaprovinssiin ja vain pieni osa Keski-Karjalan alaprovinssiin (Nironen 2017). Länsi-Karjalan alaprovinssi jaetaan kahdeksaan pienempään arkeiseen kompleksiin, joita ovat Siuruan-, Iisalmen- ja Lentuan kompleksit sekä Kuopion-, Rautavaaran-, Manamansalon-, Kalpion- ja Ranuan kompleksit (Hölttä et al. 2012; kuva 2).



Kuva 2. Arkeiset Karjalan kratonin kompleksit Suomen puolella. Muokattu Hölttä et al. (2012) kartasta.

Keski-Karjalan alaprovinssi sijaitsee pääasiassa Luoteis-Venäjällä, mutta Suomen puolella siihen kuuluu neoarkeinen Ilomantsin kompleksi (Hölttä et al. 2008).

Karjalan provinssin tektoninen kehitys oli monivaiheinen, jota luonnehtivat useat orogeenit sekä mantereiden repeämiset (Hölttä et al. 2012). Näissä muodostuivat

esimerkiksi alueen TTG-kivet, sanukitoidit, kvartsidioriitit ja leukogranitoidit, mutta myös suprakrustiset kivet vihreäkivivyöhykkeillä sekä liuske- ja gneissijaksoilla (Nironen 2017). Jokaisella Länsi-karjalan kompleksilla esiintyy TTG-kiviä, joiden iät vaihtelevat pääasiassa 3,5 Ga ja 2,73 Ga välillä. TTG-kivistä vanhimmat sijaitsevat rajatulla alueella Siuruan kompleksilla (3,5–2,96 Ga). Tämän jälkeen niitä syntyi satunnaisesti Iisalmen (3,2 Ga) sekä Lentuan komplekseilla, kunnes päävaihe TTG-muodostuksesta oli noin 2,8 Ga, pääasiassa Lentuan ja Ranuan komplekseilla. Myöhäisimmät TTG:t ovat iältään noin 2,73 Ga (Höltkä et al. 2012, Mikkola et al. 2010). Noin 2,72 Ga Länsi-Karjalan alaprovinssin muodostuneet sanukitoidit sijaitsevat Lentuan, Rautavaaran sekä Kuopion komplekseilla (Höltkä et al. 2012). Lisäksi sanukitoidia löytyy myös Ilomantsin kompleksin alueelta, vaikkakin ne ovat n. 20 Ma vanhempia (Heilimo et al. 2011). Alueen kvartsidioriitit ovat intrudoituneet sanukitoidien jälkeen Lentuan-, Rautavaaran-, Iisalmen-, Kuopion- sekä Ranuan komplekseihin noin 2,7 Ga (Mutanen & Huhma 2003, Lukkarinen 2008, Mänttari & Höltkä 2002, Paavola 1999, Mikkola et al. 2011a). Leukogranitoidit ovat alueen nuorimpia kiviä (2,70–2,69 Ga) ja muodostuneet hieman sanukitoidia myöhemmin (Mikkola et al. 2012).

Arkeiset vihreäkivivyöhykkeet koostuvat Itä-Suomessa tyypillisesti vulkaanisista kivilajeista ja vulkaanisperäisistä sedimenttikivilajeista, joiden primäärit kerrokset ovat poimuttuneet monimutkaisiksi rakenteiksi (Luukkonen & Sorjonen-Ward 1998). Itä-Suomessa sijaitsevat Tipasjärvi-Kuhmo-Suomussalmi vihreäkivivyöhyke (kuva 2) sekä Ilomantsin vihreäkivivyöhyke kuuluvat näihin arkeisiin muodostumiin (Nironen 2017). Tipasjärvi-Kuhmo-Suomussalmi vihreäkivivyöhyke koostuu pääasiassa mafisista vulkaniiteista ja vulkanoklastisista sedimenteistä sekä vähäisestä määrästä komatiitteja ja felsisiä vulkaniitteja, joiden iät ovat noin 2,95–2,8 Ga. (Huhma et al. 2012). Ilomantsin vihreäkivivyöhyke koostuu pääasiassa 2,76–2,72 Ga ikäisistä metavulkaniiteista, sekä muista Itä-Suomen vihreäkivivyöhykkeistä poiketen veteen kerrostuneista sedimenteistä (mm. Höltkä et al. 2012).

Arkeisen ajan päätyttyä, varhaisproterotsooinen ajanjakso Karjalan provinssilla alkoi kuoren repeytymisellä noin 2,45 Ga (Melezhik & Hanski 2013). Tämä mahdollisti mafisten-ultramafisten magmojen tunkeutumisen kuoreen, jotka muodostivat kerrosintrusioita (Iljina & Hanski 2005). Samoihin aikoihin, noin 2,45–2,39 Ga kuoreen tunkeutuneet magmat synnyttivät laajalle levittyviä diabaasijuoniverkostoja sekä felsisiä intrusioita, jotka täyttävät A-tyyppin granitoidien geokemialliset kriteerit (Vuollo &

Huhma 2005, Lauri et al. 2012). Ekstension edetessä kehittyi lisäksi suprakrustisia muodostumia, jotka kerrostuivat pääasiassa välillä 2,44–1,92 Ga. Nämä näkyvät metasedimentteinä sekä metavulkaniitteina liuskejakoissa, joita kutsutaan Karjalaisiksi muodostumiksi (Laajoki 2005, Lahtinen et al. 2005).

3.3. Lentuan kompleksi

Lentuan kompleksi koostuu suurimmaksi osaksi TTG-sarjan gneisseistä sekä migmatiiteista, jotka ovat kiteytyneet noin 2,95 Ga, 2,83–2,78 Ga ja 2,76–2,73 Ga (mm. Hölttä et al. 2012). TTG-kivien koostumus sekä alueellinen jakauma osoittaa Lentuan kompleksin olleen geologisesti yhtenäinen alue jo 2,80 Ga. Kompleksin TTG-kivien on todettu syntyneen basalttisen materiaalin osittaissulamisen tuloksena, jossa on mahdollisesti ollut vähäisesti mukana kierrättyä granitoidista materiaalia osittaisen sulamisen aikana tai myöhemmin kontaminaatiossa (Käpyaho et al. 2006, Mikkola et al. 2012). Ennen 2,75 Ga alueen kivilajisto granitoidien puolesta oli suhteellisen yksipuolinen ja käsitti pääasiassa TTG-kiviä (Mikkola et al. 2013). Tämän jälkeen magmaattisessa kehityksessä tapahtui muutos, jolloin kiteytyi erilaisia kivilajeja, kuten kvartsidioriitteja, sanukitoideja, kvartsisyeniittejä, leukogranitoideja, gabraja sekä alkaligabraja (Mikkola et al. 2013, Mikkola et al. 2011, Heilimo et al. 2017). Sanukitoidit ja muut nuoremmat granitoidit syntyvät tyypillisesti orogeenian loppuvaiheilla tai sen päätyttyä. Sanukitoidien lähteenä pidetään tyypillisesti rikastunutta litosfäärivaippaa ja leukograniittien lähteenä TTG-kivien osittaissulua (Heilimo et al. 2010, Mikkola et al. 2012). Lentuan kompleksin sanukitoidit kuuluvat nuorempaan itäiseen vyöhykkeeseen (2,72 Ga), ja vanhemmat (2,74 Ga) läntisen vyöhykkeen sanukitoidit sijaitsevat Keski-Karjalan alaprovinssilla ja suurimmaksi osin Venäjän puolella (Mikkola et al. 2014, Heilimo et al. 2011). Nuorimmat Lentuan kompleksilla tavatut arkeiset intrusiivit ovat ~2,70 Ga kvartsidioriitit sekä 2,70–2,69 Ga leukograniitit (Mikkola et al. 2011a, Hölttä et al. 2012).

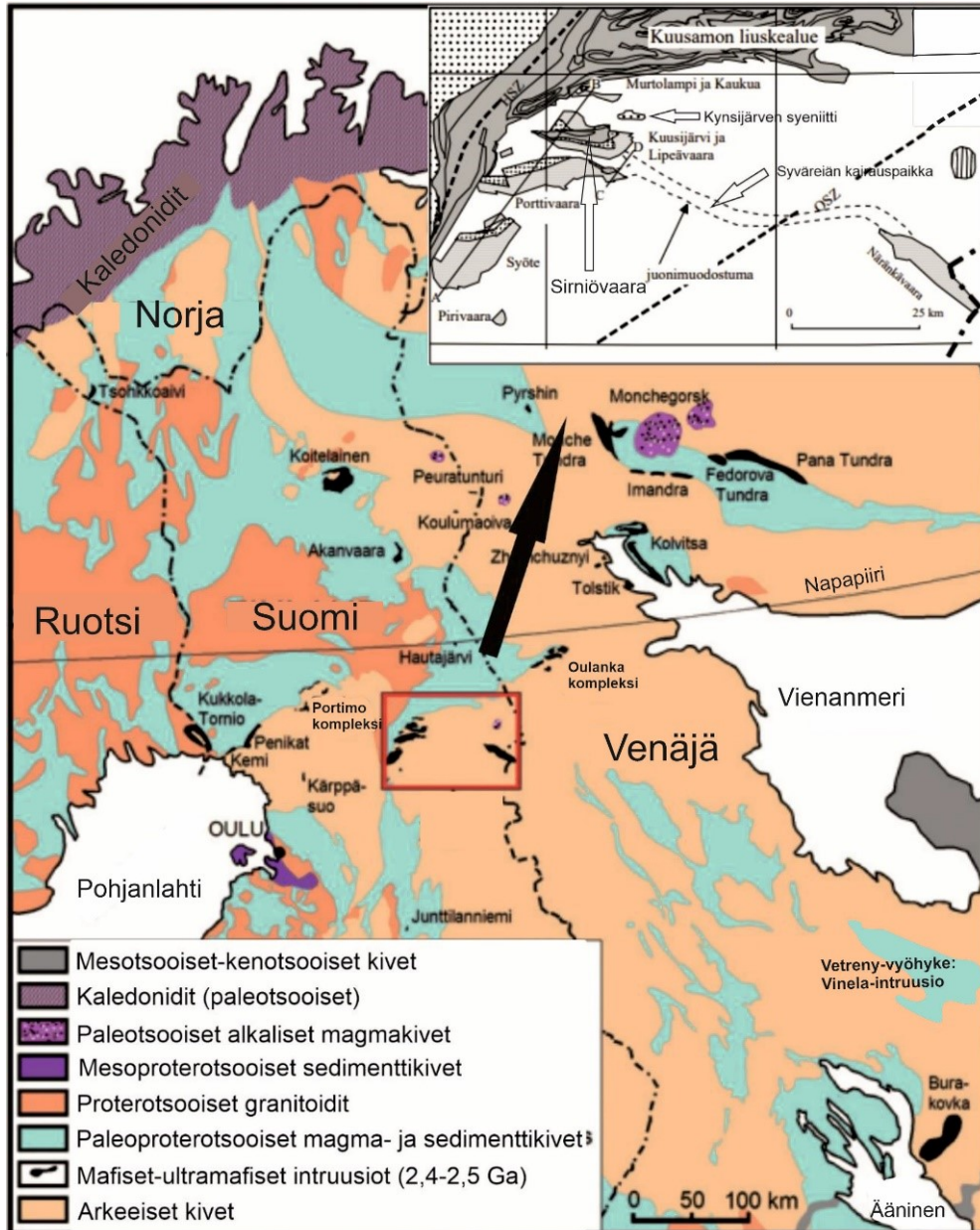
3.4. Koillismaa-Näränkäväära -vyöhyke

Tornio-Näränkäväära -vyöhyke on epäyhtenäinen kerrosintrusioista muodostuva alue, joka kulkee Pohjois-Suomen halki ja ulottuu vähäisesti myös Ruotsin ja Venäjän puolelle (Iljina & Hanski 2005). Vyöhykkeeseen sisältyy noin puolet 2,5–2,4 Ga Fennoskandian

kilvellä muodostuneista kerrosintruusioista, jotka edustavat initiaalista vaihetta kuoren repeämisen (Iljina & Hanski 2005, Piirainen et al. 1974). Kuoren repeämiseen on ehdotettu kuutta eri jaksoa: 2,5 Ga, 2,45 Ga, 2,32 Ga, 2,2 Ga, 2,1 Ga ja 1,98 Ga (Vuollo & Huhma 2005). Tornio-Näränkäväära -vyöhyke kuuluu epäonnistuneen mantereen repeytymisen systeemiin, jossa ekstensio ja hautavajoaman kehitys pysähtyi ja mafisia sekä graniittisia magmoja tunkeutui kuoreen (Iljina & Hanski 2005). Mantereen repeämisen ja hautavajoaman aiheutti mahdollisesti pluumi syvällä maan vaippakerroksessa (Hanski et al. 2001). Kerrosintruusioihin voi liittyä mm. platinaryhmän (PGE) alkuaineiden rikastumista sekä Cr, V, Ti ja Fe mineralisaatioita, joiden vuoksi ne voivat olla taloudellisesti arvokkaita (mm. Järvinen et al. 2019). Suomessa tunnettuja ja hyödynnettyjä muodostumia ovat esim. Kemin kromiesiintymä ja Taivalkosken Mustavaaran vanadiiniesiintymä (Silvennoinen 1998). Mustavaaran vanadiinikaivos suljettiin 1985 ja Kemin kromikaivos tuottaa nykyäänkin kromia mm. terästeollisuudelle.

Kerrosintruusiot koostuvat kerrosrakenteista, joilla on yleensä erilaiset koostumukset. Tyypillinen rakenne on magmasäiliöiden pohjalle kiteytymisen aikana vajonneet raskaimmat mineraalit eli kumulaatit, joiden päälle yleensä kerrostuu gabrosta koostuva pääosa. Intruusioissa voi tapahtua myös olosuhdemuutoksia, joiden vuoksi kiteytyminen voi tapahtua monessa eri vaiheessa ja muodostaa useita pienempiä kumulaattikerroksia (Silvennoinen 1998). Alapieti ja Lahtinen (2002) jakoivat Fennoskandian kilven paleoproterotsooiset kerrosintruusiot kolmeen ryhmään: i) ultramafiset, ii) mafiset ja iii) intermediääriset. Ultramafiseen ryhmään kuuluville intruusioille on tunnusomaista paksu ultramafinen pohjakerros, jonka päällä on ohut kerros mafisia ja leukokraattisia kumulaatteja. Kyseisiä muodostumia esiintyy Näränkävääran-, Kemin-, Kivakan-, Monchegorskin- ja Burakovskin intruusioissa (kuva 3). Mafisen ryhmän intruusioille on tyypillistä niissä esiintyvä ohut ultramafinen pohjakerros, jonka päällä on paksu plagioklaasista rikastunut kumulaattikerros. Mafisia intruusioita ovat esimerkiksi Koillismaan-, Koitelaisen- ja Akanvaaran intruusiot (kuva 3). Intermediääriseen ryhmään kuuluvat intruusiot jaotellaan niissä esiintyvien kerrosrankenteiden mukaan, mikä tarkoittaa, että magmasäiliöön on tunkeutunut useissa vaiheissa eri koostumuksellisia megasyklisiä yksiköitä, joissa näkyy tyypillisesti ultramafinen pohjakerros sekä mafisista että leukokraattisista kumulaateista koostuva ylempi kerros. Ultramafisen ja intermediäärisen alimman kerroksen isäntamagmat ovat mahdollisesti koostumukseltaan primitiivisiä ja boniniittityyppisiä, missä mafisen ja ylimpien intermediääristen kerrosten

isäntämagmat ovat mahdollisesti olleet lähellä tholeiittista koostumusta (Lauri et al. 2012). Koillismaan kerrosintruusiokompleksi koostuu Näränkävään intruusiosta, läntisestä intruusiosta ja näitä yhdistävästä, aeromagneettisessa kartassa positiivisena anomaliana näkyvästä alueesta (Iljina & Hanski 2005).



Kuva 3. Yleistetty Pohjois-Suomen kallioperäkarta (muokattu Alapietin et al. 1990 ja Alapietin & Lahtisen 2002 kartoista). Kuvan oikeassa yläreunassa on Koillismaan alueen kallioperäkarta, jota muokattu Alapietin (1982) kartasta.

3.5. Kynsijärven syeniitti ja Sirniövaaran vulkaniitti

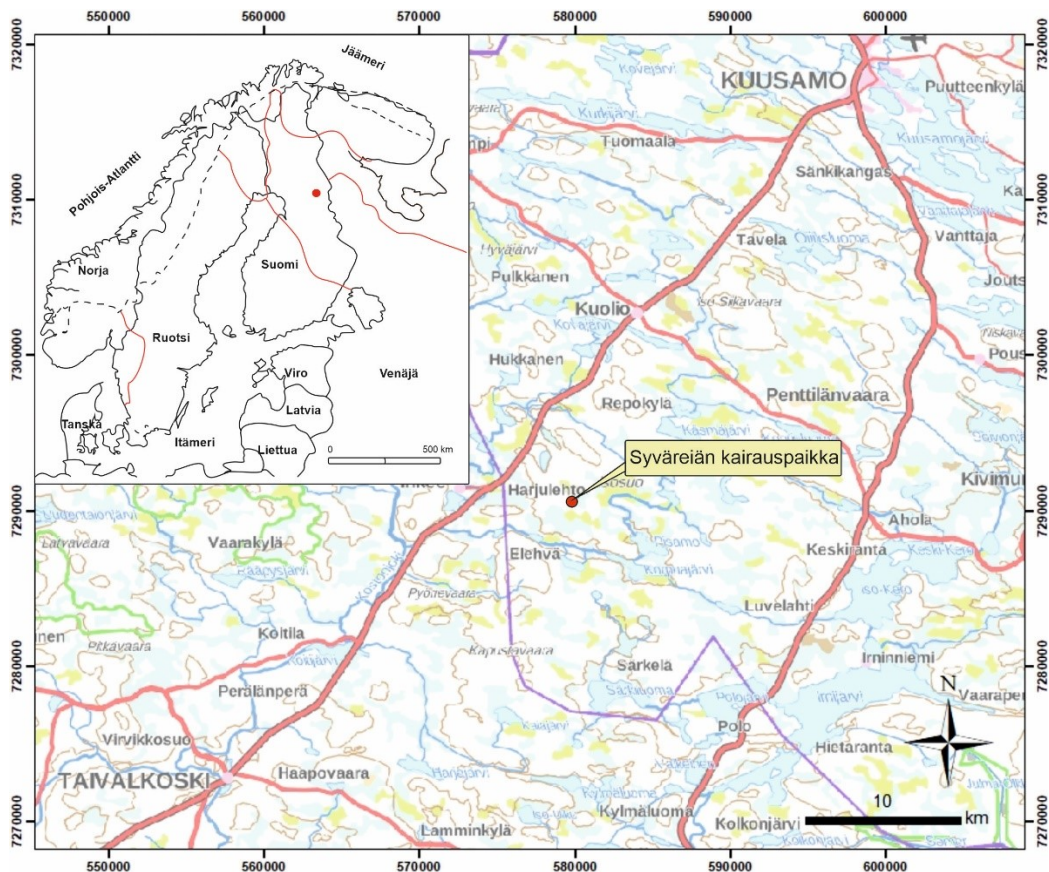
Koillismaan kerrosintruusiokompleksi sisältää intruusioon liittyvien mafisten kivien lisäksi myös felsisiä sekä intermediäärisiä plutonisia kiviä ja vulkaniitteja. Kynsijärven kvartsi-alkalimaasälpä syeniitti on geokemialtaan ja mineralogialtaan A-tyyppiä. Syeniitti kiteytyi 2442 ± 3 Ma sitten ja sijaitsee Koillismaan kompleksilla Kuusijärven ja Lipeävaaran lohkojen läheisyydessä (kuva 3). Kynsijärven syeniitti on punaista, keskirakeista, leukokraattista, homogeenista ja pääosin deformatonta (Lauri & Mänttari 2002). Sen päämineraaleja ovat alkalimaasälpä, kvartsi ja sarvivälke, mutta maasälpää esiintyy kuitenkin eniten. Aksessorisia mineraaleja ovat magnetiitti, titaniitti, zirkoni, fluoriitti ja stilpnomelaniitti, joka esiintyy sekundäärisenä magnetiitissa. Kynsijärven syeniitin kemiallinen koostumus on suhteellisen homogeeninen, jossa SiO_2 - ja $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ -pitoisuudet ovat korkeat (70,1–71,7 % ja noin 10 massa %). Syeniitit ovat heikosti metalumiinisia ja niiden Fe/Mg on korkea [$\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) > 0,90$] ja CaO -, MgO - ja TiO_2 -pitoisuudet suhteellisen matalat. Kevyet harvinaiset maametallit (LREE) ovat kohtalaisen rikastuneita verrattuna raskaisiin harvinaisiin maametallieihin (HREE), joissa keskiarvot $(\text{La}/\text{Yb})_N$ ja Eu/Eu^* ovat 12,65 ja 0,28. Nämä arvot ovat suhteellisen lähellä rapakivigraniittien keskiarvopitoisuuksia (9,24 ja 0,26) Suomessa (Lauri & Mänttari 2002, Rämö & Haapala 2005).

Alueen suprakrustiset kivet on jaettu kolmeen stratigrafiseen yksikköön (ei kartassa), joista alin eli Sirniö-ryhmä (kuva 3) edustaa alkuperäistä katto-osaa. Sirniö-ryhmä koostuu felsisistä sekä intermediäärisistä vulkaniiteista (Lauri et al. 2003). Muodostumaa kutsutaan myös Koillismaan granofyyriksi, sillä se koostuu pääosin ryodasiitista, jossa esiintyy granofyyristä yhteenkasvettumistekstuuria (Lauri et al. 2003, Lauri et al. 2006). Granofyyri tarkoittaa tyypillisesti mikroskooppista epäsäännöllistä kvartsin sekä kalimaasälvän yhteenkasvettumaa tai porfyyristä kivilajia, jossa kyseinen tekstuuri esiintyy matriksissa (Bates & Jackson 1987). Alapieti (1982) tulkitsi granofyyrit kiteytyneen samanaikaisesti kerrosintruusioiden kanssa, jossa intrudoitunut magma sekoittui kattopuolen kivien osittaissulien kanssa. Iljina et al. (2001) sekä Karinen & Salmirinne (2001) tulkitsivat, että granofyyrit Koillismaan kerrosintruusiassa ovat felsisessä vulkaniitissa, johon on kerrosintruusiomagmajen lämpövaikutuksesta syntynyt kyseiset tekstuurit. Tässä mallissa mafiset magmat ovat purkautuneet jo kiteytyneiden felsisten vulkaniittien alle (Iljina & Hanski 2005).

4. Aineisto ja menetelmät

4.1. Aineisto

Tämän tutkielman kairasydänaineisto tuotettiin vuosina 2020 ja 2021, jolloin GTK suoritti syväkairauksen anomalian varmistamiseksi Taivalkosken ja Kuusamon välisellä alueella (kuva 4). Kairaus ohjattiin lävistämään anomalia noin 75–80 asteen kairauskulmalla. Kairasydän kuljetettiin Rovaniemelle GTK:n tutkimushalliin, jossa sille tehtiin vuoden 2021 talven ja kesän aikana litologiatutkimukset. Tutkimuksen yhteydessä valittiin myös ohuthienäytteet sekä analyysinäytteet kokokivigeokemiaa sekä iänmäärittystä varten. Tähän tutkielmaan sisältyy kairasydäntä maanpinnalta 1629 m syvyyteen. Lisäksi kesällä 2021 kairasydänaineistoa täydennettiin syväreiän lähialueen maastokartoituksella, jossa 41:stä paljastumasta tehtiin yhteensä 51 kivilajihavaintoa.



Kuva 1. Syväreiän paikka merkattuna punaisella pallosymbolilla peruskartassa sekä indeksikartassa. Kairaus suoritettiin noin 75–80 asteen kairauskulmalla. Peruskartta: Maanmittauslaitos (ETRS-TM35FIN). Indeksikartta muokattu Lahtinen et al. 2005, Daly et al. 2006 ja Bingen et al. 2008 kartoista.

Ohuthieet tehtiin Kuopiossa GTK:n ohuthielaboratoriossa keväällä 2021, jotka tutkittiin polarisaatiomikroskoopilla Turun Yliopistolla pääosin keväällä 2022. Iänmääritykseen valittiin seitsemän näytettä, joille tehtiin Matti Kurhilan ohjauksella zirkonien yksikide U-Pb -iänmääritykset Espoossa GTK:n isotooppilaboratoriossa maaliskuussa 2022. Geokemian kokokivianalyysit tehtiin yhteensä 75:stä kivinäytteestä, joista analysoitiin pää- sekä hivenalkuaineet.

4.2. Petrografinen tutkimus

Kairasydämeistä valmistettiin yhteensä 79 ohuthiettä. Näytteet valittiin siten, että niistä oli mahdollista selvittää vallitsevat pääkivilajit ja kivilajikontaktit sekä niiden ikäsuhteet. Kivilajien määrittämiseksi ohuthieistä arvioitiin myös suhteelliset modaaliset mineraalikoostumukset. Lisäksi ohuthieistä määritettiin muuttuneisuusasteet, raekoot sekä tekstuurit.

4.3. Kokokivianalytiikka

Kokokivianalyysiin valittiin yhteensä 75 näytettä. Valinnat pyrittiin tekemään ohuthieiden läheltä, jotta näytteet edustaisivat samaa kivilajia. Kairasydämeistä valitut näytteet olivat noin 40–50 cm mittaisia ja ne lähetettiin analysoitaviksi laboratorioon (ALS global). Pääalkuaineet analysoitiin röntgen-fluorisenssimenetelmällä (XRF; ME-XRF26) ja hivenalkuaineet induktiivisesti kytketyllä plasmamassaspektrometrillä (ICP-MS; ME-MS81). XRF-menetelmällä saadut pääkomponenttien tulokset raportoitiin oksideina (Al_2O_3 , CaO , Fe_2O_3 , K_2O , MgO , MnO , Na_2O , P_2O_5 , SiO_2 ja TiO_2). Mitatut hivenalkuaineet (Ba, Ce, Cr, Cs, Dy, Er, Eu, Ga, Gd, Hf, Ho, La, Lu, Nb, Nd, Pr, Rb, Sm, Sn, Sr, Ta, Tb, Th, Tm, U, V, W, Y, Yb, Zr, Co, Cu ja Ni) ilmoitetaan miljoonasosina (ppm). Geokemiallisen datan luokitteluun käytettiin GCDkit-ohjelmistoa (Janoušek et al. 2006).

4.4. U–Pb Iänmääritys menetelmä

Kairasydämeistä valittiin iänmääritystä varten seitsemän näytettä (A2578, A2580, A2581, A2582, A2583, A2584 ja A2585), jotka esikäsiteltiin ja analysoitiin GTK:n isotooppilaboratoriossa. Näytteet murskattiin ja jauhettiin <0,3 mm fraktioksi.

Näytejauheesta separoitiin raskain fraktio magneetilla sekä raskasnesteen avulla (metyleenijodidi). Yksittäiset zirkonit eroteltiin käsin mikroskoopissa ja upotettiin epoksinappiin. Lopuksi epoksinapit kiillotettiin, jotta zirkoneista paljastuisi tuore pinta. Näytteiden zirkonipopulaatioista otettiin katodiluminesenssikuvat (CL-kuvat) sekä massakontrastikuvat (BSE-kuvat) pyyhkäisyelektronimikroskoopilla. Kuvien perusteella oli mahdollista kohdentaa määrityspisteet zirkonien eri morfologioihin.

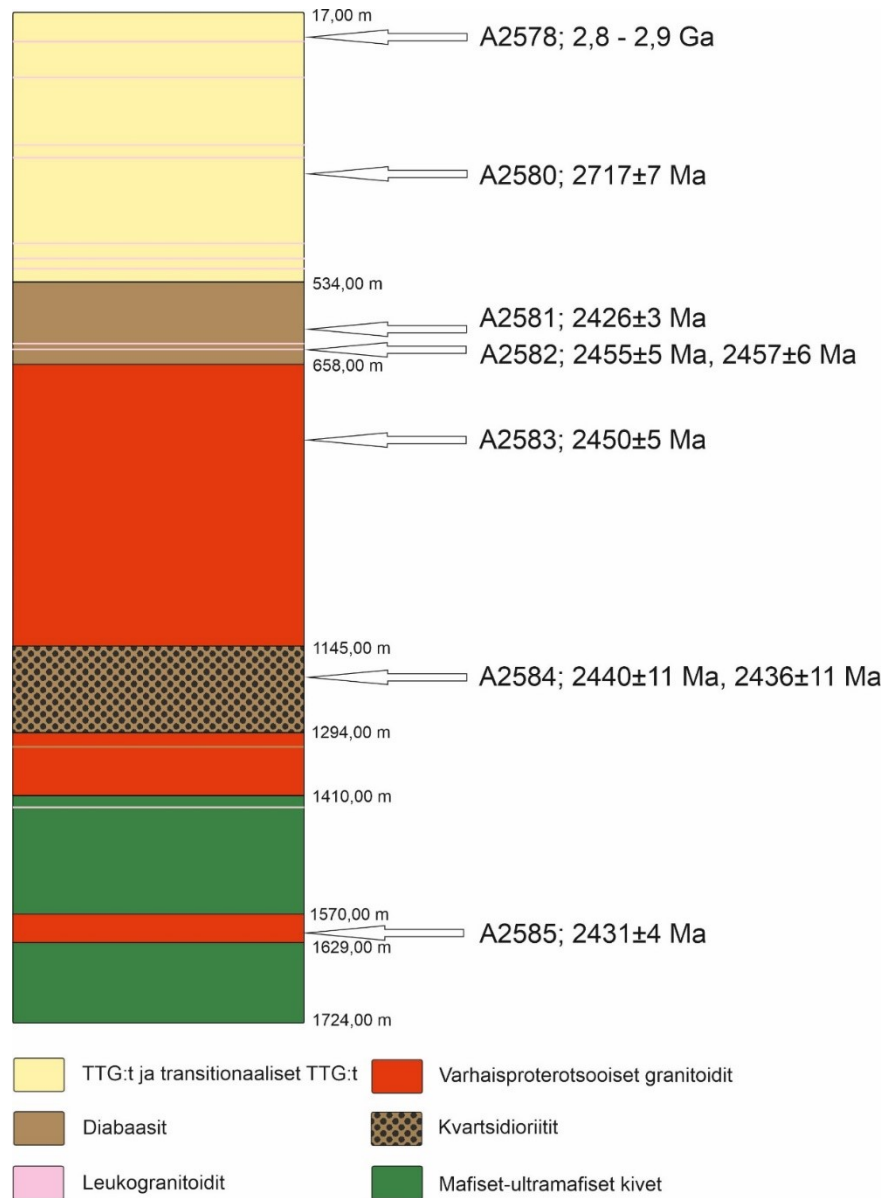
U-Pb iänmääritys tehtiin yksittäis kollektori laserablaatio-induktiivisesti kytketyllä plasma-massaspektrometrillä (LA-SC-ICPMS, Laser Ablation Single Collector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry). Näytteiden ablaatio tehtiin heliumkaasussa (kaasuvirtaus = 0,4 ja 0,1 l/min) HeEX ablaatiosolun sisällä (Müller et al. 2009). He-aerosoliin sekoitettiin lisäksi argonkaasua (kaasuvirtaus = 0,92 l/min) ennen kulkeutumista plasmaan. Ablation säädöt olivat seuraavat: säteen halkaisija: 20 μm , pulssitaajuus: 5 Hz, säteen energiatiheys: 2,17 J/cm². Jokaiseen yksittäiseen ikäanalyyysiin tehtiin lyhyt esiablaatio, 10 s helium huuhtelu, 20 s massan taustamittaus, jonka jälkeen 40 sekunnin ablaatio kiinteällä sädetyksellä. Analyysissä käytettiin kolmea kalibrointi standardia: GJ-1 (609 \pm 1 Ma; Belousova et al. 2006) ja laitoksen sisäinen Paleoproterotsooinen referenssinäyte A382 (1877 \pm 2 Ma, Huhma et al. 2012) sekä A1772 (2712 \pm 2 Ma, Huhma et al. 2012) arkeisille zirkoneille. Näitä kolmea standardia käytettiin analyysiajojen alussa ja lopussa sekä määrätyn välein ajojen aikana. Raaka-aineisto korjattiin taustasäteilylle laserin aiheuttamilla alkuaineiden fraktioitumisella, massajakaumalla sekä ionilaskuriin tulevan säteilyn poikkeamalla. U-Pb isotooppisuhteet kalibroitiin konkordanteilla standardeilla käyttäen Glitter-ohjelmistoa (Van Achterbergh et al. 2001). Myöhempi aineiston korjaus esim. ²⁰⁴Pb:n (common lead) ja muiden virheiden osalta tehtiin Excel-taulukolla (Y. Lahaye ja H. O'Brien). U-Pb isotooppidata ja ikälaskelmat tehtiin käyttämällä Isoplot/Ex 4,15 -ohjelmistoa (Ludwig 2012).

5. Tulokset

5.1. Syväreiän kivilajit

Tutkimukset osoittivat, että syväreiän kivilajisto koostuu tonaliiteista, granodioriiteista, diabaaseista, graniiteista, kvartsidioriiteista, leukogranitoideista ja mafisista-ultramafisista kivistä (kuva 5). Lähes jokaisesta ohuthieestä on havaittavissa

kloriittiutumista ja serisiittyymistä. Ylimpänä esiintyvät arkeiset tonaliitit, granodioriitit, leukograniiitit sekä myloniitit, jotka ovat suhteellisen homogeenisena sarjana 533 m asti.



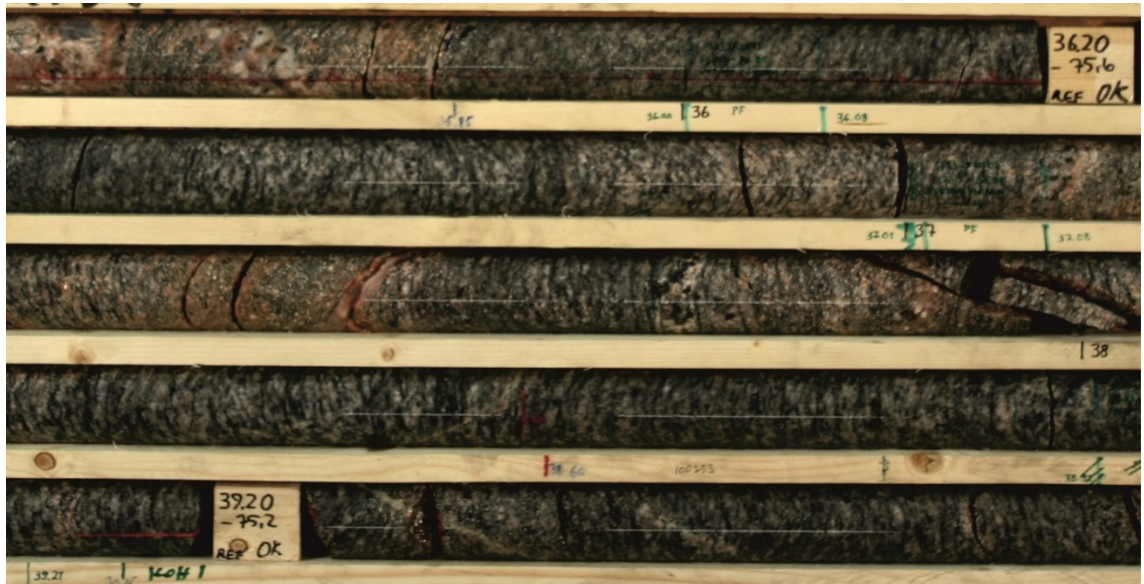
Kuva 5. Kivilajikontaktit ja niiden syvyydet pääpiirteissään sekä U-Pb iänmääritykset ja niiden näytenuumerot.

Tämän jälkeen kivilajit vaihtuvat varhaisproterotsooisiksi biotiittigraniiteiksi, kvartsidioriiteiksi sekä granodioriiteiksi. Satunnaisilla syvyyksillä esiintyy diabaasijuonia, joiden paksuudet vaihtelevat alle metristä kymmeneen metriin. Vähäisinä määrinä esiintyy kapeita leikkavia leukokraattisia juonia sekä mekaanisesti

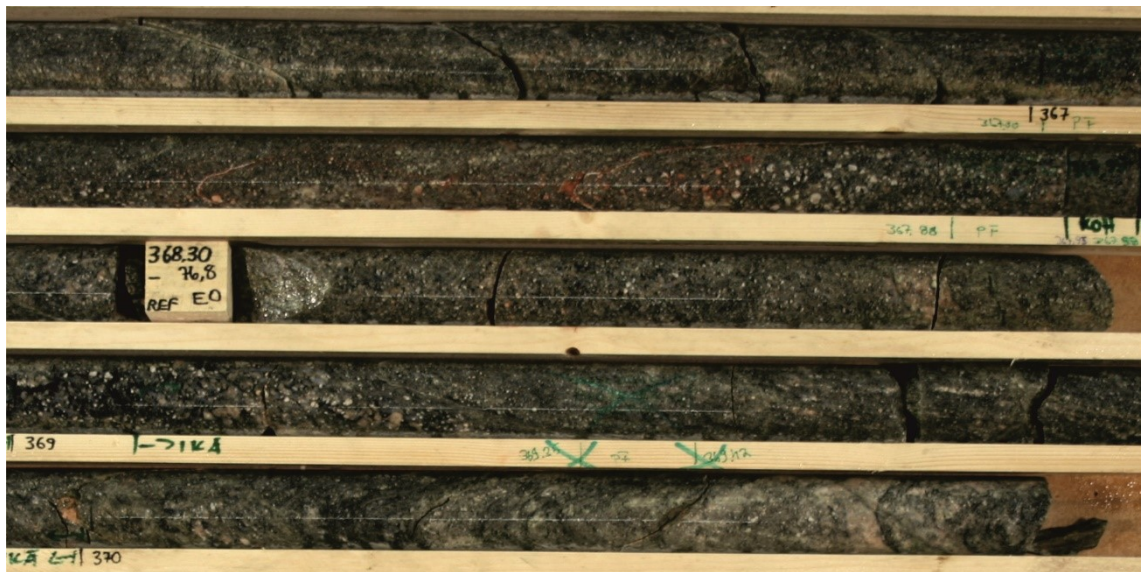
ruhjoutuneita ja hiertyneitä kiviä. Granitoidien nimeämiseen käytettiin plutonisille kiville tarkoitettua QAPF-diagrammia (Le Maitre et al. 2002).

5.1.1. Tonaliitti-trondhjemitti-granodioriitti -sarjan kivien petrografia

TTG-sarjan kiviä esiintyy pääkivilajeina syvyyksillä 17,00–533,05 m. Nämä ovat väreiltään tyypillisesti harmaita tonaliitteja ja punertavan harmaita granodioriitteja (kuva 6). Päämineraaleina esiintyvät plagioklaasi, kvartsi sekä kalimaasälpä ja aksessorisina biotiitti, epidootti, serisiitti, saussuriitti, kloriitti, muskoviitti, apatiitti, kalsiitti ja opaakit. TTG:t esiintyvät pääasiassa samankaltaisina, joissa vain maasälpien suhde muuttuu ja ovat raekooltaan pieni- tai keskirakeisia (kuva 9). Plagioklaasit ovat tyypillisesti omamuotoisia ja niissä esiintyy muuttumistuloksena runsaasti serisiittiä ja saussuriittia. Tekstuurit ovat granulaarisia, mutta satunnaisesti esiintyy myös kvartsin ja kalimaasälvän yhteenkasvettumaa eli granofyyriä sekä hierron synnyttämää tekstuuria eli myloniittia (kuva 7). Granofyyrit sijoittuvat leukokraattisten juonien (kuva 11) sekä diabaasijuonien kontakteihin tai niiden välittömään läheisyyteen. Myloniiteilla on graniittinen mineraalikoostumus ja hierron indikaattoreina esiintyy uudelleenkiteytyneitä kvartsin ja muiden mineraalien muodostamia nauhoja (kuva 12). Myloniitteja esiintyy välillä 335,50–402,45 m. Biotiitti ja muskoviitti ovat satunnaisina kiteinä tai nauhoina muiden mineraalien välissä. Epidootti ja kalsiitti sijoittuvat yleensä rakojen tai ruhjeiden välitiloihin. Epidoottia on paikoin myloniitissa niin runsaasti, että kiveä voidaan kutsua unakiitiksi. Kvartsi esiintyy pääasiassa vierasmuotoisina keskirakeisina kiteinä, joiden ulkoreunoilla se on dynaamisesti uudelleenkiteytynyt pienirakeiseksi kvartsiksi (bulging recrystallization). Lisäksi uudelleenkiteytymistä on runsaasti maasälpäkiteiden väleissä.



Kuva 6. Kairalaatikko syvyydeltä 35,60–39,60 m. Tummemman harmaat raitaiset kivet ovat tonaliittia ja punertavan harmaat granodioriittia.



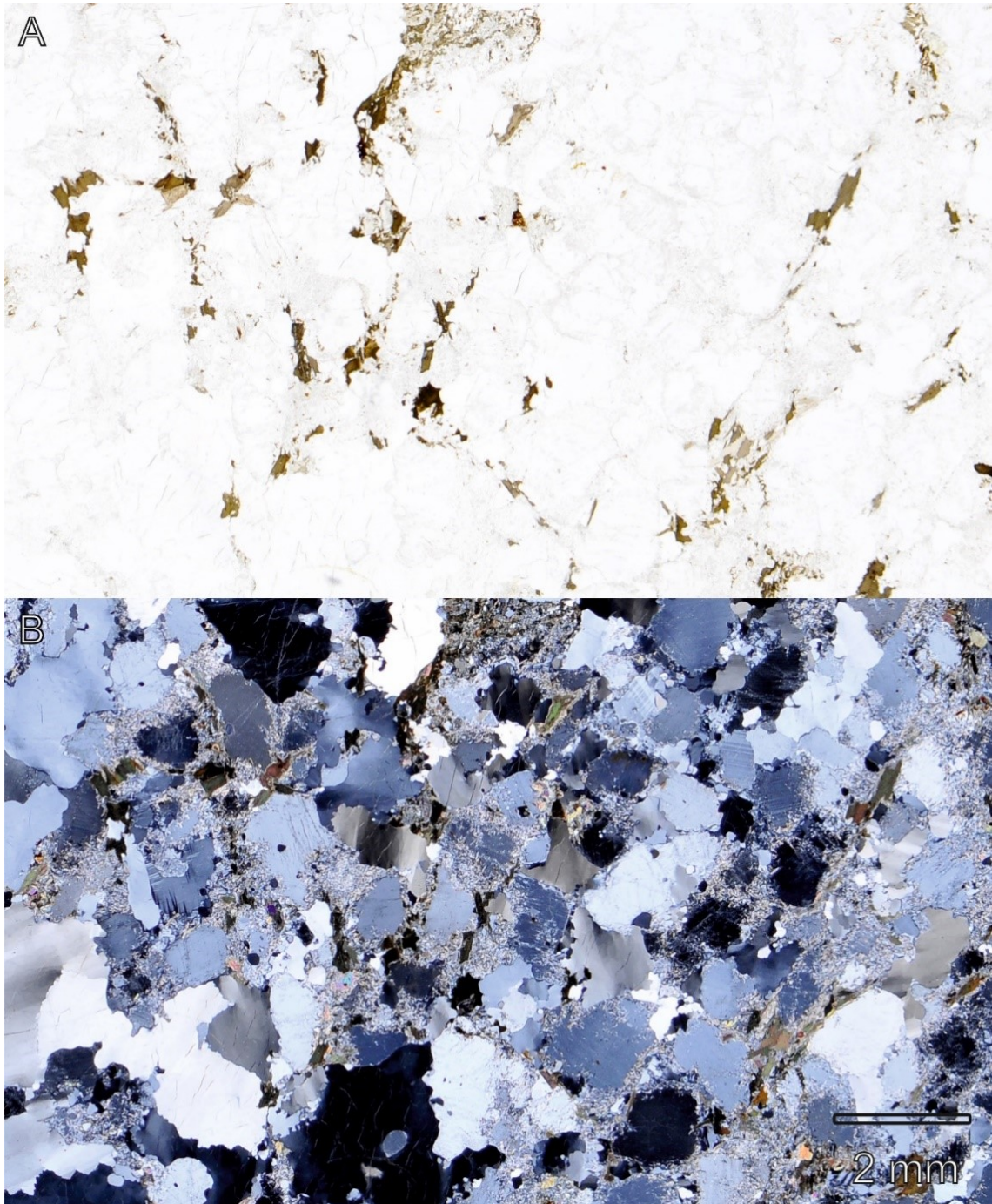
Kuva 7. Kairalaatikko syvyydeltä 366,40–370,70 m. Myloniittisessa kivessä esiintyy sille ominaisia pyöristyneitä mineraalirakeita.

5.1.2. Leukokraattisten juonten petrografia

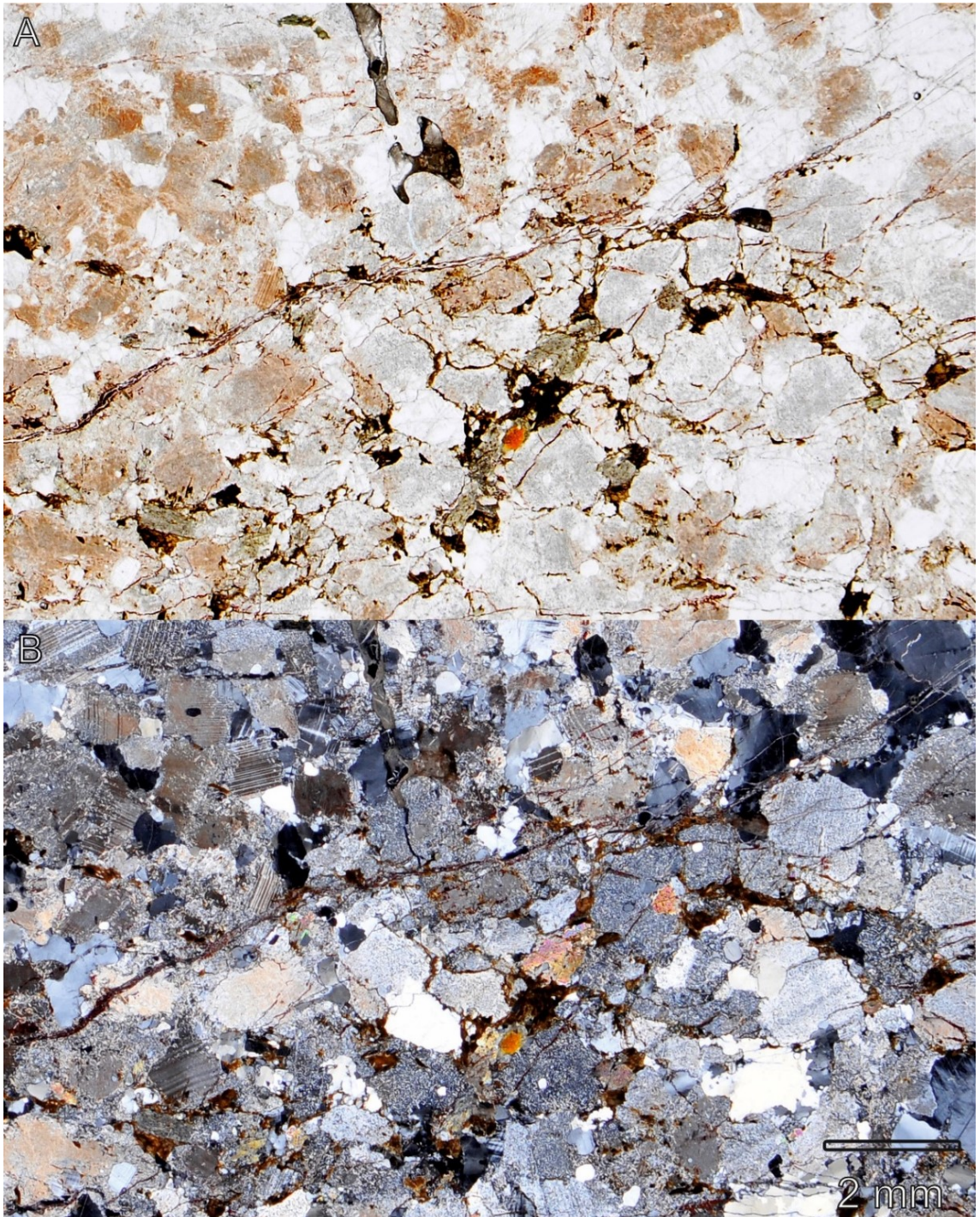
Pääkivilajeja leikkaavat leukokraattiset juonet ovat vaaleanpunaisia tai vihertävän punaisia riippuen epidootin määrästä (kuva 8). Juonet esiintyvät pääasiassa pienirakeisina ja tekstuurltaan mekaanisesti rikkoutuneina tai granulaarisina (kuva 13). Juonien päämineraalit ovat plagioklaasi, kvartsi sekä kalimaasälpä. Aksessorinen mineralogia koostuu vähäisestä määrästä biotiittia, maasälpiin muodostuneesta serisiitistä ja raontäytteinä esiintyvistä kalsiitista sekä epidootista. Leukokraattiset juonet leikkaavat pääosin TTG-kiviä, mutta diabaaseja ja biotiittigraniitteja leikkaavissa juonissa granofyyriytyminen on intensiivisintä. Lisäksi leukokraattisia pegmatiittijuonia esiintyy syvyyksillä 303,15–305,10 m sekä 501,15–502,0 m. Pegmatiiteista ei valmistettu ohuthieitä niiden karkean raekoon vuoksi.



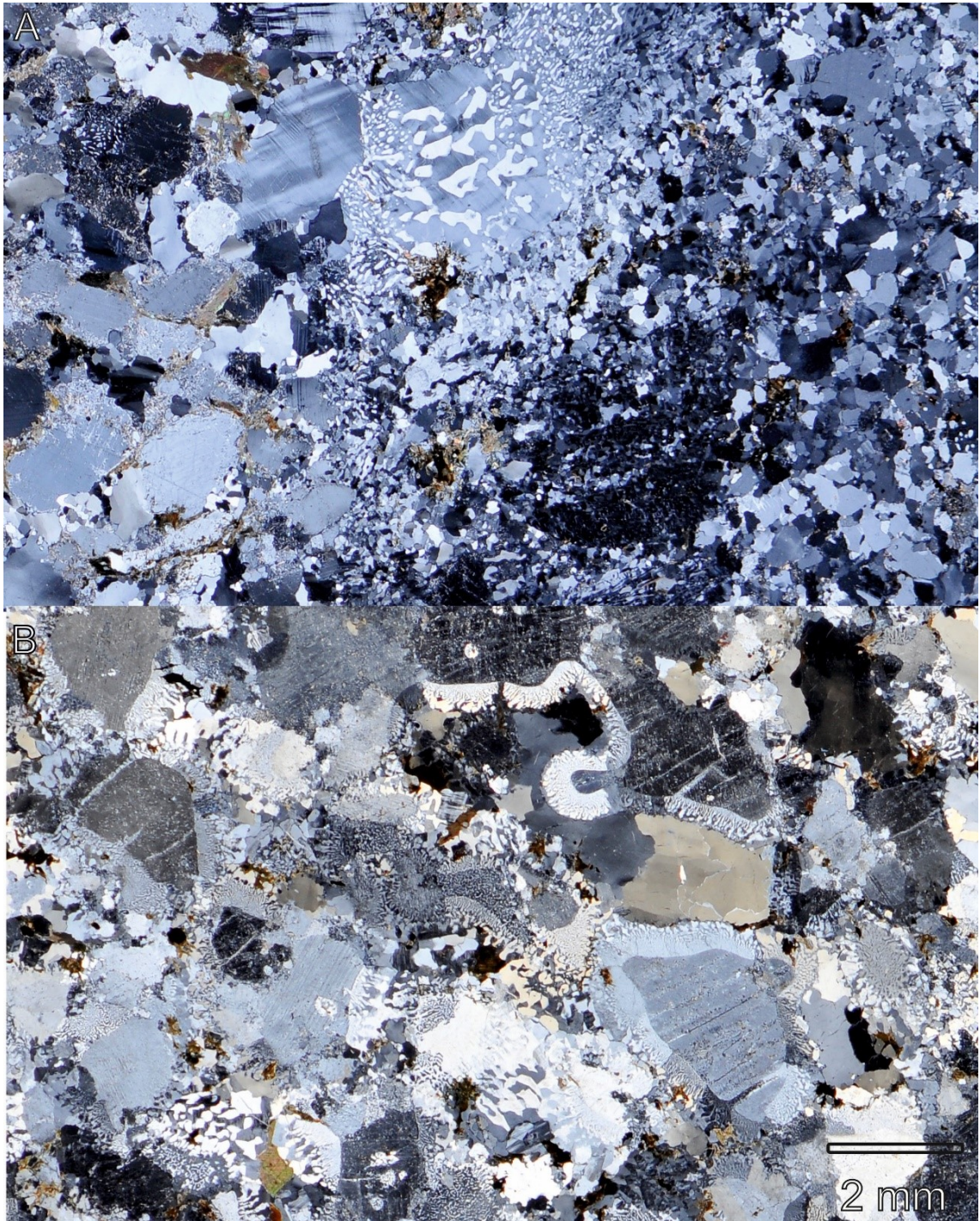
Kuva 8. Kairalaatikko, jossa TTG:tä ja sitä leikkaavaa leukograniittia syvyydellä 183,80–187,20 m.



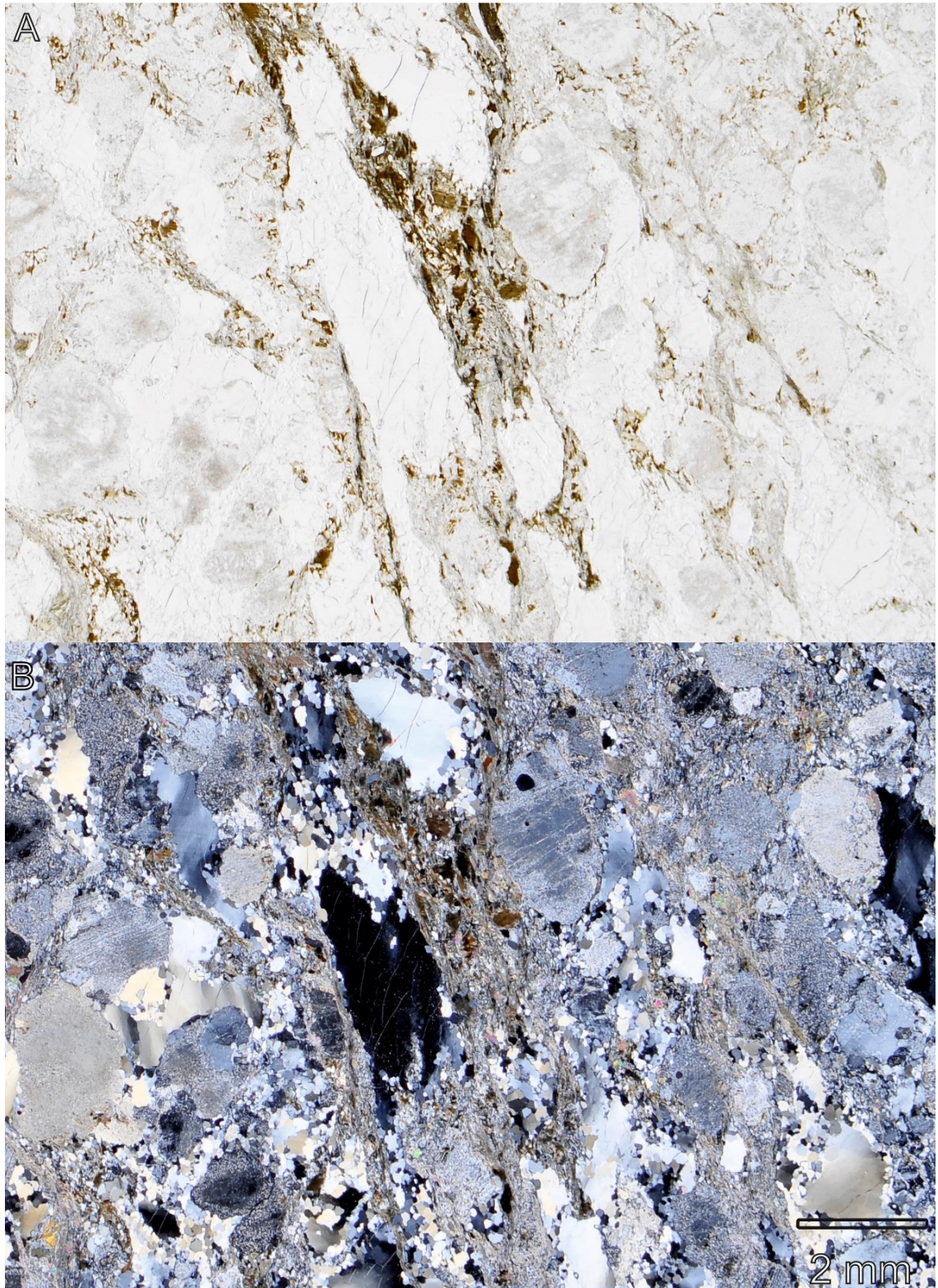
Kuva 9. Polarisatiomikroskooppikuva 39,15 m syvyydeltä granulaarisesta tonaliitista (hie nro. 201149), jossa kvartsi esiintyy muita suurempina kiteinä. Hienorakeinen matriksi koostuu pääosin kiille- ja karbonaattimineraaleista. Kuva A yhdellä nikolilla ja B ristiniikoleilla.



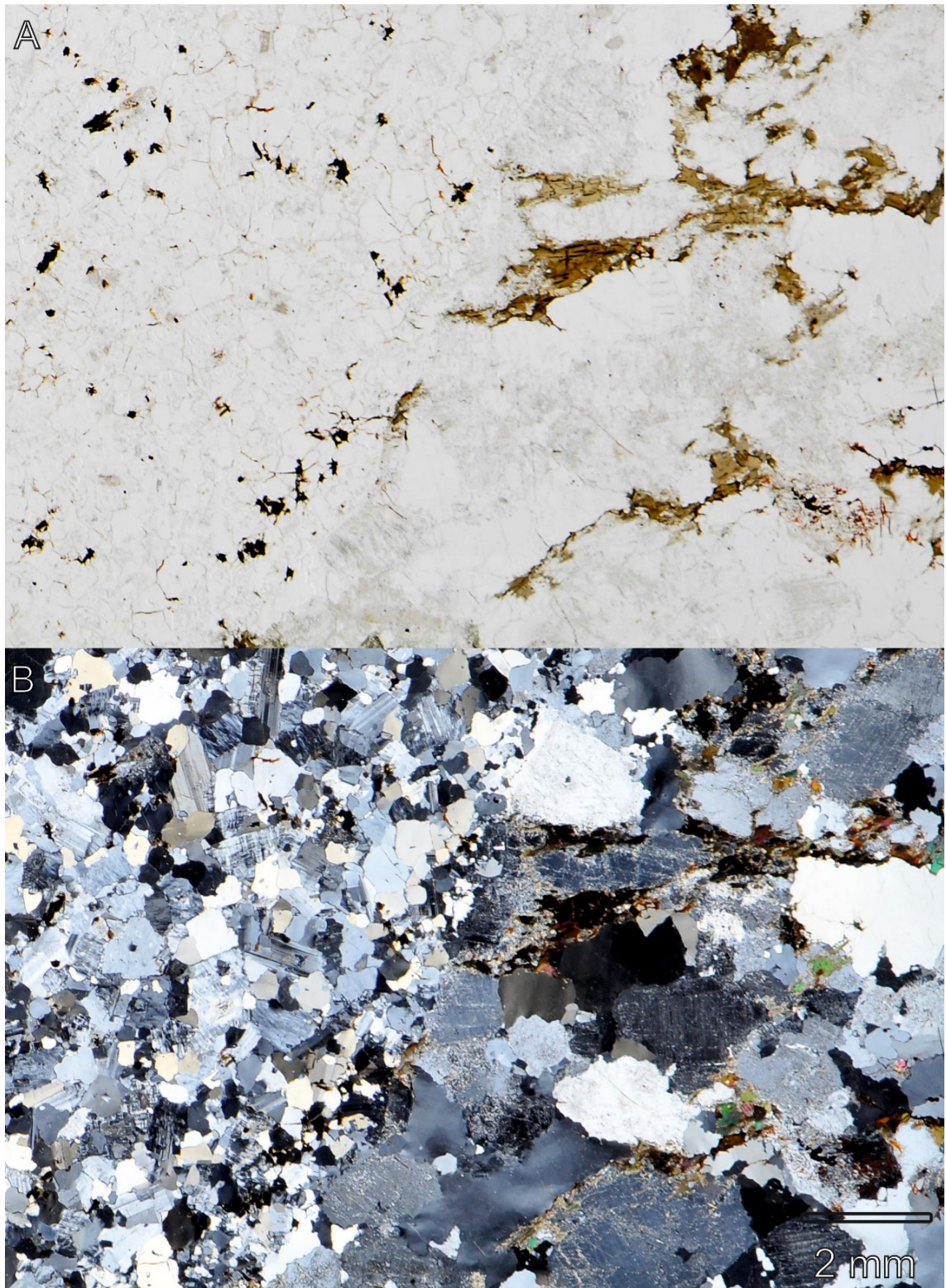
Kuva 10. Polarisatiomikroskooppikuva syvyydeltä 95,05 m ruhjeisesta ja muuttuneesta granodioriitista (hie no. 201163). Kuva A yhdellä nikolilla ja B ristinikoleilla.



Kuva 11. A) Ristinikoleilla otettu kuva keskirakeisen tonaliitin ja leukokraattisen juonen kontaktista syvyydeltä 29,95 m (hie nro. 201158). Välittömässä kontaktivyöhykkeessä granofyyriytymistä. B) Kuva ristinikoleilla tonaliitista syvyydeltä 533,05 m (hie nro. 201185). Granofyyriytyminen esiintyy mineraalien väleissä sekä sisällä. Diabaasijuonen kontakti noin metrin syvemmillä (534,55 m).



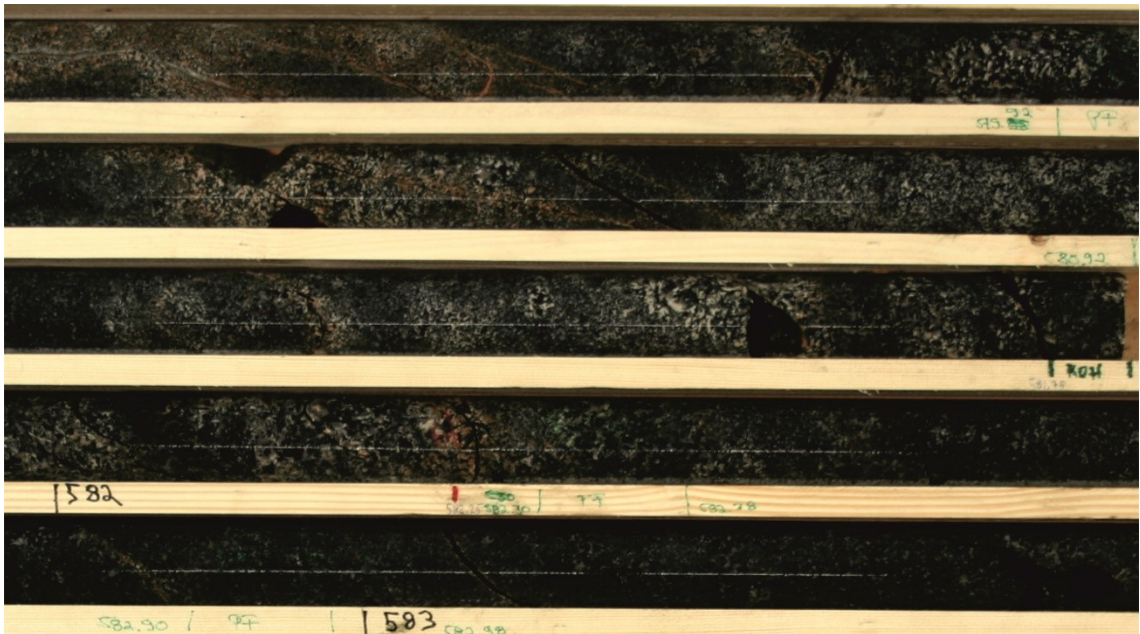
Kuva 12. Polarisatiomikroskooppikuva syvyydeltä 335,50 m myloniitista (hie nro. 201173), jossa huomattava määrä uudelleen kiteytyneitä kvartsinauhoja ja suuntautunutta kiillematriksia. Kuva A yhdellä nikolilla ja B ristinikoleilla.



Kuva 13. Polarisatiomikroskooppikuva syvyydeltä 518,80 m pienirakeisen leukogranitiin ja keskirakeisen tonaliitin kontaktista (hie nro. 201183). A) Yhdellä nikolilla, josta erottuu suurempi mafisten mineraalien määrä tonaliitissa. B) Ristinikoleilla, josta näkyvissä tonaliitin intensiivisempi serisiittityminen suhteessa leukograniittiin.

5.1.3. Diabaasijuonten petrografia

Diabaasit esiintyvät satunnaisesti eri syvyyksillä ja niiden kontaktit muihin kiviin ovat terävät tai heikosti vaihtuvat. Ne ovat asultaan tumman värisiä ja tekstuuri vaihtelee muuttumisasteen mukaan (kuva 14). Päämineraalit ovat plagioklaasi ja sarvivälke ja aksessoriset kvartsi, serpentiini, biotiitti ja kalimaasälpä. Paikoin esiintyy myös pyrokseenia ja oliviinia. Mineraalit ovat keski- tai pienirakeisia ja kiven tekstuuri on pääosin ofiittinen (kuva 15). Useissa diabaasinäytteissä esiintyy myös granofyyrejä sekä plagioklaasin ja kvartsin yhteenkasvettumaa eli myrmeikiittiä. Osa diabaaseista on täysin muuttuneita ja niiden primääri tekstuuri on täysin tuhoutunut. Nämä ovat liuskeisia ja koostuvat hienorakeisesta mineraalimassasta, josta erottuu heikosti kloriitti.



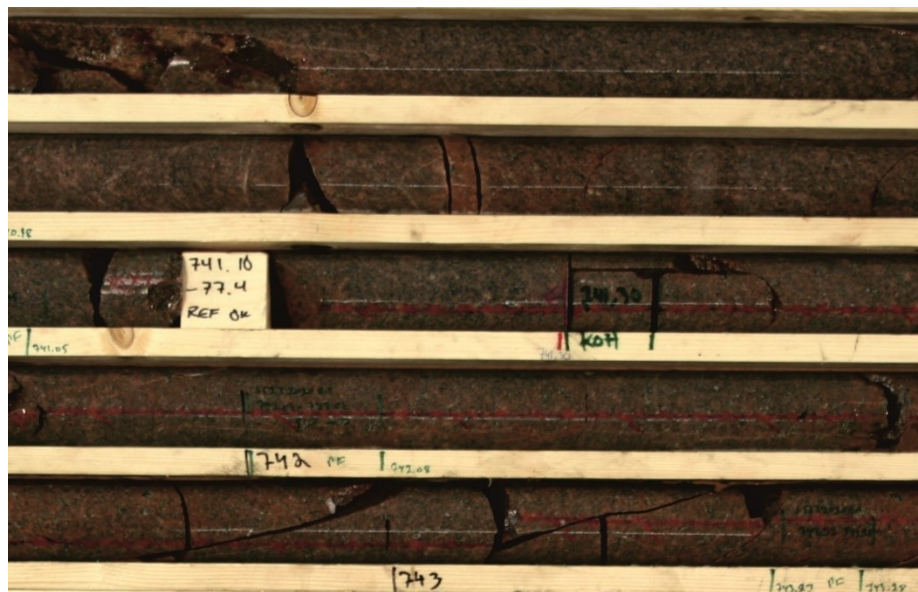
Kuva 14. Kairalaatikko syvyydeltä 570,0–583, 50 m diabaasista, jossa vaaleammat ja punertavammat osat mahdollisesti granofyyristä tekstuuria.



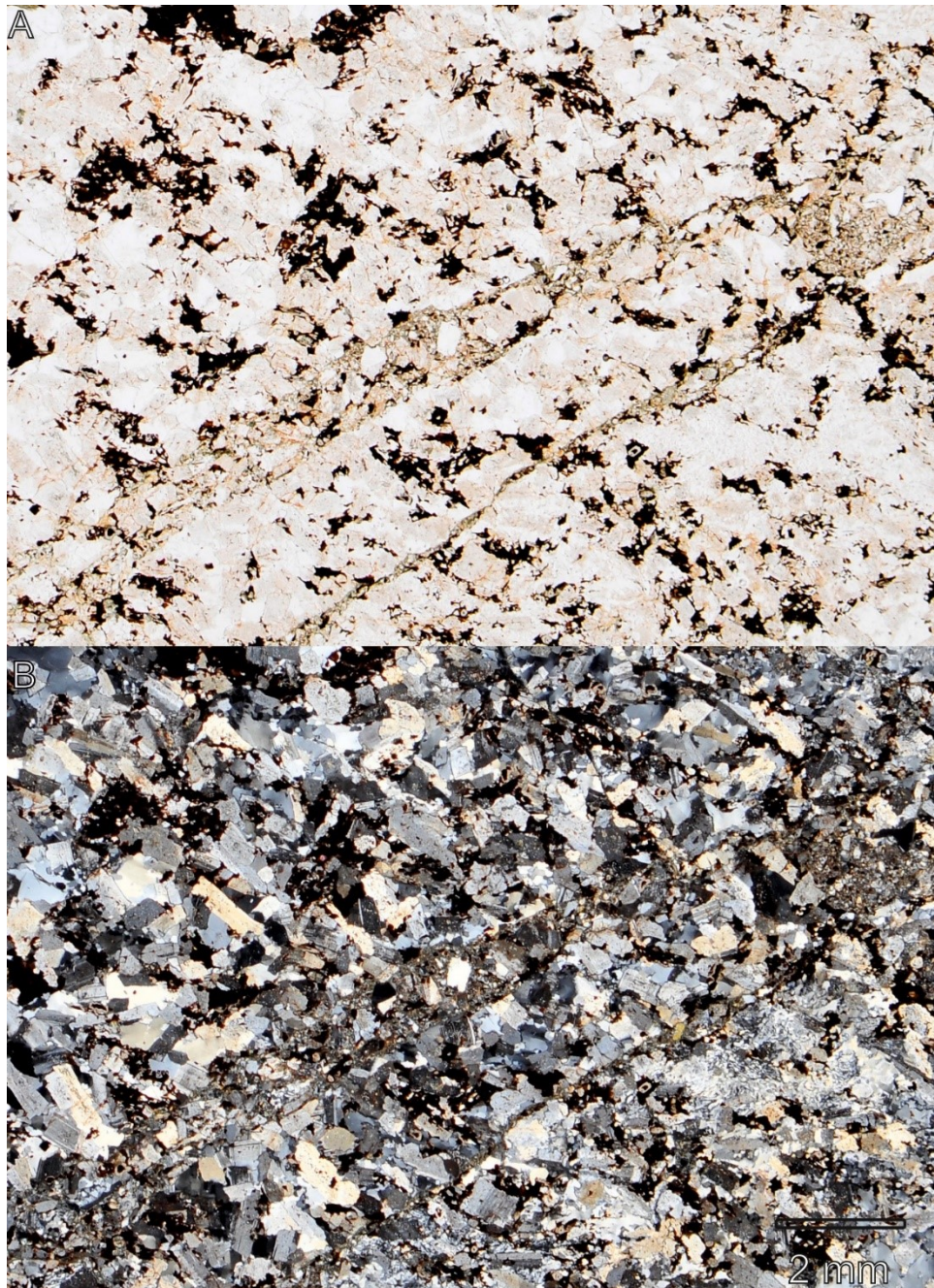
Kuva 15. Polarisaaatiomikroskooppikuva syvyydeltä 557,85 m diabaasista (hie nro. 201189), jossa esiintyy diabaasille tyypillinen ofiittinen tekstuuri. Kuva A yhdellä nikolilla ja B ristinikoleilla.

5.1.4. Varhaisproterotsooisten granitoidien petrografia

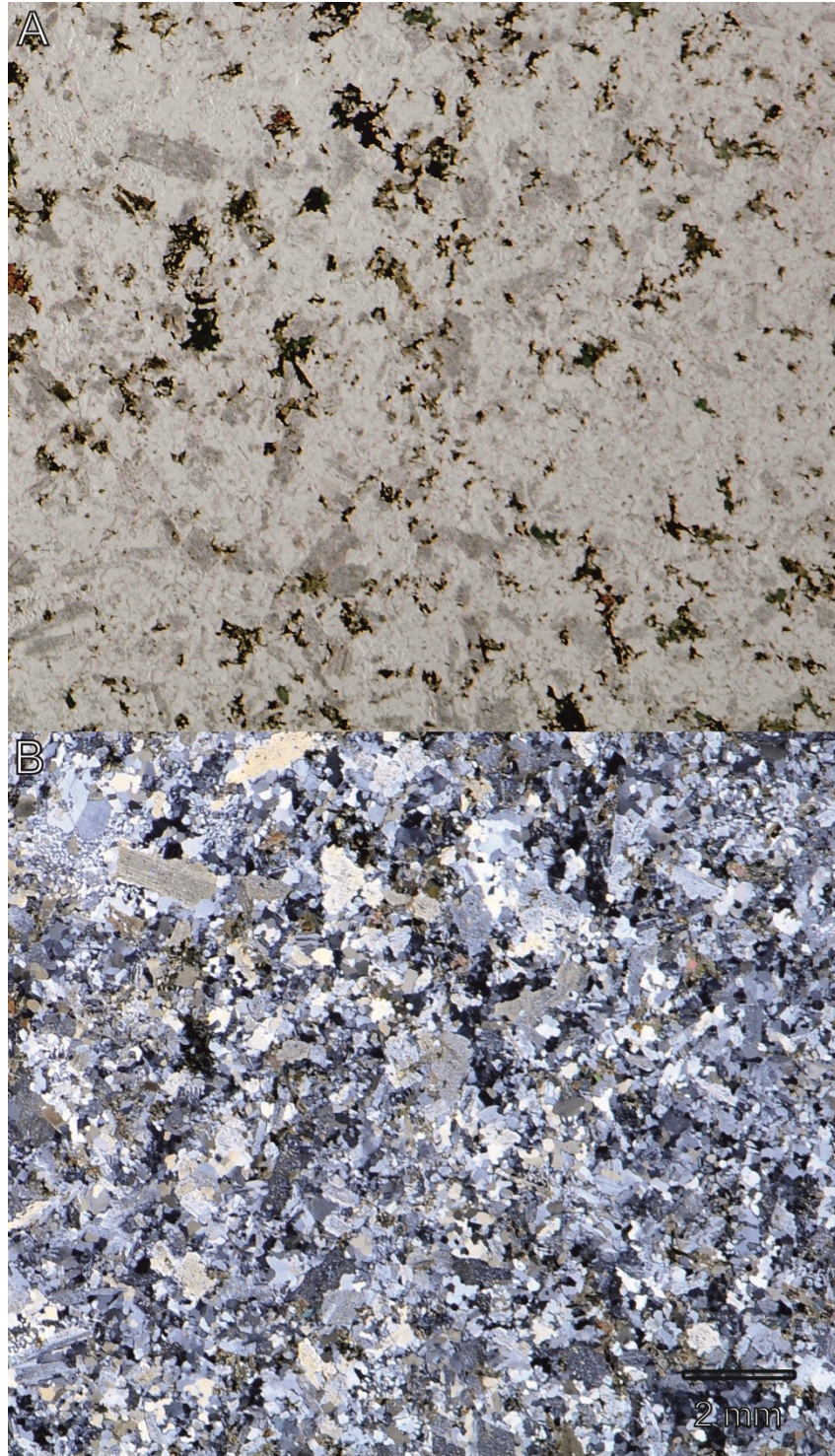
Varhaisproterotsooisia biotiittigraniitteja (kuva 16) esiintyy 658,60–1145,35 m sekä 1293,90–1410,00 m syvyyksillä ja granodioriitteja syvyyksillä 1570,00–1629,00 m. Biotiittigraniitin yläkontaktissa (658,80 m) on noin 124 m paksu diabaasijuoni ja alakontaktissa (1410 m) noin 170 m paksu, mafisista ja ultramafisista kivistä koostuva kerros. Lähimpänä kontakteja biotiittigraniitit ovat keskirakeisia ja niissä esiintyy granofyyriytymistä. Kauempana kontakteista raekoko muuttuu pienirakeiseksi ja tekstuurit tasaisen granulaarisiksi. Biotiittigraniittien päämineraalit ovat plagioklaasi, kvartsi, kalimaasälpä ja biotiitti. Aksessorisia mineraaleja ovat serisiitti, kloriitti, epidootti, kalsiitti (kuva 17) ja lähimpänä yläkontakteja myös sarvivälke. Opaakkeja mineraaleja ovat magnetiitti sekä ilmeniitti, jossa ilmeniitti esiintyy ohuina suotaumina magnetiitissa. Osa biotiittigraniiteista on hieman suuntautuneita sekä hiertyneitä ja niissä on heikosti poimuttuneita kvartsista ja kiilteistä koostuvia nauhoja. Biotiittigraniitteja leikkaavat leukokraattiset juonet sekä syvyydellä 1145,35–1293,9 m esiintyy ruhjeisia ja lähes täysin muuttuneita ja hienorakeisia biotiittiliuskeita, unakiitteja sekä kvartsidioriitteja. Granodioriittia esiintyy mafisen-ultramafisen kerrosten välissä syvyydellä 1570,00–1629,00 m. Nämä ovat pienirakeisia ja päämineraalit ovat plagioklaasi, kvartsi ja kalimaasälpä (kuva 18). Aksessorisia mineraaleja ovat biotiitti, serisiitti, kloriitti, epidootti, sarvivälke ja kalsiitti. Tekstuurit ovat granulaarisia, ryynimäisiä sekä granofyyrisiä.



Kuva 16. Kairalaatikko, jossa biotiittigraniittia syvyydeltä 739,0–743,30 m.



Kuva 17. Polarisatiomikroskooppikuva syvyydeltä 660,30 m ruhjeisesta ja granofyrisestä biotiittigraniitista (hie nro. 201192). Ruhjeet koostuvat pääasiassa hienorakeisista kiillemineraaleista ja epidootista. Plagioklaasit ovat omamuotoisia tai osittain omamuotoisia. Kuva A yhdellä nikolilla ja B ristinikoleilla.



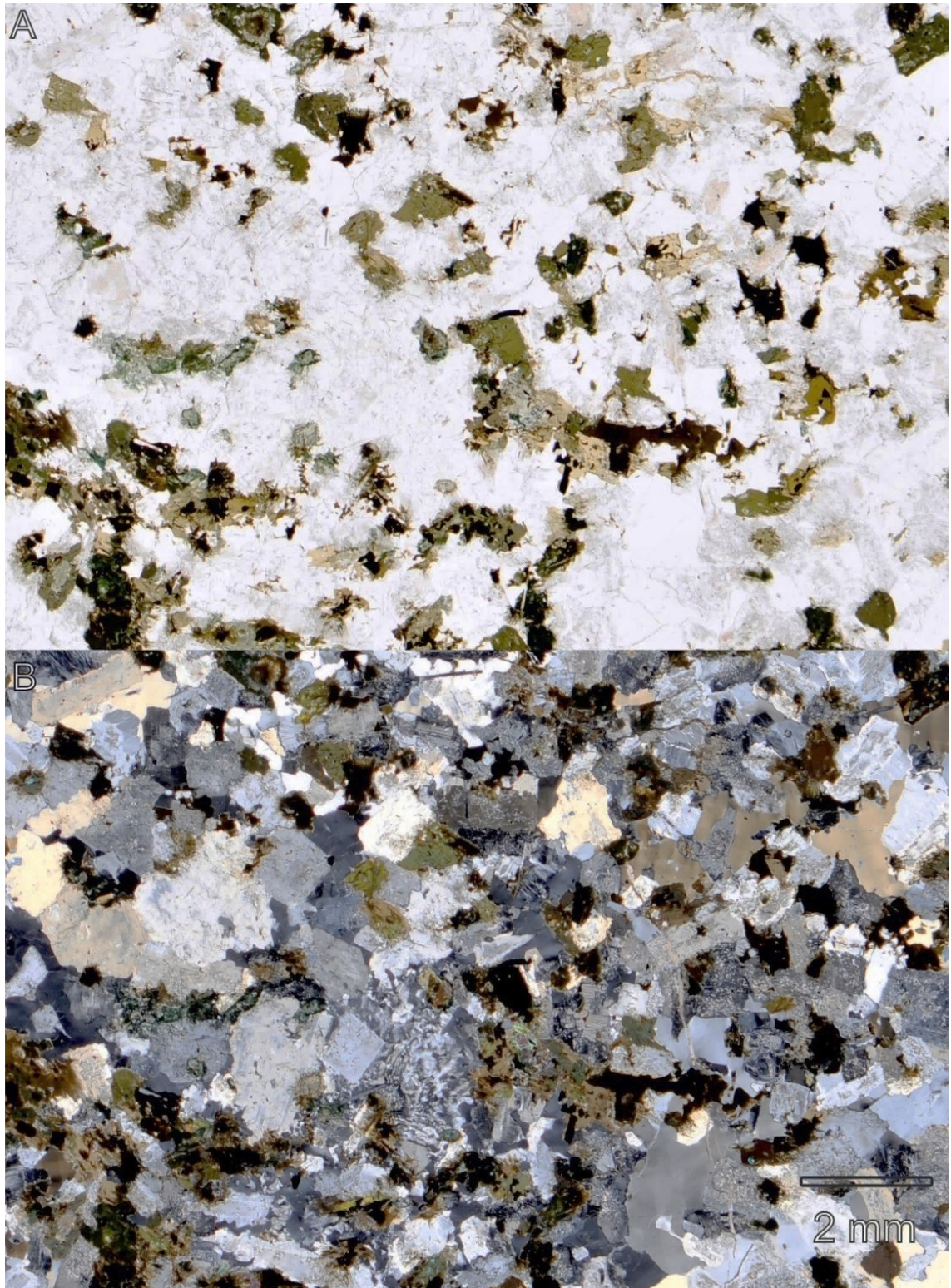
Kuva 18. Polarisaatiomikroskooppikuva granodioriitista syvyydeltä 1591,6 m (hie nro. 201148). Plagioklaasit esiintyvät omamuotoisina ja rakkooltaan suurempina kuin muut mineraalit. Kuva A yhdellä nikolilla ja B ristinikoleilla.

5.1.5. Kvartsidioriittijuonen petrografia

Kvartsidioriitteja esiintyy 1152,5–1293,9 m syvyydellä. Ne ovat pieni- ja keskirakeisia sekä väriltään harmahtavia ja tekstuurltaan ryynimäisiä (kuva 19). Kvartsidioriittien päämineraaleja ovat plagioklaasi, kvartsi, sarvivälke ja biotiitti ja aksessorisia kloriitti, serisiitti ja kalimaasälpä. Kvartsidioriiteissa on myös granofyyrejä, joiden keskustoissa on omamuotoista plagioklaasia (kuva 20). Kvartsidioriitin yläkontakti on mafisessa kivessä vaihtettava (kuva 19A) ja alakontaktissa terävä biotiittigraniittiin (kuva 19B) eli kivi esiintyy juonena.



Kuva 19. A) Kairalaatikko ja kvartsidioriittijuonen yläkontakti syvyydeltä 1151,60–1154,30 m. B) Kvartsidioriitin alakontakti syvyydeltä 1292,6–1296 m.



Kuva 20. Polarisaaatiomikroskooppikuva syvyydeltä 1265,5 m kvartsidioritista (hie nro. 201138). A) Kuva yhdellä nikolilla, josta selviää suhteellisen suuri mafisten mineraalien määrä. B) Ristinikolikuva, josta nähtävissä kivessä esiintyvä granofyriytyminen ja huomattava kvartsin määrä.

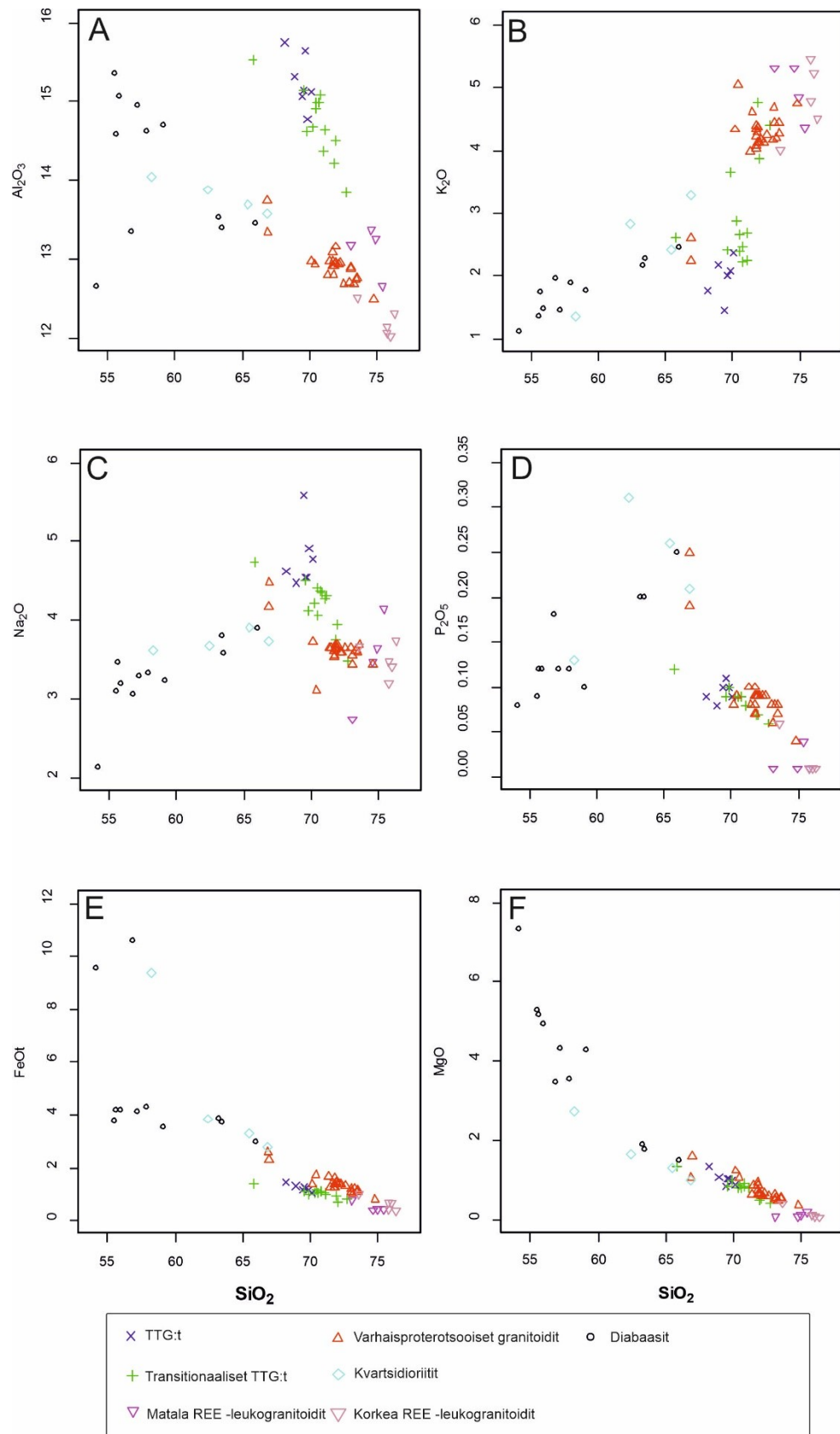
5.2. Kokokivigeokemian analyysitulokset

5.2.1 TTG:t sekä transitionaaliset TTG:t

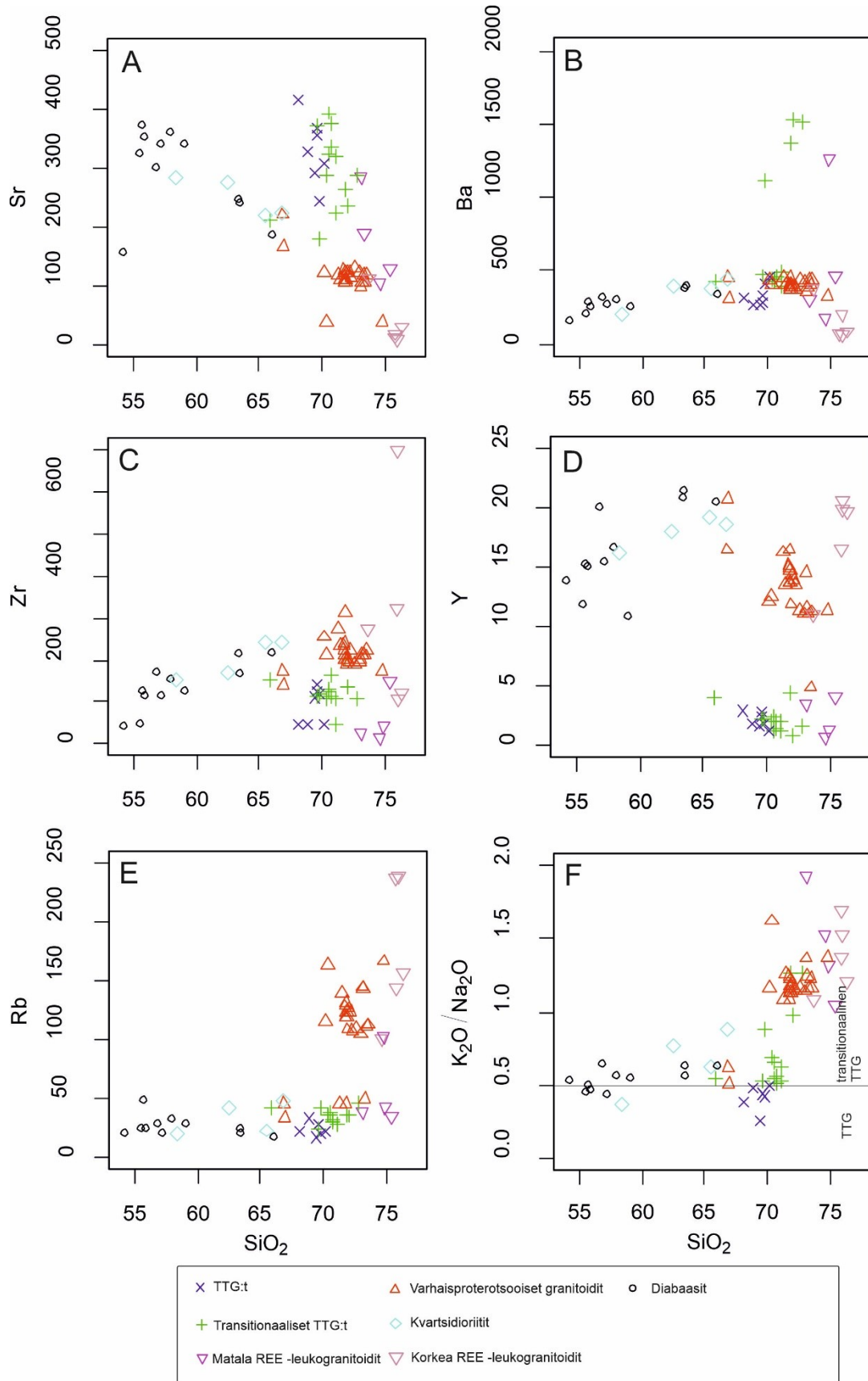
Syväreiän TTG-sarjan tonaliiteista ja granodioriiteista on näytteitä yhteensä 20 (liitteet 1 ja 2). Martin et al. (2005) geokemialliset luokitteluperusteet täyttyvät näiden osalta: $\text{SiO}_2 = 65,8\text{--}72,7\%$, $\text{Na}_2\text{O} = 3,5\text{--}5,6\%$ sekä $\text{FeOt}+\text{MgO}+\text{MnO}+\text{TiO}_2 = 2,1\text{--}4,0\%$ että alhainen Mg# (21–34, mediaani 28). Ni- ja Cr-pitoisuudet ovat matalat jokaisessa analyysissä (<11ppm, mediaani 8ppm ja <50ppm, mediaani 26ppm). 13:ssa analyysissä $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ on yli 0,5 jonka vuoksi ne edustavat transitionaalisia TTG-kiviä (Champion & Smithies 2001; kuva 22F). Tässä tutkimuksessa jäljelle jääneitä seitsemää analyysiä kutsutaan vain TTG:ksi ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}<0,5$)

Tämän tutkimuksen TTG:t ovat peralumiinisia tai heikosti metalumiinisia ($A/\text{CNK} = 0,94\text{--}1,06$; kuva 24B) ja K_2O -pitoisuudet vaihtelevat välillä 1,46–2,37 % (kuva 22B). $(\text{La}/\text{Yb})_N$ -suhteissa on laaja vaihteluväli (17–124) ja ne ovat yleisesti korkeat (mediaani 57), mutta $(\text{Gd}/\text{Er})_N$ -suhteet ovat matalat (2,4–3,2). LREE:n suhteen kivet ovat vaihtelevasti rikastuneita ($\text{La}_N = 36\text{--}109$). Eu-anomaliat ovat kondriittinormalisoidussa spider-diagrammissa pääosin positiivisia ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,99\text{--}1,44$). Lisäksi yhdistetyt Sr- ja Ba-pitoisuudet ovat matalat (mediaani $\text{Sr} + \text{Ba} = 1001\text{ppm}$) verrattuna transitionaaliin TTG-kiviin (1335 ppm). Sr-pitoisuuksissa ei ole merkittävää eroa TTG-kivien välillä (kuva 22A ja B).

Tämän tutkimuksen transitionaaliset TTG:t ovat peralumiinisia tai heikosti metalumiinisia ($A/\text{CNK} = 0,94\text{--}1,06$; kuva 24B). K_2O -pitoisuudet ovat korkeammat verrattuna TTG-kiviin ja Na_2O -pitoisuudet alhaisemmat. SiO_2 -pitoisuuksissa ei ole merkittävää eroa, vaikkakin ne ovat hieman korkeammat transitionaalisissa kivissä. Eu-anomaliat vaihtelevat negatiivisesta positiiviseen ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,64\text{--}1,81$), mutta ovat pääosin negatiivisia. LREE:n suhteen transitionaaliset TTG:t ovat rikastuneempia ($\text{La}_N = 71\text{--}283$) kuin TTG-kivet ($\text{La}_N = 36\text{--}109$).



Kuva 21. Syväreiän kivien pääalkuaineet Harker-diagrammeissa. Akseleilla esitetyt pitoisuudet ovat paino %:na.



Kuva 22. A–E) Hivenalkuaineet Harker-diagrammeissa, joissa X-akselien pitoisuudet ovat paino %:na ja Y-akselin miljoonasosina (ppm). F) SiO₂ vs. K₂O/Na₂O, jossa poikkiviiva erottaa transitionaaliset TTG-ryhmät (Martin et al. 2005). X-akselin pitoisuudet paino %:na ja Y-akselin suhdelukuna.

5.2.2. Leukogranitoidit

Leukogranitoidit ovat mineralogialtaan graniitteja ja granodioriitteja. Leukogranitoidit voidaan jakaa kahteen ryhmään niiden REE- ja hivenalkuainepitoisuuksien perusteella. Matalan REE:n leukogranitoidit leikkaavat arkeisia TTG-sarjan kiviä syväreian yläosissa. Korkean REE:n kivet leikkaavat arkeisia TTG-sarjan kiviä sekä syvemmällä esiintyviä varhaisproterotsooisia diabaaseja ja A-tyyppin granitoideja. Pegmatiitit jätettiin pois luokittelusta niiden heterogeenisten geokemiallisten koostumusten johdosta.

Matalan REE:n leukogranitoideista on 4 näytettä (liite 3), jotka ovat happamia ($\text{SiO}_2 = 73,08\text{--}75,40\%$, mediaani $74,50\%$) ja ferromagneettisten alkuaineiden pitoisuudet ovat erittäin matalat ($\text{FeO}+\text{MgO}+\text{MnO}+\text{TiO}_2 = 0,95\text{--}1,66\%$). Näytteistä kaksi on peralumiinisia ja kaksi metalumiinisia ($A/\text{CNK} = 0,86\text{--}1,03$; kuva 24B). Yleisesti K_2O -pitoisuudet ovat korkeat ($4,36\text{--}5,31\%$) ja Na_2O sekä CaO -pitoisuudet matalat ($2,75\text{--}4,15\%$ ja $0,86\text{--}2,69\%$). Cr- ja Ni-pitoisuudet ovat näytteissä alle määritysrajojen (< 30 ja < 5 ppm). LILE-alkuaineissa (large-ion lithophile elements) on suurta hajontaa ($\text{Sr} = 107\text{--}285$ ppm, $\text{Ba} = 343\text{--}1260$ ppm, $\text{Rb} = 70\text{--}102$ ppm). Lisäksi Eu-anomaliat vaihtelevat negatiivisesta positiiviseen ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,63\text{--}1,81$). Lisäksi REE-käyrä on hyvin samankaltainen kuin TTG:n REE-käyrä (kuva 25A).

Korkean REE:n leukogranitoideista on yhteensä 5 analyysiä (liite 4). Analyysit ovat keskiarvoltaan happamampia ($\text{SiO}_2 = 73,58\text{--}76,31\%$, mediaani $75,49\%$) kuin matalan REE:n leukogranitoidit (mediaani $74,50\%$). Ferromagneettiset alkuainepitoisuudet ovat matalat ($0,93\text{--}3,03\%$) ja 4 analyyseistä on metalumiinisia ja 1 heikosti peralumiininen ($A/\text{CNK} = 0,95\text{--}1,00$). K_2O -pitoisuudet ovat korkeat ($4,00\text{--}5,45\%$) ja Na_2O sekä CaO -pitoisuudet matalat ($3,22\text{--}3,75\%$ ja $0,38\text{--}1,44\%$). Cr- ja Ni-pitoisuudet ovat alle määritysrajojen ja LILE-alkuaineiden pitoisuudet vaihtelevat ($\text{Sr} = 19\text{--}116$ ppm, $\text{Ba} = 130\text{--}732$ ppm, $\text{Rb} = 95\text{--}240$). Korkean REE:n leukogranitoideilla on selvästi vahvempi negatiivinen Eu-anomalia ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,11\text{--}0,44$) kuin matalan REE:n kivillä ($0,63\text{--}1,81$). Korkean REE:n leukogranitoidien REE-käyrä seuraa samoja trendejä kuin varhaisproterotsooisten granitoidien käyrä kuvan 25A diagrammissa.

5.2.3. Varhaisproterotsooiset granitoidit

Varhaisproterotsooiset granitoidit koostuvat mineralogisesti biotiittigraniiteista sekä granodioriiteista, joista näytteitä on yhteensä 25 (liite 5). Keskimääräisesti nämä omaavat korkeat SiO₂-pitoisuudet, vaikka vaihteluakin esiintyy (SiO₂ = 66,87–74,77 %, mediaani 71,78 %). Suurin osa kivistä on metalumiinisia tai heikosti peralumiinisia (A/CNK = 0,85–1,01; kuva 24B) ja ferromagneettisten alkuaineiden pitoisuudet ovat pääosin alhaiset (FeOt = 0,99–5,19 % ja MgO = 0,14–1,60 %), joissa korkeimmat pitoisuudet esiintyvät diabaasien kontakteissa. Harkerin pääalkuaine diagrammissa kivet erottuvat selvästi omaksi ryhmäkseen Al₂O₃-, K₂O- ja Na₂O-pitoisuuksien suhteen ja hivenalkuaineissa erityisen selvästi Sr-, Y- ja Rb-pitoisuuksien suhteen (kuvat 21 ja 22). Kivet ovat rikastuneet HREE:n suhteen ja niillä on vahva negatiivinen Eu-anomalia (Eu/Eu* = 0,34–0,73; kuva 25A). Myös Eu-anomalian suhteen toistuu sama trendi kuin ferromagneettisissa alkuaineissa, missä Eu/Eu* on korkeimmillaan ja SiO₂ matalimmillaan diabaasijuonten kontakteissa ja jotka ovat diagrammeissa yleisesti erillään muista samantyyppisistä kivistä. Kivet ovat rikastuneet vaihtelevasti LREE:n suhteen (La_N = 64,2–186,1). Ebyn (1992) A-tyyppin granitoidien luokitteluun tarkoitettussa kolmiodiagrammissa (kuva 23B) kivet sijoittuvat A₂-tyypin kenttään. Dall'Agnolin & Oliveiran (2007) diagrammissa kivet ovat hapettuneiden kentässä (kuva 23A). Lisäksi Dall'Agnolin & Oliveiran (2007) diagrammissa näytteet ovat A-tyyppin kentässä (kuva 23C) ja suurin osa näytteistä sisältyy A-tyyppin kenttään kuvan 23D diagrammissa (White & Chapell 1983, Loiselle & Wones 1979). Pearcen et al. (1984) geotektonisessa luokitteludiagrammissa (Y vs. Nb) kivien koostumukset asettuvat vulkaanisten kaarien (VAG) sekä törmäysgraniittien (COLG) luokkaan (kuva 24C). Geotektoniset kolmiodiagrammit toimivat heikosti käytännössä, sillä kentät ovat piirretty tiettyjen kohteiden mukaan, jolloin ne eivät välttämättä toimi globaalisti.

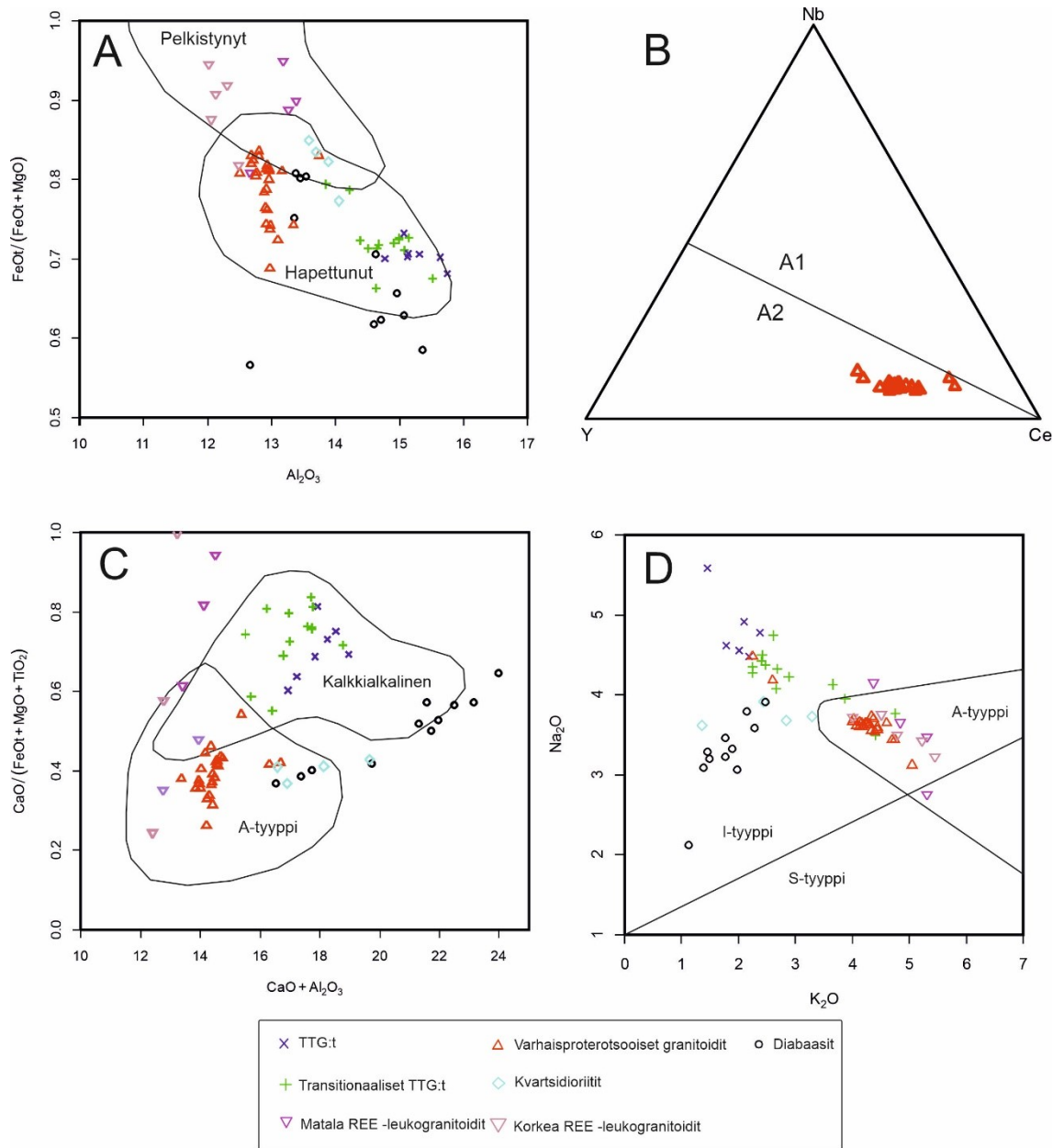
5.2.4. Kvartsidioriittijuoni

Varhaisproterotsooiset kvartsidioriittit (4 analyysiä) esiintyvät keski- ja pienirakeisina, joissa esiintyy granofyyrejä ja joiden mafinen mineralogia koostuu biotiitista sekä sarvivälkkeestä (kuva 20). Nämä ovat happamia tai intermediäärisiä, joissa SiO₂-pitoisuus vaihtelee välillä 58,28–66,85 % (liite 6). Kondriittinormalisoitu REE on kohtalaisen laskeva [(La/Yb)_N = 9,63–12,31] ja LREE on rikastunut (La_N = 77,42–

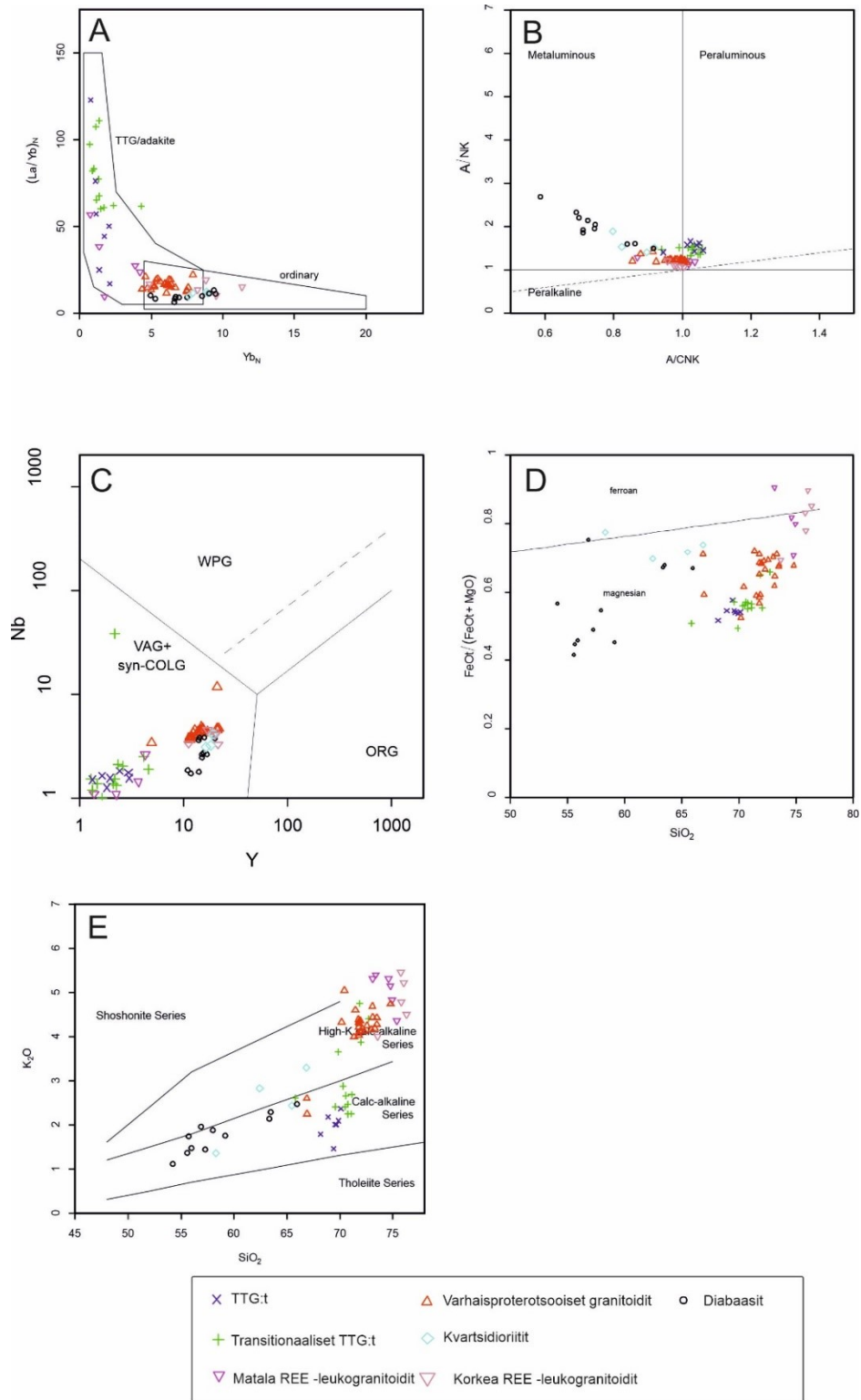
114,84; kuva 25A). Kvartsi-dioriittien Mg# vaihtelee välillä 34,37–43,45 sekä Cr- ja Ni-pitoisuudet ovat alle määrittämissä rajojen. Primitiiviseen vaippaan normalisoidussa spiderdiagrammissa Nb-anomalia on vahvasti negatiivinen (kuva 25B).

5.2.5. Diabaasit

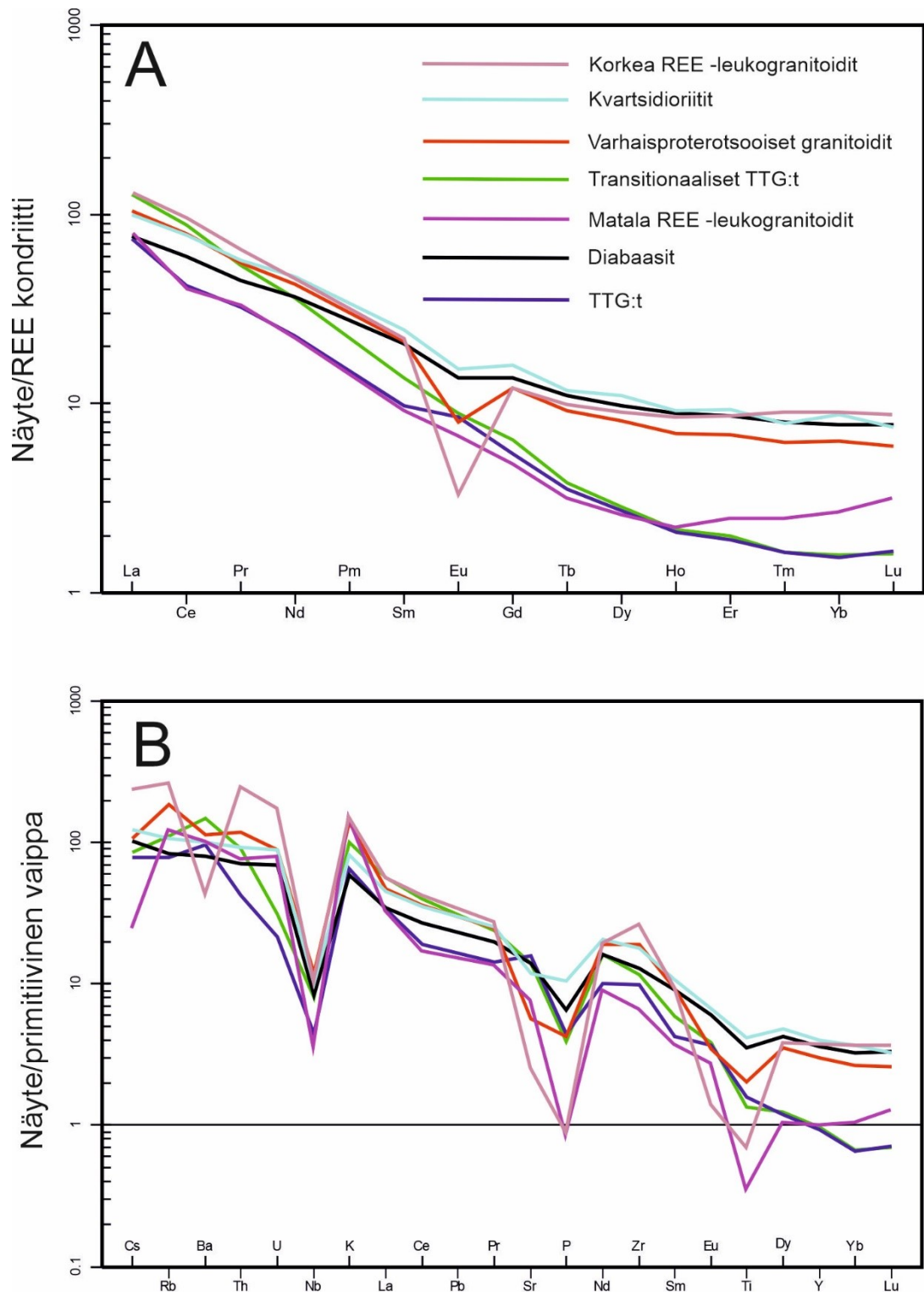
Diabaasit esiintyvät pieni- ja keskirakeisina (kuva 15) ja niistä valmistui 12 analyysiä (liite 7), joille on tyypillistä intensiivinen granofyyriytyminen. Kaksi analyysiä nousee esille niiden poikkeuksellisen korkeiden MgO- sekä Cr-pitoisuuksien ansiosta, jonka vuoksi diabaasit on jaettu kahteen ryhmään (korkea ja matala MgO). Matalan MgO:n ryhmässä SiO₂-pitoisuudet ovat 55,57–65,95 % ja MgO-pitoisuudet 1,50–5,28 %. TiO₂-pitoisuudet ovat välillä 0,53–1,20 sekä Cr-pitoisuudet matalat (<50ppm) ja alle määrittämissä rajojen. Korkean MgO:n ryhmässä SiO₂-pitoisuudet ovat 47,21–54,18 %. MgO ja Cr-pitoisuudet ovat poikkeuksellisen korkeat (MgO = 7,31–16,45 %, Cr 400–2130ppm ja Cr₂O₃ = 0,29 ja 0,05 %). TiO₂-pitoisuus on vastaavasti matalampi (0,47–0,67 %). Korkean MgO:n näytteet ovat myös vahvasti muuttuneita eikä niissä näy diabaasien primääriä tekstuuria. Korkean MgO:n kiviä ei myöskään luokiteltu geokemian diagrammeissa niiden muuttuneisuuden ja mahdollisesti siitä aiheutuneiden poikkeuksellisten pitoisuuksien vuoksi.



Kuva 23. Eräitä luokitteludiagrammeja A-tyyppin granitoidien luokitteluun. A) Luokitteludiagrammi hapettuneille ja pelkistyneille granitoideille (Dall'Agnol & Oliveira 2007). X-akselin pitoisuudet ovat esitetty paino %:na. B) Ebyn (1992) Y-Nb-Ce luokitteludiagrammi A₁ ja A₂-tyypin granitoideille. Pitoisuudet ovat esitetty miljoonasosina. C) Dall'Agnolin & Oliveiran (2007) luokittelu A-tyyppin granitoideihin ja kalkkiakalisiin kiviin. X-akselin pitoisuudet esitetty paino %:na. D) Granitoidien luokitteludiagrammi Whiten & Chapellin (1983) mukaan. X- ja y akselien pitoisuudet paino %:na.



Kuva 24. Eräitä geotektonisia luokitteludiagrammeja. A) Martin (1986) luokitteludiagrammi, jossa x-akselilla normalisoitu Yb ja y-akselilla normalisoitujen La:n ja Yb:n suhde. B) Shandin (1943) geokemiallinen luokitteludiagrammi, joka heijastelee pääosin peralumiinista koostumusta TTG-sarjan kiville. C) Pearce (1984) geotektoninen luokitteludiagrammi, jossa akselien pitoisuudet miljoonasosina. WPG = kuoressa syntyneet graniitit, VAG + Syn-COLG = vulkaanisten kaarien graniitit + törmäysgraniitit ja ORG = keskiselänteiden graniitit. D) Frost et al. (2001) luokitteludiagrammi, jossa x-akselin pitoisuudet paino %:na. E) Pearce et al. (1990) geotektoninen luokittelu SiO_2 vs. K_2O , joiden pitoisuudet paino %:na.

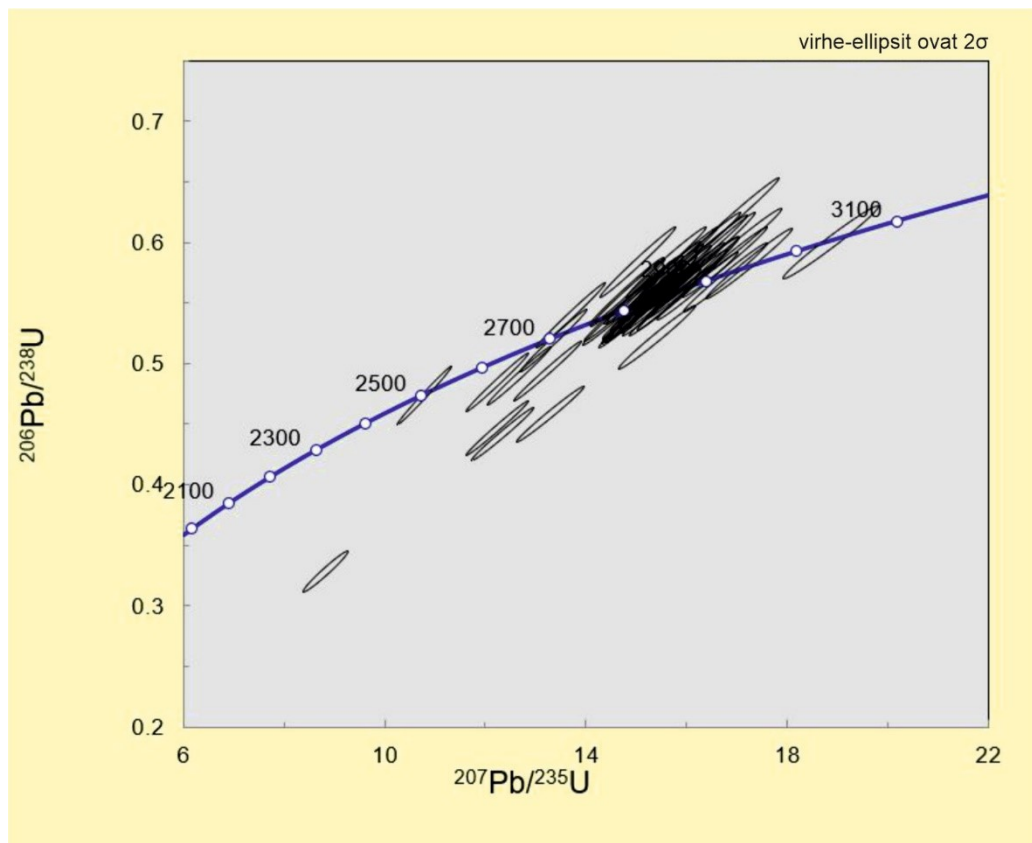


Kuva 25. A) Kondiittinormalisoitu REE-diagrammi. Normalisoidut REE-arvot ovat Boyntonin (1985) mukaan. B) Primitiiviseen vaippaan normalisoitu spider-diagrammi (Sun & McDonough 1989). Kuvan diagrammien käyrät edustavat kivilajiryhmien keskiarvopitoisuuksia.

5.3. Iänmääritystulokset

5.3.1. A2578; tonaliitti

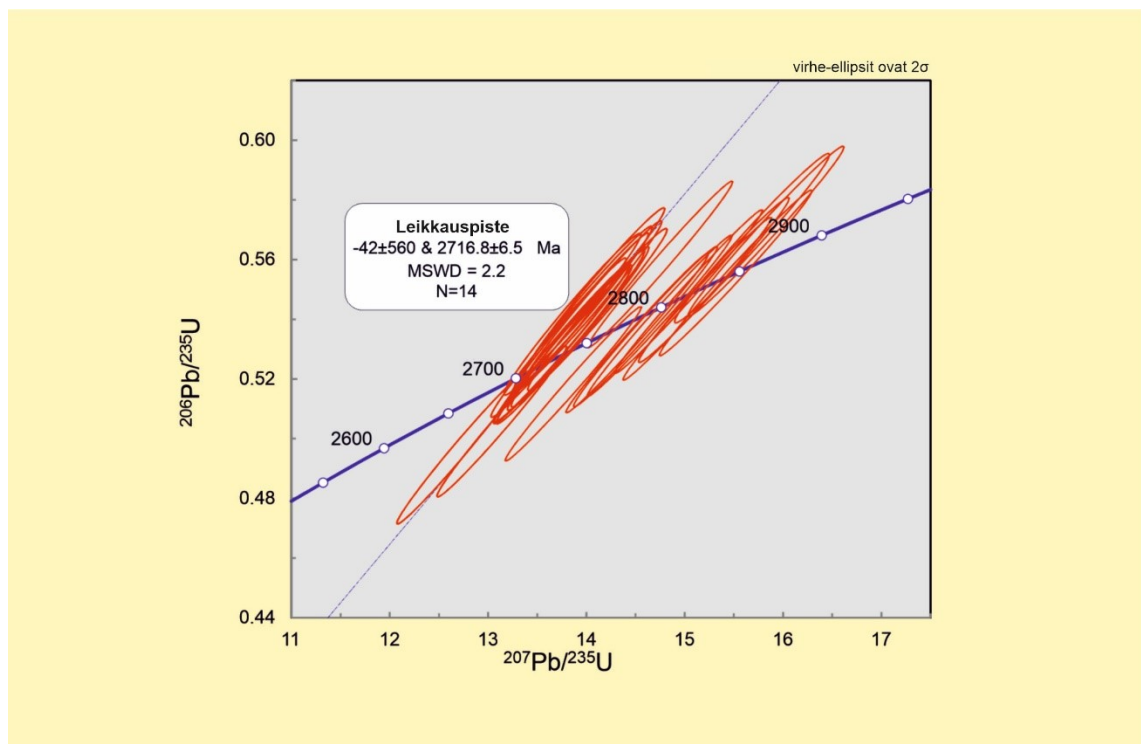
Iänmääritys tuotettiin keskirakeisesta transitionaalisen TTG-ryhmän tonaliitista syvyydeltä 40,10–42,00 m. Näytteistä saadut zirkonit olivat pääasiassa omamuotoisia ja prismaattisia sekä päistään pyöristyneitä, joiden pituus oli noin 50–350 μm ja leveys 25–150 μm . Kiteet olivat rakenteeltaan heterogeenisiä ja raot sekä sulkeumat olivat tavallisia, joiden vuoksi osa kiteistä eivät olleet sopivia analysoitaviksi. Analyysit tehtiin yhteensä 50:stä zirkonista (liite 9), mutta populaatiot olivat niin hajonneita, ettei niistä ollut mahdollista määrittää yhtä luotettavaa ikää. Konkordantit analyysit jakautuivat epätasaisesti ja niiden nuorimmaksi $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -iäksi saatiin 2510 ± 8 Ma ja vanhimmaksi 3038 ± 12 Ma (kuva 26). Suurin osa analyyseistä sijoittuu kuitenkin välille 2,9–2,8 Ga, joka on mahdollisesti kiven kiteytymisikä.



Kuva 26. Näytteen A2578 U-Pb aineistosta lasketut iät konkordiadiagrammissa.

5.3.2. A2580; myloniitti

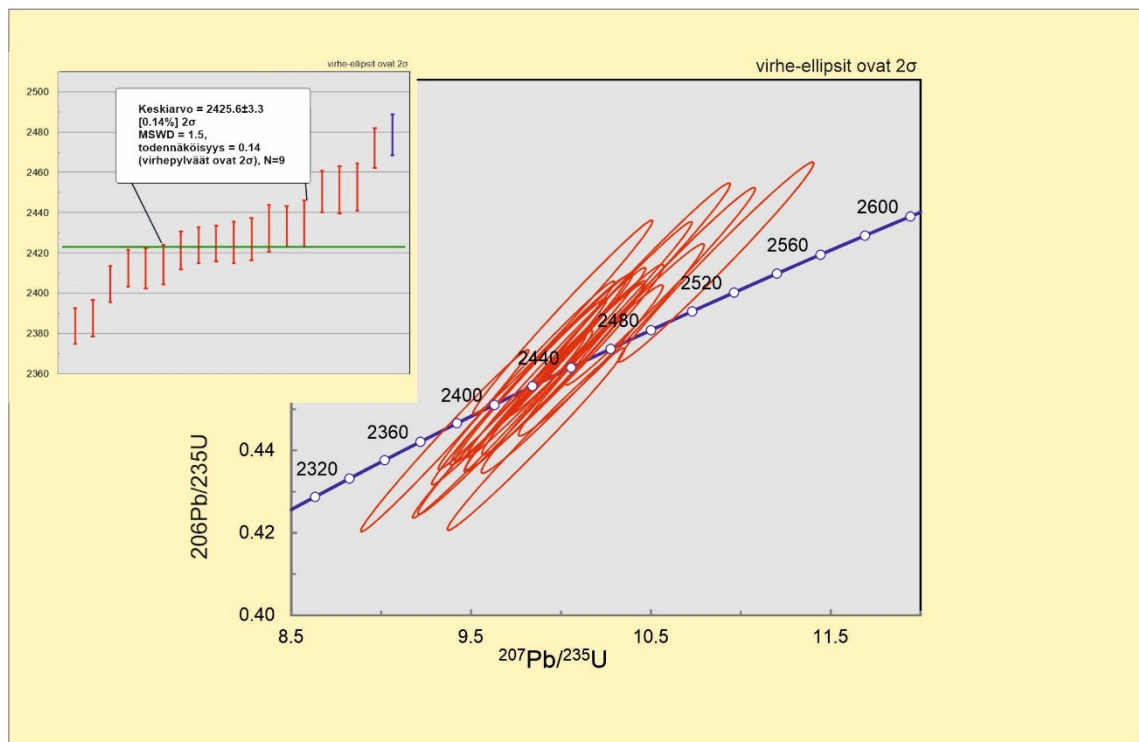
Analyysi A2580 tehtiin 368,10–370,00 m syvyydeltä graniittisesta myloniitista, joka kuuluu geokemiallisesti TTG-ryhmään. Suurin osa zirkoneista oli muodoltaan prismaattisia ja omamuotoisia, joiden pituudet olivat noin 50–350 μm ja leveydet 20–150 μm . Kiteet olivat rakenteeltaan heterogeenisiä ja niissä tavattiin yleisesti rakoja ja mahdollisesti metamiktisiä osia. Zirkoneista tehtiin yhteensä 51 analyysiä (liite 10), joista valittiin 14 lopulliseen ikätulkintaan. Loput analyyseistä hylättiin muun muassa niiden korkeiden ^{204}Pb -pitoisuuksien vuoksi, mikä aiheutti analyyseipopulaatioiden hajoamista. Kiteytymisiäksi määritettiin diskordiasuoran ja konkordiakäyrän leikkauspisteestä -42 ± 560 ja 2717 ± 7 Ma (kuva 27). Vanhimmat 2,9–2,8 Ga tulokset edustavat mahdollisesti perittyjä zirkonien iä.



Kuva 27. U-Pb konkordiadiagrammi näytteestä A2580, jossa ikä laskettu konkordiakäyrän ja diskordiasuoran leikkauspisteestä.

5.3.3. A2581; diabaasi

Analyysi tehtiin keskirakeisesta oliviini-pyrokseenidiabaasista syvyydeltä 594–596 m. Zirkonit olivat rakenteeltaan heterogeenisiä ja rikkoutuneita, joista vain harvassa oli havaittavissa omamuotoisia piirteitä. Rikkoutuneisuus oli mahdollisesti seurausta separointiprosessista, jota jo valmiiksi hauraat zirkonikiteet eivät kestäneet. Zirkonien pituudet olivat noin 50–250 µm ja leveydet 20–100 µm. Analyysyjä tehtiin yhteensä 30 (liite 11), joista yhdeksälle laskettiin $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -ikien keskiarvoksi 2426 ± 3 Ma (kuva 28). Analyysit sisälsivät arkeisia zirkoneita, joille oli tyypillistä korkeat ^{204}Pb -pitoisuudet.

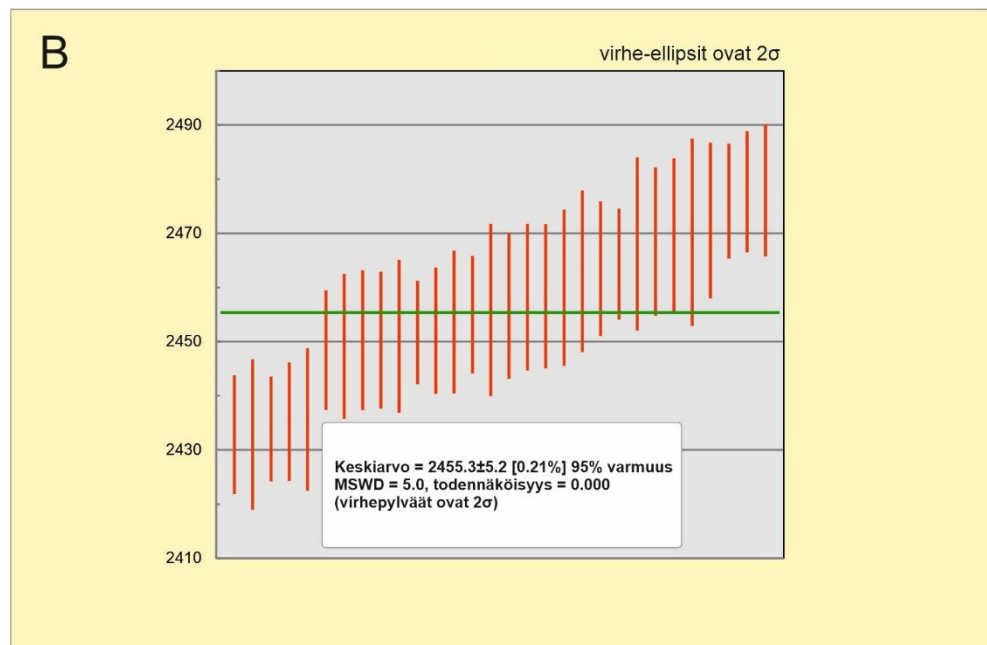
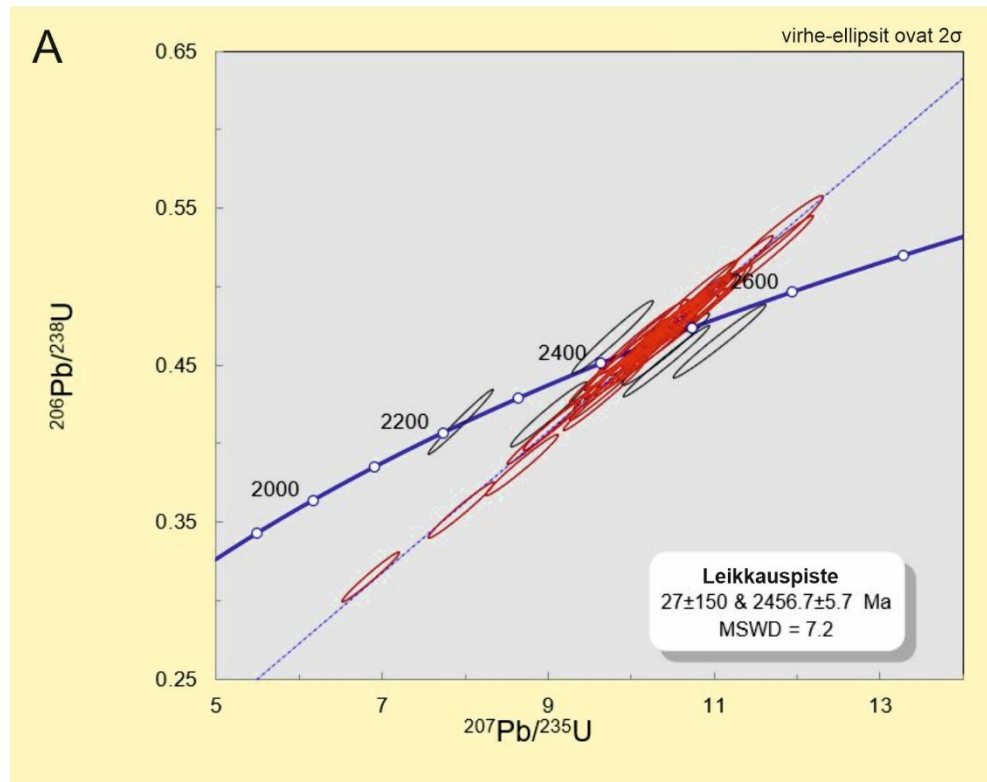


Kuva 28. U-Pb aineiston konkordiadiagrammi. Vasemmassa yläreunassa laskettu näytteen A2581 keskiarvoikä.

5.3.4. A2582; korkea REE -leukogranitoidi

Zirkonit olivat peräisin 614,50–615,20 m syvyydeltä pienirakeisesta leukokraattisesta juonesta, joka leikkaa varhaisproterotsooista diabaasijuonta. Zirkonit olivat pääasiassa

omamuotoisia ja osa kärjistään pyöristyneitä. Joukossa oli myös rikkoutuneita kiteitä. Kiteiden pituudet olivat noin 40–270 μm ja leveydet 25–130 μm .

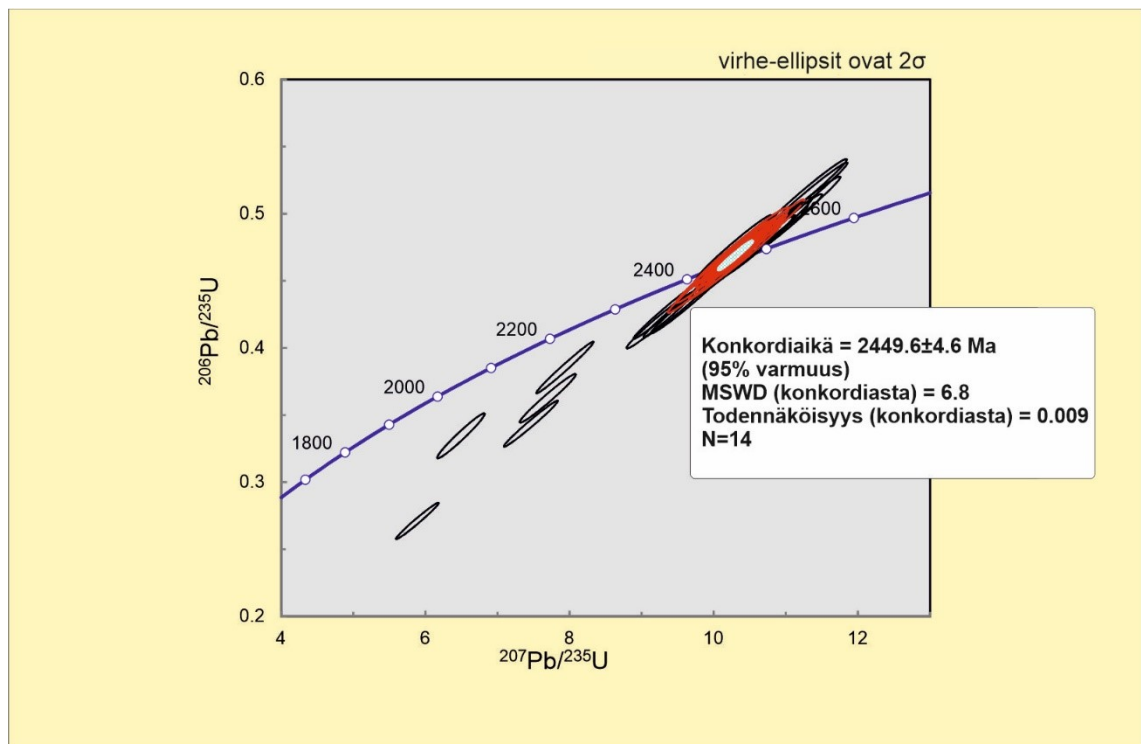


Kuva 29. A) U-Pb aineiston konkordiadiagrammi näytteestä A2582, jossa ikä on laskettu konkordiakäyrän ja diskordiasuoran leikkauspisteestä punaisista ellipseistä. B) Laskettu $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ keskiarvoikä samasta näytteestä.

Analyysejä tehtiin yhteensä 38 (liite 12), joista 30:lle laskettiin $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -keskiarvoiksi 2455 ± 5 Ma (kuva 29B). Lisäksi jokaisesta analyysistä laskettiin diskordiasuoran sekä konkordiaikäyrän leikkauspisteiden perusteella ikä 27 ± 150 ja 2457 ± 6 Ma (kuva 29A).

5.3.5. A2583; A-tyyppin biotiittigraniitti

Analyysi A2583 oli pienirakeinen biotiittigraniitti syvyydeltä 736–738 m. Zirkonit erosivat tekstuurltaan muista analyyseistä niiden pyöreämmän muodon vuoksi. Analyysejä otettiin yhteensä 33 (liite 13), joista 14:lle laskettiin konkordiaikä (2450 ± 5 Ma; kuva 30) ja loput analyyseistä sisälsivät liikaa ^{204}Pb :tä.

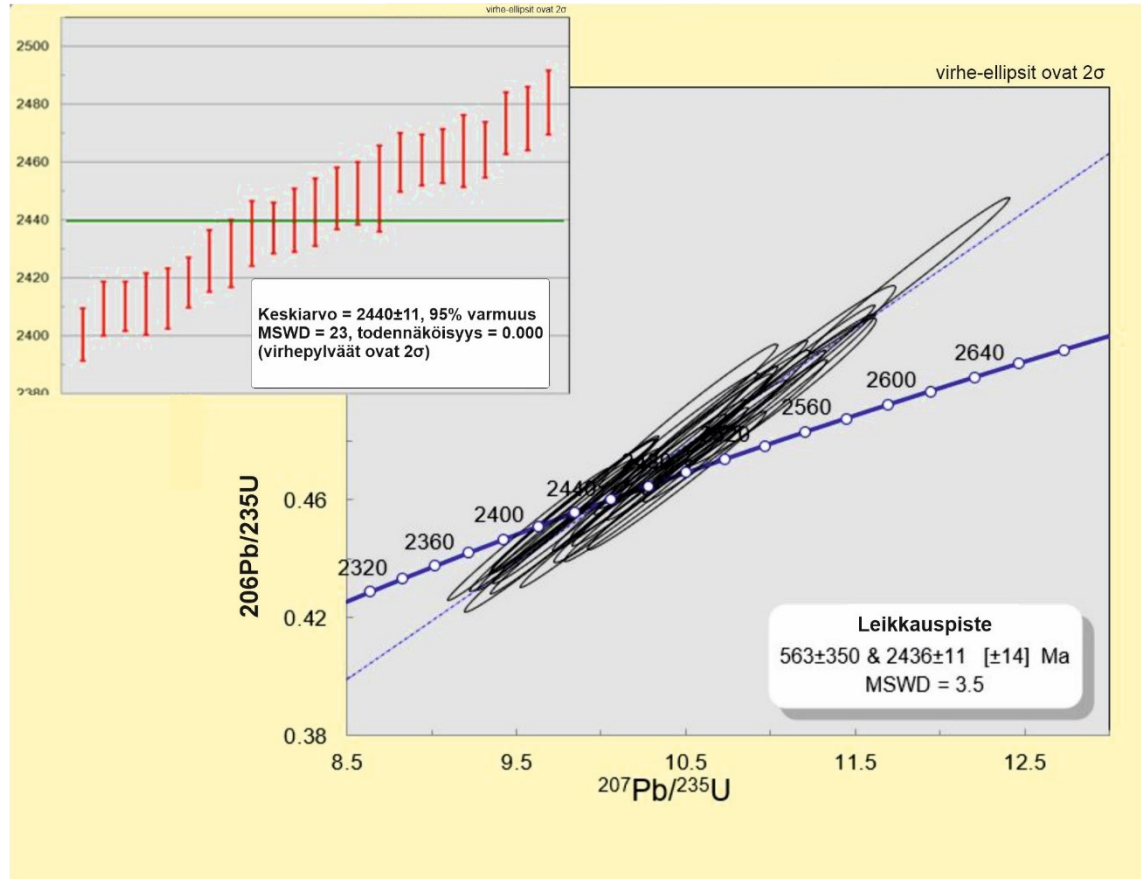


Kuva 30. Näytteen A2583 U-Pb aineiston perusteella laskettu konkordiaikä konkordiadiagrammissa.

5.3.6. A2584; kvartsidioriittijuoni

Analyysiin valittu kivi oli kvartsidioriittijuonesta syvyydeltä 1219–1221 m. Saadut zirkonit olivat samankaltaisia kuin analyysin A2581 kiteet ja tavallista niille oli rikkonaiset tekstuurit sekä vierasmuotoiset kiteet. Kiteiden pituudet olivat noin 50–250

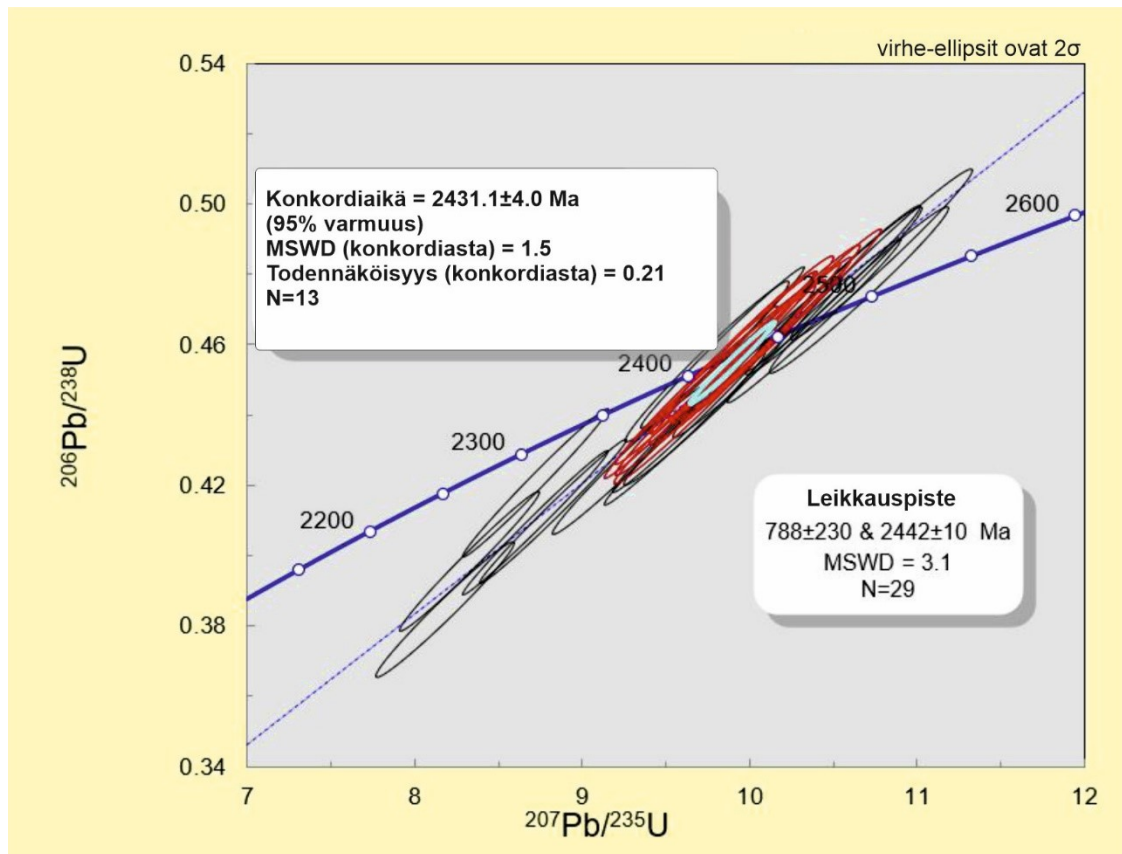
μm ja leveydet 20–100 μm . Analyysejä tehtiin yhteensä 30 (liite 14), joista 23:n perusteella laskettu keskiarvoikä oli 2440 ± 11 Ma ja diskordiasuoran sekä konkordiakäyrän ikä leikkauspisteissä 563 ± 350 ja 2436 ± 11 Ma (kuva 31). Pois jätetyissä analyyseissä oli korkeat ^{204}Pb -pitoisuudet.



Kuva 31. Näytteen A2584 U-Pb aineistosta lasketut $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ iät keskiarvona (kuvan vasen yläreuna) sekä konkordiakäyrän ja diskordiasuoran leikkauspisteestä.

5.3.7. A2585; A-tyypin granodioriitti

Analysoitavaksi valittiin pienirakeinen granodioriitti syvyydeltä 1617,77–1619,27 m. Kivestä saadut zirkonit olivat muodoltaan omamuotoisia, mutta paikoin rikkonaisia. Poikkeuksellista verrattuna muiden näytteiden zirkoneihin oli niiden sisäinen heterogeenisuus, joka näkyi korkeassa sulkeumien määrässä sekä mahdollisten lyijykatoalueiden runsautena. Zirkonikiteiden pituudet olivat noin 60–250 μm ja leveydet 50–120 μm . Analyysejä tehtiin yhteensä 30 (liite 15). Konkordiaksi laskettiin 13 analyysistä 2431 ± 4 Ma. Lisäksi 29 analyysistä laskettiin ikä diskordiasuoran sekä konkordiakäyrän leikkauspisteistä, joka oli 788 ± 230 Ma ja 2442 ± 10 Ma (kuva 32).



Kuva 32. Näytteen A2585 U-Pb aineiston $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ konkordiaikä sekä leikkauspisteikä esitettynä konkordiadiagrammissa.

6. Keskustelu

6.1. Koillismaan syväreiän kivilajit ja vertailu muihin Lentua kompleksin kivilajeihin

6.1.1. TTG:t ja transitionaaliset TTG:t

Syväreiän kivilajisto välillä 27,90–531,90 m koostuu TTG-sarjan tonaliiteista ja granodioriiteista sekä harvakseltaan niitä leikkaavista leukokraattisista juonista ja graniittisista myloniiteista (kuvat 9–13). Mineralogisesti TTG:t ja transitionaaliset TTG:t sekä myloniitit ovat samankaltaisia, joskin myloniittia kuvaa vain hierrosta aiheutuneet muutokset tekstuuriassa. Lisäksi ne ovat geokemialtaan hyvin samankaltaisia. Poikkeuksena tästä on yksi analyysi myloniitista, joka on köyhtynyt pääalkuaineiden

suhteen (Ca, Na, Mg, Fe) sekä rikastunut K:n ja REE:n suhteen. Tämä on todennäköisesti seurausta fluidien liikkeestä ja alkuaineiden mobilisoitumisesta.

Geokemiallisesti noin 2/3 TTG-analyyseistä kuuluu transitionaaliseen TTG-ryhmään (kappale 5.2.1.). Näiden transitionaalinen kehitys yhdistetään useissa tutkimuksissa myöhäisarkeisiin tapahtumiin, joissa vanhempaa basalttista kuorta ja osittain myös hapanta kuorta sulattamalla syntyy K_2O ja SiO_2 rikkaampia magmoja (Moyen et al. 2003, Champion & Smithies 2007). Transitionaalisisissa TTG-kivissä Th-pitoisuudet ovat korkeammat kuin TTG:ssä (mediaanit 7,8 ppm ja 3,6 ppm), mikä osaltaan heijastelee myös vanhemman granitoidisen kuoren komponenttia (Moyen 2011; kuva 25B). Eu-anomaliat vaihtelee molemmissa TTG-ryhmissä negatiivisesta positiiviseen, joskin TTG:ssä on vain yksi anomaliaaltaan negatiivinen analyysi ja transitionaalisisissa laajempi vaihteluväli ($Eu/Eu^* = 0,64-1,81$). Keskiarvot Eu-anomalioidissa ovat kuitenkin transitionaalisisissa TTG:ssä matalammat kuin TTG:ssä (1,06 ja 1,18). Transitionaaliset TTG:t ovat LREE:stä selvästi rikastuneempia kuin TTG:t (La_N keskiarvot 126,3 ja 74,7; kuva 25A), jotka yhdessä Eu-anomalioiden kanssa heijastelevat mahdollisesti granitoidisen kuoren osittaissulamista, jossa plagioklaasi on ollut hallitseva residuaalimineraali, sillä Eu-pitoisuuksien muutokset ovat plagioklaasin kontrolloimia (Johannes & Holtz 1996, Watkins et al. 2007). Positiiviset Eu-anomaliat ovat todennäköisesti seurausta plagioklaasin kumuloitumisesta magmasäiliössä (Halla et al. 2009). Poikkeuksellisen korkeat Ba-pitoisuudet neljässä transitionaalisisissa TTG-analyysissä on mahdollisesti seurausta fluidien aiheuttamasta alkuaineiden mobilisoitumisesta (kuva 22B).

Tämän tutkimuksen TTG:t jakavat hyvin samankaltaisia geokemiallisia- ja iällisiä piirteitä muiden lähialueiden tutkimusten kanssa (Mikkola et al. 2011, Lauri et al. 2006, Käpyaho et al. 2006, Hölttä et al. 2021) tutkimusten kanssa; osa Suomussalmen TTG-kivistä on 2,95 Ga sekä 2,93–2,78 Ga ikäisiä (Mikkola et al. 2011) ja huomattava osa siellä esiintyvistä kivistä kuuluvat transitionaaliseen luokkaan ($K_2O/Na_2O > 0,5$). Eu-anomaliat sekä LREE:n rikastuminen jakavat myös samoja trendejä, vaikka tässä tutkimuksessa anomaliat ovat selkeästi korkeammat ja LREE:n rikastuminen voimakkaampaa. Höltän et al. (2021) tutkimuksessa Taivalkosken alueelta tehtyjen TTG-kivien iänmäärittäykset vaihtelevat pääasiassa välillä 2,87–2,72 Ga. Koillismaalla läheltä geofysiikan anomaliaa tehdyistä U-Pb iänmäärittäyksistä ortogneissit ovat vähintään 2,8 Ga ikäisiä (Lauri et al. 2006).

6.1.2. Leukokraattiset juonet

Leukokraattiset juonet esiintyvät tyypillisesti kapeina, kymmenien senttimetrien tai muutamien metrien paksuisina yksiköinä. Leukogranitoideista saadut geokemialliset analyysit ovat otettu pienirakeisesta ja tasalaatuisesta kivistä, joissa esiintyy vain vähän plagioklaasia sekä selvästi suuremman raekoon kivistä eli pegmatiiteista. Pegmatiitit jätettiin pois geokemian diagrammeista, jotta ne edustaisivat mahdollisimman homogeenistä ja yhtenäistä leukogranitoidiryhmää. Leukogranitoidit jaettiin kahteen ryhmään niiden REE- ja hivenalkuainepitoisuuksien perusteella (kappale 5.2.2.). Ryhmittelyn tukena oli myös iänmäärittäminen diabaasia leikkaavasta korkean REE:n leukogranitoidista, jonka U-Pb ikä on ~2,45 Ga (kappale 5.3.4.). Pääalkuaineista matalan REE:n ryhmä erottuu harker-diagrammeissa Al_2O_3 - ja SiO_2 -pitoisuuksien perusteella, jotka ovat keskiarvoltaan hieman matalammat korkean REE:n leukogranitoideihin verrattuna (kuva 21). Harker-diagrammeissa hivenalkuainekoostumukset vaihtelevat ryhmien välillä laajasti ja siten muodostavat selvästi kaksi ryhmää. Korkean REE:n ryhmän kivillä on korkeammat Zr-, Y-, Rb- ja Th-pitoisuudet, mutta matalammat Sr- ja Ba-pitoisuudet (kuva 22).

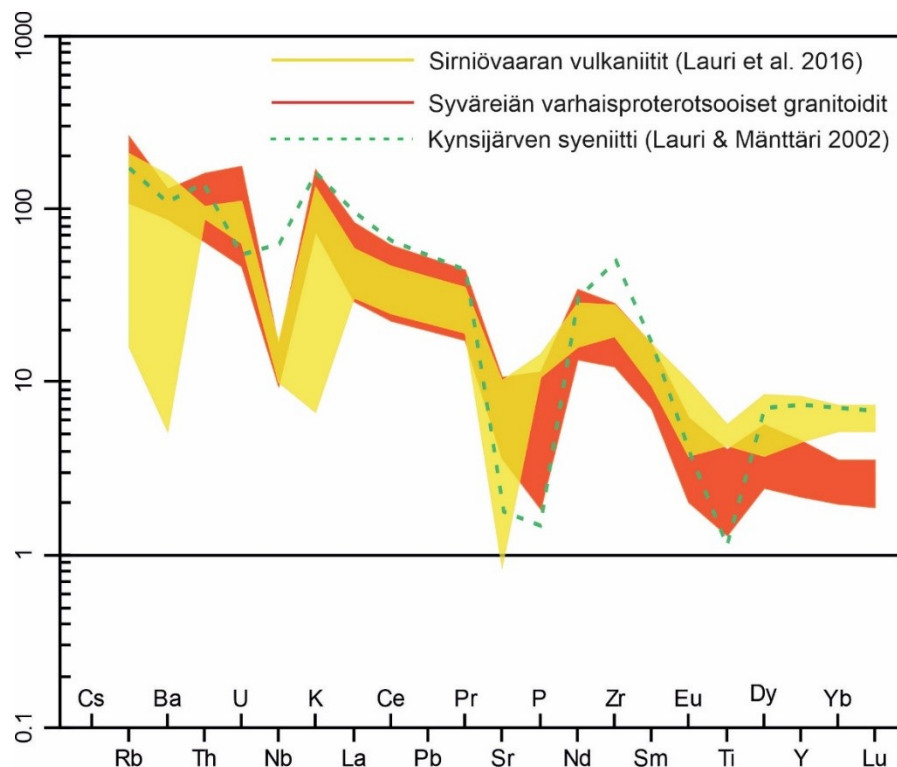
Tätä tutkimusta varten oli valmisteltu näyte TTG:tä leikkaavasta leukogranitista iänmäärittämiseen, mutta valitettavasti näytteestä ei löytynyt zirkoneita analysoitavaksi. Näytteen oletettiin olevan arkeinen, mutta tästä ei voida olla täysin varmoja. Koillismaalta anomalian eteläpuolelta läheltä syväreikää tunnetaan kuitenkin noin 2,7 Ga ikäisiä graniitteja (Lauri et al. 2006, Mikkola et al. 2012). Todennäköisesti ainakin osa TTG-sarjan kiviä leikkaavista leukogranitoideista on arkeisia, sillä geokemialliselta koostumukselta niitä on kaksi ryhmää: lähempänä pintaa leukogranitoidit muistuttavat geokemialtaan TTG-kiviä ja syvemmillä esiintyvät A-tyypin kiviä (kuva 25). Varhaisproterotsooiset leukogranitoidit ovat todennäköisesti kehittyneet äärimmäisen pitkälle fraktioituneista A-tyypin graniittisista osittaissulista. Toinen vaihtoehto on, että leukogranitoidien lähteestä on puuttunut mafinen komponentti.

6.1.3. Varhaisproterotsooiset granitoidit

Varhaisproterotsooiset biotiittigraniitit esiintyvät n. 658,00–1145,00 m ja 1294,00–1410,00 m syvyyksillä (kuva 5). Biotiittigraniitit ovat tekstuureiltaan granulaarisia ja välillä 658,00–1145 m raeokoko muuttuu pienirakeisesta hienorakeiseksi lähellä alakontaktia. Varhaisproterotsooiset granodioriitit esiintyvät mafisten-ultramafisten kerrosten välissä syvyydellä 1570,00–1629,00 m. Biotiittigraniittien ja granodioriittien välillä ei ole tekstuurisista eroavaisuuksia, vain mineraalien määräsuhteet muuttuvat. Biotiittigraniitin (A2583) U-Pb iänmääritys osoittaa sen kiteytyneen 2450 ± 5 Ma (kuva 30). Granodioriitin (A2585) konkordiaikä on 2431 ± 4 Ma ja leikkauspisteikä 2442 ± 10 Ma (kuva 32). Virherajojen puitteissa biotiittigraniitti on vanhempi kuin lähellä esiintyvä Kynsijärven syeniitti, jonka ikä on 2442 ± 2 Ma (Lauri & Mänttari 2002). Kuitenkin granodioriitti on voinut kiteytyä samanaikaisesti Kynsijärven syeniitin kanssa. Syväreistä noin 100 km etelämmässä sijaitsevien Tuliniemet-tyypin granitoidien kiteytymisiät ovat 2435 ± 12 Ma (Luukkonen 1988) ja siten mahdollisesti saman ikäisiä tämän tutkimuksen biotiittigraniittien- sekä granodioriittien kanssa. Kuitenkin huomioon on otettava biotiittigraniitti-analyysin suhteellisen korkea MSWD (6,8), mikä heijastelee suurempaa epävarmuutta ikätulkinnassa. Lisäksi Mikkola et al. (2010) tutkimuksen Pussivaaran ja Rasinkylän A-tyypin granitoidit ovat mahdollisesti virherajojen puitteissa kiteytyneet samanaikaisesti. Koillismaalla ei ole aikaisemmin kuvattu magneettisten- ja painovoima-anomalioiden päältä varhaisproterotsooisia granitoideja

Biotiittigraniitit ja granodioriitit heijastelevat A-tyypin geokemiallista piirteitä: Korkeat SiO_2 -pitoisuudet (66,87–74,77 %), $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ ja Fe/Mg suhteet [$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} \sim 1,15$ ja $(\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t+\text{MgO})) = 0,68\text{--}0,84$] sekä matala CaO (mediaani $\sim 1,57$ %). Tunnusomaista niille on myös kohtalaisen rikastuneet REE:t ja negatiiviset Eu-anomaliat (kuva 25) sekä korkeat Ba (~ 798 ppm), Y ($\sim 13,6$ ppm) Ta ($\sim 0,46$ ppm) ja Nb ($\sim 8,4$ ppm) pitoisuudet (liite 6). A-tyypin granitoidien geokemiallinen koostumus vaihtelee alueittain hyvinkin paljon (liite 6) ja pääalkuaineiden osalta tämän tutkimuksen granitoidit osoittavat samankaltaista koostumusta Rasimäen (Horneman 1990)-, Kynsijärven (Lauri & Mänttari 2002)-, Nuorusen (Lauri et al. 2005)- sekä Tuliniemet-tyypin (Luukkonen 1988) granitoidien kanssa. Poikkeuksena ovat syväreian granitoidien huomattavasti korkeammat TiO_2 -, MgO-, CaO- sekä P_2O_5 -pitoisuudet. Keskimääräisesti hivenalkuainekoostumukset eroavat selvästi muiden alueiden granitoideista ja pitoisuudet ovat selvästi matalammat (kuva 33). LREE:n suhteen pitoisuudet korreloivat Ce:n (64,1

ppm) ja La:n (32,2 ppm) osalta Tuliniemet-tyypin (70 ja 33,9 ppm) granitoidien kanssa sekä Ba:n (798 ppm) Th:n (10 ppm) ja U:n (1,9 ppm) suhteen Kynsijärven (Ba ~711, Th ~11,1 ja U ~1,06 ppm) ja Nuorusen (Ba ~709, Th ~9,9 ja U ~1,4 ppm) granitoidien kanssa (Lauri & Mänttari 2002, Lauri et al. 2005). HREE:n osalta syväreiän granitoidit ovat selvästi köyhempiä muiden alueiden A-tyypin granitoideihin verrattuna (kuva 34). Sr-pitoisuudet ovat syväreiän kivissä korkeammat kuin muiden alueiden kivissä ja Eu-anomaliaissa on sama trendi muiden alueiden kanssa. Nämä piirteet yhdessä liittyvät mahdollisesti intruusioiden lähtöaineksen koostumuksellisiin eroihin.

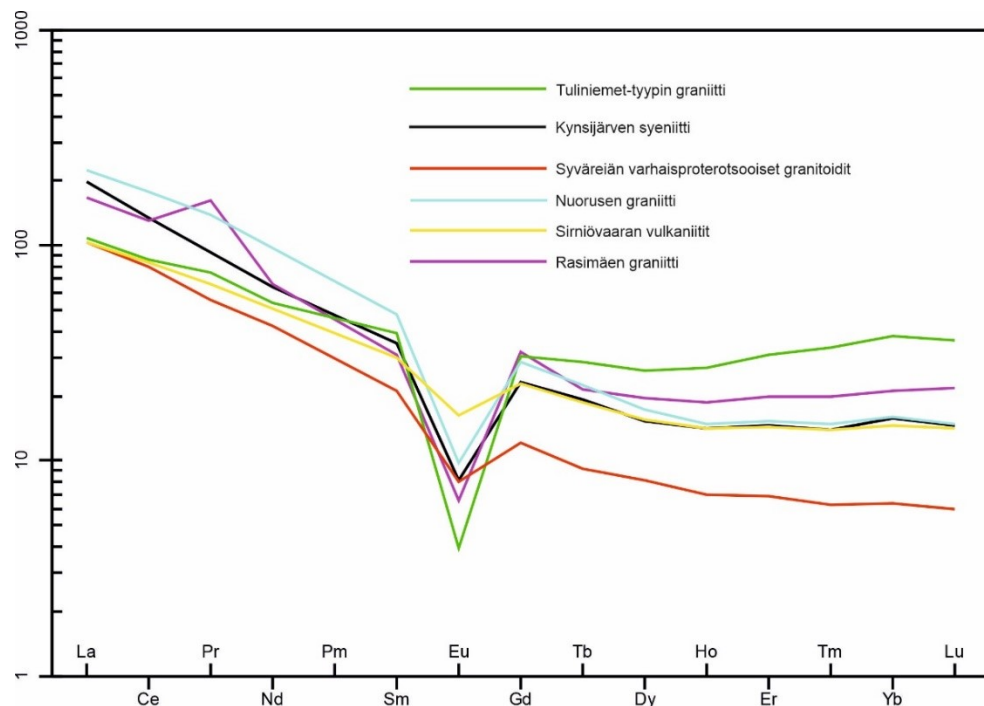


Kuva 33. Primitiiviseen vaippaan normalisoitu spider-diagrammi (Sun & McDonough 1989). Kynsijärven syeniitti esitetty keskiarvopitoisuuksilla (liite 8).

Koillismaan kompleksilla kerrosintruusioiden yhteydessä tavataan myös anorogenisiin tapahtumiin ajoitettuja vulkaniitteja, joiden geokemiallisia ja petrografisia piirteitä ovat tutkineet esim. Lauri et al. (2006). Tämän tutkimuksen proterotsooisten granitoidien ja Sirniövaaran vulkaniittien mineralogia on jokseenkin samankaltainen, joissa päämineraaleja ovat plagioklaasi ja kvartsi sekä suurin osa mafisista mineraaleista koostuu biotiitista. Sirniövaaran vulkaniitit heijastelevat myös geokemialliselta koostumukseltaan A-tyyppiä ja huomattavaa on, että vulkaniitit ja tämän tutkimuksen A-tyypin granitoidit ovat hivenainekoostumukseltaan lähempänä toisiaan verrattuna Rasimäen-, Tuliniemet-tyypin-, Kynsijärven- ja Nuorusen granitoideihin (liite 8).

Pääalkuaineissa pitoisuudet ovat korkeammat CaO:n, MgO:n ja TiO₂:n osalta vulkaniiteissa, kuten ne ovat myös syväreian kivissä. Primitiiviseen vaippaan normalisoidussa spider-diagrammissa (kuva 33) häiriötä aiheuttaa kaksi vulkaniittinäytettä, joissa Rb, Ba ja Sr ovat poikkeuksellisen alhaiset.

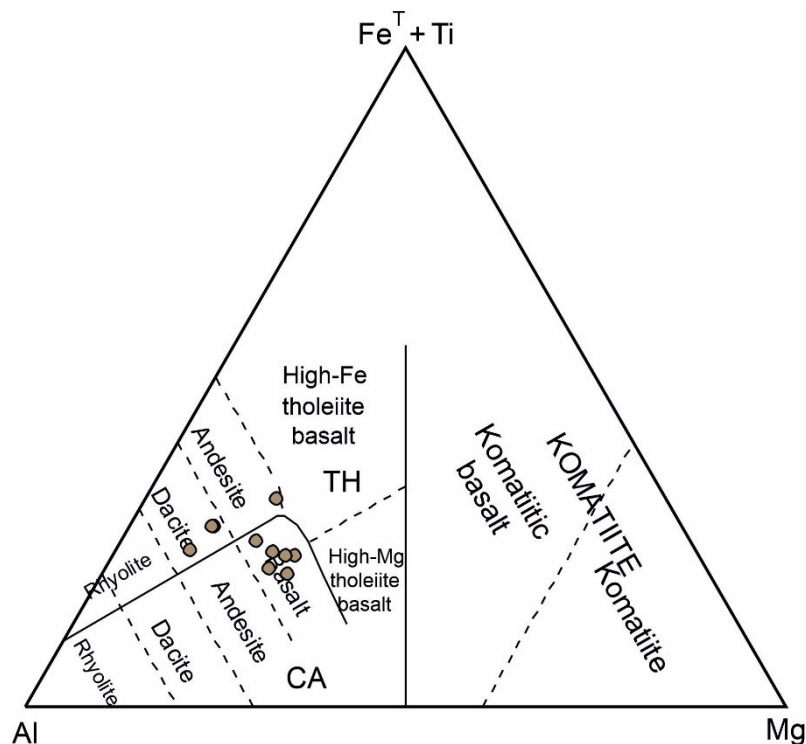
Kivien koostumus Ebyn (1992) kolmiodiagrammissa heijastelee A₂-tyypin koostumusta sekä Dall'Agnolin & Oliveiran (2007) diagrammissa kivet ovat hapettuneiden (magneettisten) kentässä (kuva 23A). Kynsijärven syeniitti kuuluu A₁-tyyppiin ja se putoaa suurimmaksi osin pois hapettuneiden ja pelkistyneiden kivien alueista. On esitetty, että magnetiittia sisältävät kivet olisivat peräisin hapettuneista ja magneettisista intermediäärisistä tai felsisistä lähteistä (Dall'Agnol et al. 1999, Anderson & Morrison 2005). Pearcen et al. (1984) diagrammissa tektoninen synty-ympäristö granitoideille on ollut vulkaaninen kaari (VAG; kuva 24C). A-tyypin graniittien tyypillinen tektoninen synty-ympäristö on kuoressa ja siten analyysit yleensä putoavat WPG-kenttään (within plate granites). Tämän tutkimuksen lisäksi esim. Mikkolan et al. (2010) tutkimuksessa on analysoitu A-tyypin graniiteista, jotka putoavat VAG-kenttään.



Kuva 34. Kondriittinormalisoidussa REE-diagrammissa (Boynton 1985) lähialueiden A-tyypin kivet, joiden REE-arvot ovat keskiarvopitoisuuksina (liite 8). Rasimäen koostumukset Hornemanin (1990) ja Rämön & Luukkosen (julkaisematon) tutkimuksista. Tuliniemet-tyypin koostumukset Rämön & Luukkosen (julkaisematon) ja Luukkosen (1988) tutkimuksista. Kynsijärven syeniitin koostumukset Laurin & Mänttärin (2002) tutkimuksesta. Nuorusen geokemiat Lauri et al. (2005) tutkimuksesta. Sirniövaaran vulkaniittien koostumukset (Lauri et al. 2006). Syväreian varhaisproterotsooisten granitoidien keskiarvopitoisuudet.

6.1.4. Diabaasit

Tämän tutkimuksen diabaasit on jaettu kahteen ryhmään, pääasiassa niiden MgO-pitoisuuden mukaan (kappale 5.2.5.). Korkean MgO-pitoisuuden diabaasit (2 kpl) ovat intensiivisesti muuttuneita ja niissä ei ole primääriä ofiittista tekstuuria, jonka vuoksi ne jätetään pois vertailusta. Alhaisen MgO-ryhmän tutkiminen on relevantimpaa, sillä niiden geokemialliset piirteet sekä mikrotekstuurit ovat homogeenisemmat ja primäärimmät. Vuollo & Huhma (2005) on tutkinut kuoren repeytymisjaksoihin liittyviä mafisia juoniparvia Karjalan provinssilla ja jakanut ne ryhmiin geokemiallisten piirteiden sekä iänmääritysten perusteella. Tämän tutkimuksen diabaasijuonesta saatu U-Pb -iänmääritys 2426 ± 3 Ma (kuva 28) korreloi Vuollon & Huhman (2005) 2,45 Ga ryhmää iällisesti sekä geokemiallisesti; Geokemiallisesti diabaasijuonet ovat kalkkialkalisia sekä tholeiittisia (kuva 35). Tholeiittien MgO-pitoisuus on matalampi ja K_2O -pitoisuus korkeampi kuin kalkkialkalisten diabaasijuonten, mikä on todennäköisesti seurausta granitoidisen komponentin sekoittumisesta diabaasiin. Sekoittuminen on myös aiheuttanut tholeiiteissa mahdollisesti SiO_2 -pitoisuuksien nousua ja siten hajontaa harkerin diagrammeissa, joissa tholeiitit ovat siirtyneet lähemmäksi granitoidien koostumusta (kuvat 21 ja 22).



Kuva 35. Syväreian diabaasianalyysit ruskeilla ympyröillä Jensenin (1976) kolmiodiagrammissa.

6.1.5. Kvartsidioriittijuoni

Kvartsidioriitti esiintyy noin 140 m:n paksuisena juonena varhaisproterotsoisten granitoidien välissä. Juonen kontaktit ovat terävät, mutta noin 45 m yläkontaktista kvartsidioriitti on hyvin hiertynyt ja muuttunut. Kiven geokemialliset piirteet ovat hyvin samankaltaiset kuin diabaasilla, vaikka kvartsidioriitti on keskiarvoltaan hieman rikastuneempi REE:n suhteen (kuva 25A). Kiven geokemialliset piirteet muuttuvat syvyyden mukaan; kohti alakontaktia kivi muuttuu progressiivisesti emäksisemmäksi kuin yläkontaktin kivet. Tämä on seurausta mahdollisesti juonen fraktioitumisesta, jossa tunkeutunut diabaasin koostumuksellinen magma on jäähtynyt suhteellisen hitaasti. Siten kvartsidioriitti olisi mahdollisesti vain fraktioitunut diabaasi. Se näkyy emäksisemmässä alaosassa runsaampana sarvivälkkeen määränä ja yläosan felsisten mineraalien määrässä. Pyrokseenit ovat todennäköisesti muuttuneet sarvivälkkeeksi, sillä tässä metamorfisessa reaktiossa syntyy myös kvartssia, mikä esiintyy sulkeumina sarvivälkkeessä.

6.2. Syväreiän varhaisproterotsoisten granitoidien lähde ja kehitys

Varhaisproterotsoiset kerrosintruusiot (~2,44 Ga) ovat syntyneet Fennoskandian kilvelle mahdollisesti vaippapluumin aiheuttaman arkeisen kuoren repeytymisen seurauksena (Huhma et al. 1990, Amelin et al. 1995). Purkautuvan magman määrä kerrosintrusioissa on niin valtava, että se todennäköisesti sulattaa osittain vanhempaa arkeista kuorta ja synnyttää felsisiä magmoja (mm. Huppert & Sparks 1988). Leukogranitoidit (kts. kappale 5.1.2.) sekä biotiittigraniitit (kts. kappale 5.1.4.) ovat varhaisproterotsoisista kivistä vanhimpia (kuvat 29 ja 30) ja edustavat mahdollisesti ensimmäisiä mafisen magman aiheuttamia osittaissulia. Noin 534 m:n syvyydeltä alkava diabaasijuoni on todennäköisesti tunkeutunut jo kiteytyneiden TTG-kivien ja biotiittigraniittien väliseen heikkousvyöhykkeeseen, jossa TTG:n kontakti on ollut kylmä. Biotiittigraniitin kontakti on noin 658 m syvyydellä, jossa kivi on ollut diabaasin tunkeutuessa vielä kuumaa eikä välttämättä kokonaan kiteytynyt ja aiheuttanut emäksisemmän ja happamamman magman sekoittumista. Tätä tukee diabaasijuonen geokemiallinen heterogeenisyys sekä kivilajikontaktit, missä yläkontakti TTG-kiviin on terävä ja alakontakti vaihtuva. Diabaasijuonessa on nähtävissä selvä geokemiallinen trendi, jossa diabaasin koostumus muuttuu happamammaksi kohti alakontaktia ja mikä näkyy myös esim. MgO- ja CaO - pitoisuuksien laskuna ja kohonneina K₂O-pitoisuuksina. Lisäksi yläkontaktin

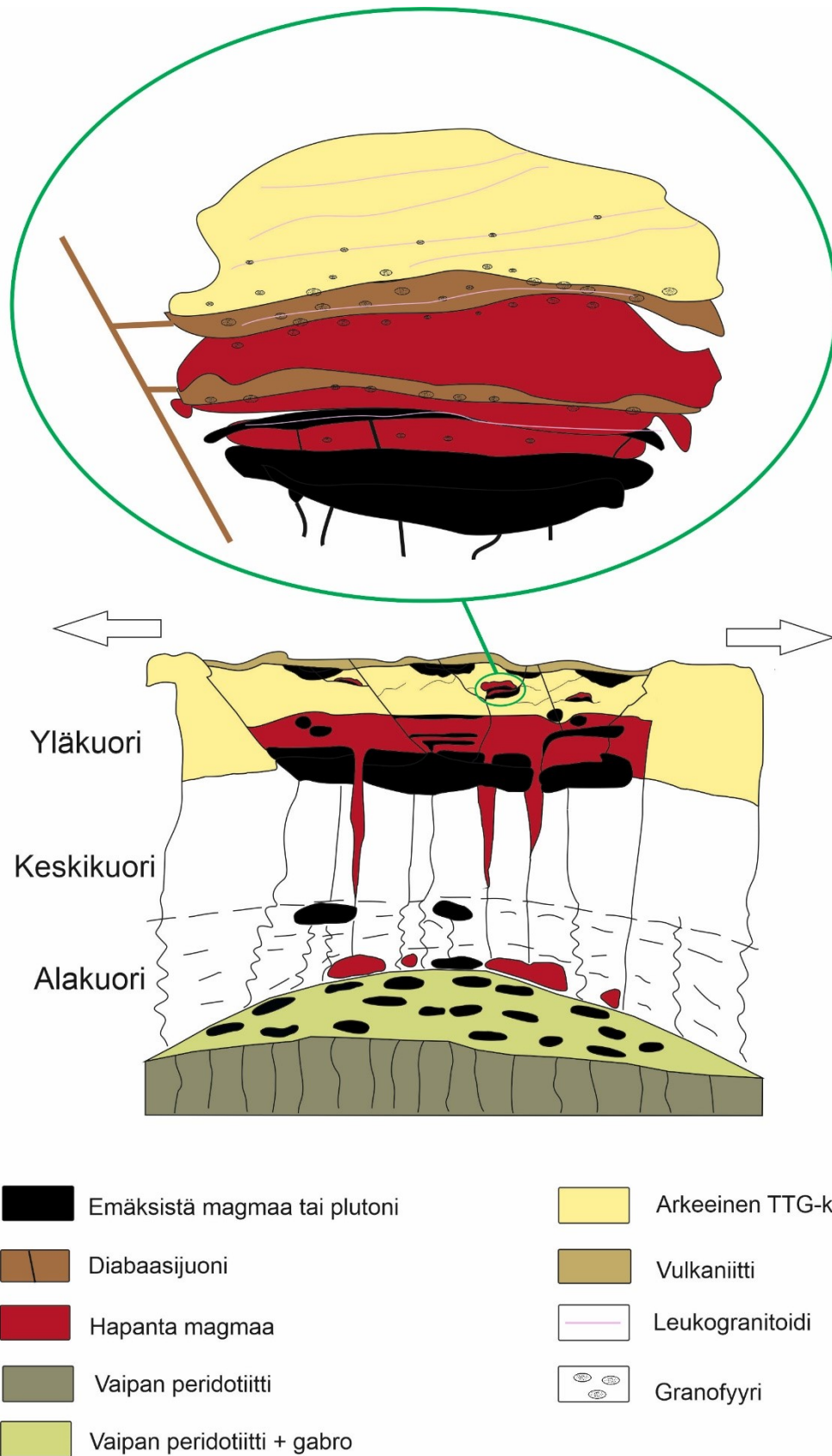
läheisyydessä diabaasille tyypilliset ofiittiset tekstuurit ovat säilyneet eheämpinä kuin lähempänä alakontaktia. Diabaasissa esiintyvä leukokraattinen juoni on vanhempi kuin diabaasi, jossa kontaktit ovat jokseenkin terävät. Juonen leikkaavuus heijastelee sen nuorempaa ikää, vaikka iänmäärityksen perusteella se on noin 20 Ma vanhempi (kuva 5). On mahdollista, että mafisen magman lämpövaikutus on synnyttänyt leukogranitoidin vanhemman biotiittigraniitin osittaissulamisen kautta, jossa zirkonit ovat säilyneet eivätkä ole rekisteröineet mafisen magman aiheuttamaa sulamista. Biotiittigraniittien välissä esiintyvä kvartsidioriittijuoni voi iänmääritysten virherajojen puitteissa ollut tunkeutunut kuoreen samanaikaisesti diabaasijuonen tai biotiittigraniitin kanssa. Todennäköisempi selitys on kuitenkin samanaikainen purkautuminen ylemmän diabaasijuonen kanssa, sillä kontaktit ovat terävät eikä niissä esiinny merkkejä magmojen sekoittumisesta. Kvartsidioriitin primäärin magman geokemiallinen koostumus on todennäköisesti ollut diabaasityyppiä, sillä lähellä alakontaktia sen koostumus muistuttaa muiden syväreiän diabaasien koostumusta, mutta ofiittista tekstuuria ei ole nähtävissä. Kvartsidioriitin kemiallinen koostumus muuttuu emäksisemmäksi syvyyden funktiona, mikä voi olla seurausta juonen fraktioitumisesta. Kuvan 5 mafiset-ultramafiset intruusiot ovat mahdollisesti kaksi eri yksikköä, jotka granodioriitti erottaa syvyydellä 1570–1629 m. Granodioriitin ja biotiittigraniitin geokemialliset koostumukset heijastelevat A-tyyppiä eikä näiden välillä ole juurikaan koostumuksellisia eroavaisuuksia.

Granofyyristä tekstuuria esiintyy runsaasti syväreiän kivilajeissa. Tyypillinen piirre tekstuureille on, että ne esiintyvät kivilajikontakteissa ja niiden läheisyydessä (kuva 36). Poikkeuksena ovat diabaaseissa esiintyvät granofyyrit, joissa tekstuuria on lähes kauttaaltaan. TTG-kivissä esiintyvät granofyyrit sijoittuvat vain tiettyjen leukogranitoidien kontakteihin (kuvat 11A ja 13B). Näissä vähäinen yhteenkasvettuma heijastelee suurta lämpötilaeroa kiteytyneiden TTG-kivien ja leukogranitoidimagman välillä ja magman aiheuttama osittaissulaminen on ollut vähäistä. Kontakteissa, joihin ei ole kiteytynyt granofyyrejä, on niiden sijaan kiteytynyt suhteellisen nopeasti jäähtymissauma (kuva 13). Tässä tilanteessa magman ja sivukiven välinen lämpötilaero on todennäköisesti ollut vielä suurempi.

Diabaasijuonessa esiintyy välillä 534–658 m (kuva 5) runsaasti maasälpä-kvartsi porfyyrejä (kuva 14), jotka esiintyvät runsaampana lähempänä alakontaktia (658 m). Porfyyrit ovat tässä tutkimuksessa tulkittu granofyyreiksi. Karkearakeiset porfyyrit heijastelevat diabaasin suhteellisen hidasta kiteytymistä. Diabaasin ja syvemmillä

esiintyvän granitoidin kontakti on vaihtuva, joka viittaa siihen, että nuorempi diabaasi on osittain sulattanut vanhempaa granitoidia. Siten mafinen magma on mahdollisesti saanut alkalipitoisuuden lisäyksen ja mahdollistanut granofyyriporfyyrien kasvun diabaaseihin. Kvartsidioriittijuonen alakontaktissa esiintyy myös granofyyrejä. Alakontakti biotiittigraniittiin on terävä, jonka vuoksi granofyyrien kehittyminen ei todennäköisesti ole samankaltainen kuin diabaasijuonessa. Kvartsidioriitissa esiintyy kuitenkin felsisiä, mahdollisesti sivukiven kappaleita joiden läheisyydessä granofyyrit esiintyvät. Näin felsiset sivukiven kappaleet olisivat mahdollisesti sulaneet osittain ja aiheuttaneet granofyyrien kiteytymisen. Toinen mahdollisuus on, että emäksisen magman aiheuttamia lämpöpulsseja on ollut useita lyhyen aikavälin sisällä, jolloin kvartsidioriitin sisältämä plagioklaasi on lämmön vaikutuksesta sulanut osittain. Näin sekundääriset kvartsin ja kalimaasälvän yhteenkasvettumat näyttäisivät suotautuneet ulos omamuotoisista plagioklaaseista (kuva 20). Vaikka granofyyriset yhteenkasvettumat ovat yleisiä kvartsidioriitissa, on useiden plagioklaasikiteiden sisällä vain kvartsin sekundääristä kasvua.

Kuvassa 36 on esitetty yleistetty evoluutiomalli syväreiän kivilajien magmaattisesta kehityksestä. Kuoren ekstensio on mahdollistanut vaippaperäisten magmojen tunkeutumisen kuoreen heikkousvyöhykkeitä pitkin. Jos alakuori on koostunut basalttisesta materiaalista, olisivat emäksisen magman aiheuttamat osittaissulat olleet todennäköisesti TTG:n kaltaisia (Mikkola et al. 2012). Tämän vuoksi on todennäköisempää, että varhaisproterotsooiset granitoidit olisivat syntyneet korkeammalla (ylä)kuoressa hybridimagmasta, jossa on sekoittuneena TTG-kuoren osittaissulat sekä vaippaperäinen emäksinen magma. Paksut diabaasijuonet ovat iänmääritysten sekä kivilajikontaktien perusteella nuorimpia ja tunkeutuneet silleiksi kivilaji-heikkousvyöhykkeisiin, mahdollisesti läheltä kulkevasta pääjuonesta. On myös mahdollista, että diabaasit ovat fraktioituneita variantteja emäksisistä magmoista ja asettuneet kallioperän heikkousvyöhykkeisiin. Kivien tarkemman kiteytymissyvyyden arvioimiseksi olisi tehtävä lisätutkimuksia esim. paineindikaattoreiden löytämiseksi.



Kuva 36. Yleistetty evoluutiomalli kerrosintrusioiden- ja niihin liittyvien granitoidien magmaattisesta kehityksestä. Vihreällä ympäröity alue esittää mahdollista syväreiän kivilajiston kehitystä. Alempi kuva muokattu Haapalan (1989) sekä Rämön ja Haapalan (1996) rapakivigraniittien synty-ympäristön mallista.

A-tyypin magmoille on esitetty lukuisia erilaisia malleja lähteen suhteen, joissa kuitenkin pääpiirteensä on, että magmojen lähtöaines on osittaisulanut vanhemmissa geologisissa tapahtumissa (Collins et al. 1982, Whalen et al. 1987). Osa tekijöistä puoltaa vaippaperäisten magmojen intensiivistä fraktioitumista, etenkin jos alueella esiintyy peralkalisia syeniittisiä kiviä (mm. Collerson 1982, Turner et al. 1992, Foland & Allen 1991). Lähtömateriaaliksi on myös ehdotettu amfiboliittista tai granuliittista ainesta (mm. Collins et al. 1982, Harris & Marriner 1980) sekä vedettömissä olosuhteissa sulanutta tonaliittista ainesta (mm. Creaser et al. 1991, Skjerlie & Johnston 1993). Lisäksi A-tyypin felsisten magmojen lähteeksi on esitetty ferrodioriittista alakuorta (Frost & Frost 1997). Kuitenkin Fennoskandian kilvellä valtaosa varhaisproterotsooisista granitoidi-intruusioista esiintyy arkeisilla gneissikomplekseilla, jotka koostuvat tyyppillisesti TTG-kivistä, paragneisseistä, amfiboliiteista, sanukitoideista sekä leukograniiteista, jonka vuoksi niitä on esitetty A-tyypin magmojen lähteeksi (Lauri & Mänttari 2002, Lauri et al. 2006, Mikkola et al. 2010). Amfiboliitin osittaisulusta kiteytyy normaalisti tonaliitin kaltaisia, jonka vuoksi ne eivät todennäköisesti ole vaihtoehto A-tyypin graniittien lähteeksi (Rapp et al. 1991, Rushmer 1991), jolloin mahdollinen lähde voi olla tonaliitti (Skjerlie & Johnston 1993).

Tämän tutkimuksen varhaisproterotsooiset granitoidit ovat Ebyn (1992) diagrammin mukaan A₂-tyyppiä, joka heijastelee kuorellista lähdekomponenttia. Kivien geokemiallinen koostumus pääalkuaineiden suhteen on samankaltainen kuin muilla lähialueiden A-tyypin granitoideilla, vaikka CaO-, Fe₂O₃-, TiO₂- ja MgO-pitoisuudet ovat hieman korkeammat (liite 8). Nämä pitoisuudet ovat voineet olla korkeammat jo lähtöaineksessa, mikä näkyy biotiittigraniiteissa magnetiitin sekä ilmeniitin runsautena, mikä taas viittaa lähtöaineksen hapettuneisuuteen. REE-käyrä on selvästi laskevampi kuin muiden alueiden A-tyypin granitoidien ja pitoisuudet ovat matalammat. Jos lähtöaines on ollut TTG:n koostumuksellinen, on mahdollista, että osittaisulan määrä on ollut suurempi kuin muissa tapauksissa ja HREE:n rikastuminen suhteessa vähäisempää. Matalammat HREE-pitoisuudet voivat liittyä myös lähtöaineksen mineralogiaan; Biotiitti on vallitseva mafinen mineraali tämän tutkimuksen TTG-kivissä, eivätkä ne sisällä huomattavasti pyrokseeneja tai sarvivälkettä. Toinen selitys yleisesti korkeille REE-pitoisuuksille on vanhemman TTG-kuoren osittaisulien sekoittuminen mafisten-ultramafisten sulien kanssa sekä niiden fraktioituminen diabaaseista granitoideihin. Kuumat mafiset-ultramafiset magmat ovat todennäköisesti sulattaneet TTG-kuoren täysin, sillä biotiittigraniiteista ja granodioriiteista ei löytynyt iänmäärityksen yhteydessä

perittyjä arkeisia zirkoneita (Watson & Harrison 1983). Muiden alueiden rikastuneemmat REE:t voivat olla yhteydessä erilaisiin lähdekoostumuksiin ja mineralogioihin. Alkuainepitoisuudet itsessään eivät välttämättä riitä tulkitsemaan varhaisproterotsooisten kivien lähdeä.

7. Johtopäätökset

1. Koillismaan syväreiän ylimmät kivilajit välillä 17,00–534,00 m koostuvat arkeisista TTG-sarjan kivistä ja myloniiteista sekä vähäisestä määrästä leukokraattisia juonia. Zirkonien iänmääryksissä oli suurta hajontaa, mutta kiteytyminen on tapahtunut välillä 2,9–2,8 Ga.
2. Koillismaan syväreiän TTG-sarjan kivet koostuvat transitionaalisista TTG-kivistä ($K_2O/Na_2O > 0,5$) ja vain TTG-kivistä ($K_2O/Na_2O < 0,5$). Molempien tyyppien esiintyminen heijastelee arkeista happaman kuoren kierrätystä.
3. Leukogranitoidit joita löytyi Koillismaan syväreistä, muodostavat geokemiallisten piirteiden perusteella kaksi populaatiota, joista matalan REE:n leukogranitoidit seurailevat TTG-kivien REE-käyrää ja korkean REE:n varhaisproterotsooisten biotiittigraniittien ja granodioriittien REE-käyrää. Tämä viittaa myös siihen, että populaatiot ovat kiteytyneet eri aikana ja eri lähteestä.
4. Varhaisproterotsooiset kivet ovat syntyneet osana ~2,44 Ga magmatismia ja koostuvat biotiittigraniiteista, granodioriiteista, diabaaseista sekä kvartsidioriiteista.
5. Varhaisproterotsooiset biotiittigraniitit ja granodioriitit heijastelevat selvästi A-tyypin geokemiallista koostumusta, vaikka REE-pitoisuudet ovat matalammat kuin lähialueen muissa A-tyypin kivissä. Hivenainekoostumukseltaan ne ovat lähimpänä Sirniövaaran vulkaniitteja.
6. Granofyyriset tekstuurit esiintyvät intensiivisimpinä kivilajikontaktien läheisyydessä. Tämä on seurausta nuoremman ja ”kuumemman” magman tunkeutumisesta ja sekundääristen mineraalien kiteytymisestä.

Kiitokset

Haluan kiittää Geologian Tutkimuskeskusta tämän pro gradu -työn mahdollistamisesta sekä aineiston vaivattomasta toimittamisesta. Suurimmat kiitokset työn etenemisen kannalta osoitan Turun Yliopiston apulaisprofessori Esa Heilimolle, joka myös toimi tämän työ ohjaajana. Hänen ohjauksensa oli vaivatonta ja sitä sai aina kun vain oli tarvis. Seuraavat kiitokset osoitan toiselle työn ohjaajalle Perttu Mikkolalle aineistopakettien kokoamisesta ja kairasydänloggauksen ohjaamisesta sekä maastokartoituksen järjestämisestä. Kiitän myös Matti Kurhilaa U-Pb iänmääritysten tulkitsemisistä sekä toimittamisesta. Lisäksi kiitokset lähtevät Geologian tutkimuskeskuksen Kuopion toimipisteelle ohuthieiden valmistamisesta sekä kuvaamisesta ja Rovaniemen toimipisteen tutkimusavustajille kairasydänlaatikoiden kuvaamisesta.

Lähdeluettelo

- Alapieti, T.T. 1982. The Koillismaa layered igneous complex, Finland: its structure, mineralogy and geochemistry, with emphasis on the distribution of chromium. *Geol. Surv. Finland, Bull.* 319, 1–116.
- Alapieti, T.T. & Lahtinen, J.J. 2002. Platinum-Group Element Mineralization in the Layered Intrusions of Northern Finland and the Kola Peninsula, Russia. Teoksessa: Cabri, L.J. (Toim.). *Metallurgy and Petroleum*, 54, 507–546.
- Almeida, J.A.C., Dall'Agnol, R. & Leite, A.A.S. 2013. Geochemistry and zircon geochronology of the Archean granite suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane, Carajás Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 42, 103–126.
- Amelin, Yu.V., Heaman, L.M. & Semenov, V.S. 1995. U–Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting. *Precambrian Research* 75, 31–46.
- Barker, F. & Arth, J.G. 1976. Generation of trondhjemitic–tonalitic liquids and Archaean bimodal trondhjemite–basalt suites. *Geology* 4, 596–600.
- Bates, R.L. & Jackson, J.A. (Toim.) 1987. *Glossary of Geology*, Third Edition. American Geological Institute, Alexandria, Virginia, 788.

- Belousova, E.A., Griffin W.L. & O'Reilly S.Y. 2006. Zircon crystal morphology, trace element signatures and Hf isotope composition as a tool for petrogenetic modeling: examples from Eastern Australian granitoids. *J Petrol* 47, 329–353.
- Bingen, B., Andersson, J., Söderlund, U. & Möller, C. 2008. The Mesoproterozoic in the Nordic countries. *Episodes* 31, 29–34
- Bingen, B., Davis, W.J., Hamilton, M.A., Engvik, A.K., Stein, H.J., Skår, Ø. & Nordgulen, Ø. 2008a. Geochronology of high-grade metamorphism in the Sveconorwegian belt, S. Norway: U-Pb, Th-Pb and Re-Os data. *Norwegian J. Geol./Norsk Geologisk Forening* 88. 9–42
- Bingen, B. & Viola, G. 2018. The early-Sveconorwegian orogeny in southern Norway: Tectonic model involving delamination of the sub-continental lithospheric mantle. *Precambrian Res.* 313, 170–204.
- Boynton, W. V. 1985. Chapter 3. Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. *Teoksessa: Henderson, P. (Toim.) Rare Earth Element Geochemistry. Developments in Geochemistry 2, Elsevier, Amsterdam, 115–1522.*
- Champion, D.C. & Smithies, R.H. 2001. Archaean granites of the Yilgarn and Pilbara cratons, Western Australia. *Teoksessa: Cassidy, Dunphy, van Kranendonk (Toim.) 4th International Archean Symposium 2001, Extended Abstracts, AGSO — Geoscience Australia, Record 2001/37, sivut 134–136.*
- Champion, D.C. & Smithies, R.H. 2007. Geochemistry of Paleoproterozoic granites of the East Pilbara Terrane, Pilbara Craton, Western Australia; implications for early Archean crustal growth. *Earth's Oldest Rocks. Developments in Precambrian Geology 15. Elsevier, Amsterdam, sivut 369–409.*
- Collerson, K.D. 1982. Geochemistry and Rb–Sr geochronology of associated Proterozoic Peralkaline and subalkaline anorogenic granites from Labrador. *Contrib. Mineral. Petrol.* 81, 126–147.
- Collins, W.J., Beams, S.D., White, A.J.R. & Chappell, B.W. 1982. Nature and Origin of A-type granites with particular reference to Southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 80, 189–200.
- Collins, W.J. 2002. Hot orogens, tectonic switching, and creation of continental crust. *Geology* 30(6), 535–538.
- Creaser, R.A., Price, R.C. & Wormald, R.J. 1991. A-type granites revisited: assessment of a residual-source model. *Geology* 19, 163–166.
- Dall'Agnol, R. & de Oliveira, D.C. 2007. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: Implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos* 93, 215–233.

- Daly, J. S., Balagansky, V. V., Timmermann, M.J. & Whitehouse, M. J. 2006. The Lapland–Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere. *Teoksessa: Gee, D.G. & Stephenson, R.A. (Toim.) European Lithosphere Dynamics. Geological Society, London, Memoirs 32, 579–598.*
- Eby, G.N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology 20, 641–644.*
- Foland, K.A. & Allen, J.C. 1991. Magma sources for Mesozoic anorogenic granites of the White Mountain magma series, New England, USA. *Contrib. Mineral. Petrol. 109, 195–211.*
- Frost, B.R., Arculus, R.J., Barnes, C.G., Collins, W.J., Ellis, D.J. & Frost, C.D. 2001. A geochemical classification of granitic rock suites. *J. Petrol. 42, 2033–2048.*
- Frost, C.D. & Frost, B.R. 1997. Reduced rapakivi-type granites: the tholeiite connection. *Geology 25, 647–650.*
- Gaal, G. & Gorbatshev, R. 1987. An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield. *Precambrian Research 35, 15–52.*
- Haapala, I. 1989. Suomen rapakivigraniiteista. *Academia Scientiarum Fennica, Vuosikirja/Year Book 1988–1989, 135–140.*
- Halla, J., van Hunen, J., Heilimo, E. & Hölttä, P. 2009. Geochemical and numerical constraints on Neoproterozoic plate tectonics. *Precambrian Research 174, 155–162.*
- Hanski, E., Walker, R.J., Huhma, H. & Suominen, I. 2001. The Os and Nd isotopic systematics of the 2.44 Ga Akanvaara and Koitelainen mafic layered intrusions in northern Finland. *Precambrian Research 109, 73–102.*
- Harris, N.B.W. & Marriner, G.F. 1980. Geochemistry and petrogenesis of a peralkaline granite complex from the Midian Mountains, Saudi Arabia. *Lithos 13, 325–337.*
- Heilimo, E., Halla, J. & Hölttä, P., 2010. Discrimination and origin of the sanukitoid series: Geochemical constraints from the Neoproterozoic western Karelian Province (Finland). *Lithos 115, 27–39.*
- Heilimo, E., Halla, J. & Huhma, H., 2011. Single-grain zircon U-Pb age constraints for the eastern and western sanukitoid zones in the Finnish Part of the Karelian Province. *Lithos 121, 87–99.*
- Heilimo, E., Mikkola, P., Huhma, H. & Halla, J. 2017. Alkaline-rich quartz syenite intrusions of the Western Karelia subprovince. *Teoksessa: Halla, J., Whitehouse, M., Ahmad, T. & Bagai. Z (Toim.), Crust–*

Mantle Interactions and Granitoid Diversification: Insights from Archaean Cratons. (Geological Society Special Publication; Nro 449). Geological Society of London. 61–88.

Hermansson, T., Stephens, M. B., Corfu, F., Page, L. M. & Andersson, J. 2008. Migratory tectonic switching, western Svecofennian orogen, central Sweden: Constraints from U/Pb zircon and titanite geochronology. *Precambrian Research* 161, 250–278.

Hietanen, A. 1975. Generation of potassium-poor magmas in the northern Sierra Nevada and the Svecofennian of Finland. *Journal of Research, US Geological Survey* 3(6), 631–645.

Horneman, R. 1990. Arkeiset granitoidit Tipasjärven ympäristössä. Pohjois-Karjalan malmiprojekti. Raportti N:o 27, University of Oulu.

Huhma, H., Cliff, R.A., Perttunen, V. & Sakko, M. 1990. Sm–Nd and Pb isotopic study of mafic rocks associated with early Proterozoic continental rifting: the Peräpohja schist belt in northern Finland. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 104, 369–379.

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. & Whitehouse, M. 2012. The age of the Archaean greenstone belts in Finland. *Geological Survey of Finland, Special Paper* 54, 74–175, 69 figures, 1 table and 4 appendices.

Huppert, H.E. & Sparks, S.J. 1988. The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust. *Journal of Petrology* 29, 599–624.

Hölttä, P., Balagansky, V., Garde, A.A., Mertanen, S., Peltonen, P., Slabunov, A., Sorjonen-Ward, P. & Whitehouse, M. 2008. Archaean of Greenland and Fennoscandia. *Episodes* 31, 1–7.

Hölttä, P., Mänttari, I., Huhma, H., Kurhila, M., Ruotoistenmäki, T. & Kontinen, A. 2021. Growth of the Archaean sialic crust as revealed by zircon in the TTGs in eastern Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 93, 77–104.

Hölttä, P., Heilimo, E., Huhma, H., Kontinen, A., Mertanen, S., Mikkola, P., Paavola, J., Peltonen, P., Semprich, J., Slabunov, A. & Sorjonen-Ward, P. 2012. The Archaean of the Karelia Province in Finland. *Special Paper of the Geological Survey of Finland* 54, 21–73.

Iljina, M.J., Karinen, T. & Rdsdnen, J. 2001. The Koillismaa Layered Complex: general geology, structural development and related sulphide and platinum-group element mineralization. Teoksessa: A. Piestrzynski et al. (Toim.). *Mineral deposits at the beginning of the 21 s, century*. A.A. Balkema, Lisse, 649–652.

Iljina, M. 2003. Hanke 2106001. Pohjois-Suomen kerrosintrusioiden 1996–2002 Loppuraportti. *Geol Surv Finl, Report of project*, 24 s.

- Iljina, M. & Hanski, E. 2005. Layered mafic intrusions of the Tornio-Näränkäväära belt. 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, 101–138.
- Jahn, B.M., Glikson, A.Y., Peucat, J.J. & Hickman, A.H. 1981. REE geochemistry and isotopic data of Archaean silicic volcanics and granitoids from the Pilbara Block, western Australia: implications for the early crustal evolution. *Geochim. Cosmochim. Acta* 45, 1633–1652.
- Johannes, W. & Holtz, F. 1996. *Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks. Minerals and Rocks*. Springer-Verlag 22, 348 s.
- Jensen, L.S. 1976. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. *Ontario Dep. Min., Misc. Pap.* 66, 1–22.
- Järvinen, V., Halkoaho, T., Konnunaho, J., Heinonen, J.S. & Rämö, O.T. 2019. Parental magma, magmatic stratigraphy, and reef-type PGE enrichment of the 2.44-Ga mafic-ultramafic Näränkäväära layered intrusion, Northern Finland. *Mineralium deposita* 55 (8), 1535–1560.
- Karinen T. & Salmirinne, H. 2001. Koillismaahan kerrosintruusiokompleksin läntisen osan geologinen evoluutiomalli. *Julkaisematon raportti*, M 19/3543/2001/2, Geologian tutkimuskeskus.
- Korja, A., Lahtinen, R. & Nironen, M. 2006. The Svecofennian orogen: a collage of microcontinents and island arcs. *Geological Society, London, Memoirs* 32(1), 561–578.
- Korsman, K. & Koistinen, T. 1998. Suomen kallioperän yleispiirteet. Teoksessa Lehtinen, M., Nurmi, P. & Rämö, T. *Suomen kallioperä: 3000 vuosimiljoonaa*. Suomen geologinen seura, 94–103.
- 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.
- Käpyaho, A. 2007. Archaean crustal evolution in eastern Finland: new geochronological and geochemical constraints from the Kuhmo terrain and the Nurmes belt. PhD Thesis, Department of Geology, University of Helsinki. *Geological Survey of Finland* 20, 97 s. + 1 liites.
- Laajoki, K. 2005. Karelian supracrustal 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, 279–342.
- Lahtinen, J.J., Alapieti, T.T., Halkoaho, T.A.A., Huhtelin, T.A. & Iljina, M.J. 1989. PGE mineralization in the Tornio-Näränkäväära layered intrusion belt. Teoksessa: Alapieti, T.T. (Toim.), *5th International*

Platinum Symposium, August 4–11, 1989, Espoo, Finland. : Guide to the post-symposium field trip 29. Geological Survey of Finland, 43–58.

Lahtinen, R., Korja, A. & Nironen, M. 2005. Paleoproterozoic tectonic evolution. Teoksessa: Lehtinen, M., Nurmi, P. & Rämö, T. (Toim.), Precambrian Geology of Finland. Developments in Precambrian Geology, Elsevier, 14, 481–531.

Lahtinen, R., Huhma, H., Lahaye, Y., Kousa, J. & Luukas, J. 2015. Archean–Proterozoic collision boundary in central Fennoscandia: Revisited. *Precambrian Research* 261, 127–165.

Lauri, L.S. & Mänttari, I. 2002. The Kynsijärvi quartz alkali feldspar syenite, Koillismaa, eastern Finland - silicic magmatism associated with 2.44 Ga continental rifting. *Precambrian Research* 119, 121–140.

Lauri, L.S., Karinen, T. & Räsänen, J. 2003. The earliest Paleoproterozoic supracrustal rocks in Koillismaa, northern Finland - Their petrographic and geochemical characteristics and lithostratigraphy. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 75(1-2), 29–50.

Lauri, L.S., Rämö, O.T., Huhma, H., Mänttari, I. & Räsänen, J. 2005. Petrogenesis of silicic magmatism related to the ~ 2.44 Ga rifting of Archean crust in Koillismaa, eastern Finland. *Lithos* 86, 137–166.

Lauri, L.S., Rämö, O.T., Huhma, H., Mänttari, I. & Räsänen, J. 2006. Petrogenesis of silicic magmatism related to the ~ 2.44 Ga rifting of Archean crust in Koillismaa, eastern Finland. *Lithos* 86(1), 137–166.

Lauri, L.S., Mikkola, P. & Karinen, T. 2012. Early Paleoproterozoic felsic and mafic magmatism in the Karelian province of the Fennoscandian shield. *Lithos* 151, 74–82.

Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lameyre, J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sørensen, H. & Woolley, A. R. 2002. *Igneous rocks. A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*, Cambridge University Press 2.

Loiselle, M.C. & Wones, D.R. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geological Society of America Abstracts with Programs* 11, 468 s.

Ludwig, K.R. 2012. *User's Manual for Isoplot Version 3.75e4.15: a Geochronological Toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley Geochronological Center Special Publication, 5.

Lukkarinen, H. 2008. Siilinjärven ja Kuopion kartta-alueiden kallioperä Summary: Pre-Quaternary Rocks of the Siilinjärvi and Kuopio Map-Sheet areas. *Geological Map of Finland 1:100 000, Explanation to the Maps of Pre-Quaternary Rocks, Sheets 3331, 3242*. Espoo: Geologian tutkimuskeskus. 228 s. + 2 app. maps. (Electronic publication)

- Luukkonen, E.J. 1988. Moisiovaaran ja Ala-Vuokin kartta-alueen kallioperä. Suomen geologinen kartta – 1:100 000: Kallioperäkarttojen selitykset, lehdet 4421 ja 4423 + 4441. Geologian tutkimuskeskus.
- Luukkonen, E.J. & Sorjonen-Ward, P. 1998. Arkeinen kallioperä-ikkuna 3 miljardin vuoden taakse. Teoksessa: Lehtinen, M., Nurmi, P. & Rämö, O.T. Suomen kallioperä: 3000 vuosimiljoonaa. Suomen geologinen seura, 106–139.
- López, S., Castro, A. & Garcia-Casco, A. 2005. Production of granodiorite melt by interaction between hydrous mafic magma and tonalitic crust; experimental constraints and implications for the generation of Archaean TTG complexes. *Lithos* 79(1–2), 229–250.
- Martin, H., Chauvel, C. & Jahn, B.M. 1983. Major and trace element geochemistry and crustal evolution of granodioritic Archaean rocks from eastern Finland. *Precambrian Research* 21, 159–180.
- Martin, H. 1986. Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. *Geology (Boulder)* 14(9), s. 753–756.
- Martin, H. 1994. The Archean grey gneisses and the genesis of the continental crust. Teoksessa: Condie, K.C. (Toim.), *The Archean Crustal Evolution, Developments in Precambrian Geology*. Elsevier, Amsterdam, 205–259.
- Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R., Moyen, J.-F. & Champion, D. 2005. An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid; relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos* 79, 1–24.
- Melezhik, V.A. & Hanski, E.J. 2013. The early palaeoproterozoic of fennoscandia: Geological and tectonic settings. *Frontiers in Earth Sciences* 6, s. 33-38
- Mertanen, S. & Pesonen, L.J. 2005. Drift history of the shield. *Developments in Precambrian Geology* 14, 645–668.
- Mikkola, P., Kontinen, A., Huhma, H. & Lahaye, Y. 2010. Three Paleoproterozoic A-type granite intrusions and associated dykes from Kainuu, East Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 82(2), 81–100.
- Mikkola, P., Huhma, H., Heilimo, E. & Whitehouse, M. 2011. Archean crustal evolution of the Suomussalmi district as part of the Kianta Complex, Karelia: Constraints from geochemistry and isotopes of granitoids. *Lithos*, 2011–07, Vol.125 (1-2), 287–307.
- Mikkola, P., Lauri, L.S. & Käpyaho, A. 2012. Neorchean leucogranitoids of the Kianta Complex, Karelian Province, Finland: source characteristics and processes responsible for the observed heterogeneity. *Precambrian Research* 206–207, 72–86.

- Mikkola, P., Heilimo, E., Paavola, J., Halkoaho, T., Äikäs, O. & Huhma, H. 2013. Lentuan kompleksin eteläosan kallioperä. *Geologian tutkimuskeskus, Tutkimusraportti 202*, 96 s.
- Mikkola, P., Heilimo, E. & Huhma, H. 2014. Relationships between sanukitoids and crust-derived melts and their implications for the diversity of Neoarchean granitoids: A case study from Surmansuo and nearby areas, Eastern Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 86(1), 23–40.
- Moyen, J.-F., Martin, H., Jayananda, M. & Auvray, B. 2003. Late Archean granites: a typology based on the Dharwar Craton (India). *Precambrian Research* 127, 103–123.
- Moyen, J.-F. 2011. The composite Archean grey gneisses: petrological significance, and evidence for a non-unique tectonic setting for Archean crustal growth. *Lithos* 123, 21–36.
- Mutanen, T. & Huhma, H. 2003. The 3.5 Ga Siurua trondhjemite gneiss in the Archean Pudasjärvi Granulite Belt, northern Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 75, 1–68.
- Mänttari, I. & Hölttä, P. 2002. U-Pb dating of zircons and monazites from Archean granulites in Varpaisjärvi, central Finland: evidence for multiple metamorphism and Neoarchean terrane accretion. *Precambrian Research* 118, 101–131.
- Müller, W., M. Shelley, Miller, P. & Broude, S. 2009. "Initial performance metrics of a new custom-designed ArF excimer LA-ICPMS system coupled to a two-volume laser-ablation cell." *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 24, 209–214.
- Müller, A., Romer, R.L. & Pedersen, R.B. 2017. The sveconorwegian pegmatite province -thousands of pegmatites without parental granites. *Canadian mineralogist*, 283–315.
- Nironen, M. 1997. The Svecofennian Orogen: a tectonic model. *Precambrian research* 86 (1), 21–44.
- Nironen, M. 2017. Bedrock of Finland at the scale 1:1 000 000 – Major stratigraphic units, metamorphism and tectonic evolution. *Geological Survey of Finland, Special paper 60*, 9–69.
- Paavola, J. 1999. Rautavaaran kartta-alueen kallioperä. Summary: Pre-Quaternary Rocks of the Rautavaara Map-Sheet area. *Geological Map of Finland 1:100 000, Explanation to the Maps of Pre-Quaternary Rocks, Sheet 3343*. Geological Survey of Finland. 53 s.
- Papunen, H., Halkoaho, T. & Luukkonen, E. 2009. Archean evolution of the Tipasjärvi-Kuhmo-Suomussalmi greenstone complex, Finland. *Geol Surv Finl, Bull 403*, Espoo:68
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. & Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25, 956–983.

Pearce, J.A., Bender, J.F., DeLong, S.E., Kidd, W.S.F., Low, P.J., Güner, Y., Şaroğlu, F., Yılmaz, Y., Moorbath, S. & Mitchell, J.G. 1990. Genesis of collision volcanism in eastern Anatolia, Turkey. *J Volcanol Geotherm Res* 44, 189–229.

Piirainen, F., Hugg, R., Isohanni, M. & Juopperi, A. 1974. On the geotectonics and ore forming processes in the basic intrusive belts of Kemi-Suhanko, and Syöte-Näränkäväära, northern Finland. *Bull. Geol. Soc. Finland* 46, 93–104.

Rapp, R.P., Watson, E.B. & Miller, C.F. 1991. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites. *Precambrian Research* 51, 1–25.

Rushmer, T. 1991. Partial melting of two amphibolites: contrasting experimental results under fluid absent conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 107, 41–59.

Rämö, O.T. & Haapala, I. 1996. Rapakivi Granite Magmatism: A Global Review with Emphasis on Petrogenesis. Sivut 177 - 200 teoksessa: Demaiffe, D (Toim.) *Petrology and geochemistry of magmatic suites of rocks in the continental and oceanic crusts. A volume dedicated to Professor Jean Michot. Université Libre de Bruxelles-les, Royal Museum for Central Africa.*

Rämö, O. T. & Haapala, I. 2005. Rapakivi granites. 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, 533–562.*

Saalmann, K., Mänttari, I., Ruffet, G. & Whitehouse, M. J. 2009. Age and tectonic framework of structurally controlled Palaeoproterozoic gold mineralisation in the Häme Belt of southern Finland. *Precambrian Research* 174(1-2), 53–77.

Salmirinne, H. & Iljina, M. 2003. Koillismaahan kerrosintruusiokompleksin tulokanavamuodostuman painovoimatulkinta ja alueen malmimahdollisuudet (osa 1). *Geologian tutkimuskeskus, arkistoraportti Q 21/2003/1. 23 s., 12 liitettä.*

Sawyer, E.W. 1998. Formation and evolution of granite magmas during crustal reworking: the significance of diatexites. *Journal of petrology* 39(6), 1147–1167.

Shand, S.J. 1943. *Eruptive Rocks. Their Genesis Composition. Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite.* John Wiley & Sons, New York.

Silvennoinen, A. 1998. Pohjois-Suomen liuskealueet, kerrosintruusiot ja granuliittialue. Teoksessa: Lehtinen, M., Nurmi, P. & Rämö, O.T. (Toim.). *Suomen kallioperä: 3000 vuosimiljoonaa. Suomen geologinen seura, 142–163.*

- Skjerlie, K.P. & Johnston, A.D. 1993. Fluid-absent melting behavior of an F-rich tonalitic Gneiss at mid-crustal pressures: implications for the generation of anorogenic granites. *J. Petrol.* 34 (4), 785–815.
- Slagstad, T., Marker, M., Roberts, N.M.W., Saalman, K., Kirkland, C.L., Kulakov, E., Ganerød, M., Røhr, T.S., Møkkelgjerd, S.H.H., Granseth, A. & Sørensen, B.E. 2020. The Sveconorwegian orogeny – Reamalgamation of the fragmented southwestern margin of Fennoscandia. *Precambrian Res.* 350, 105877.
- Stephens, M. B. & Andersson, J. 2015. Migmatization related to mafic underplating and intra- or backarc spreading above a subduction boundary in a 2.0–1.8 Ga accretionary orogen, Sweden. *Precambrian Research*, 264, 235–257.
- Sun, S.S. & McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society Special Publications* 42, 313–345.
- Turner, S.P., Foden, J.D. & Morrison, R.S. 1992. Derivation of some A-type magmas by fractionation of basaltic magma: an example from the Padthaway Ridge, South Australia. *Lithos* 28, 151–179.
- Van Achterbergh, E., Ryan C., Jackson, S. & Griffin W. 2001. Data reduction software for LA-ICP-MS, in: *Laser-Ablation ICPMS in the Earth Sciences – Principles and applications*, Mineralogical Association of Canada short course series, 29, St John, Newfoundland, Sylvester P. Ed. 239–243.
- Vander Auwera, J., Bolle, O., Bingen, B., Liégeois, J.-P., Bogaerts, M., Duchesne, J.C., De Waele, B. & Longhi, J. 2011. Sveconorwegian massif-type anorthosites and related granitoids result from post-collisional melting of a continental arc root. *Earth-science reviews* 107(3), 375–397.
- Janoušek, V., Farrow, C.M. & Erban, V. 2006. Interpretation of Whole-rock Geochemical Data in Igneous Geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit), *Journal of Petrology* 47(6), s. 1255–1259.
- Vuollo, J. & Huhma, H. 2005. Paleoproterozoic mafic dikes in NE Finland. *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, 195–236.
- Wasström, A. 2005. Petrology of a 1.95 Ga granite-granodiorite-tonalitetrondhjemite complex and associated extrusive rocks in the Knaften area, northern Sweden. *GFF* 127, 67–82.
- Watson, E.B. & Harrison, T.M. 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters* 64. 295–304.
- Watkins, J.M., Clemens, J.D. & Treloar, P.J. 2007. Archaean TTGs as sources of younger granitic magmas; melting of sodic metatonalites at 0.6–1.2 GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 154(1), 91–110.

Weihed, P., Arndt, N., Billström, K., Duchesne, J. C., Eilu, P., Martinsson, O., Papunen, H. & Lahtinen, R. 2005. Precambrian geodynamics and ore formation: The Fennoscandian Shield. *Ore Geology Reviews* 27(1-4), 273–322.

Whalen, J.B., Currie, K.L. & Chappell, B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95, 407–419.

White, A.J.R. & Chappell, B.W. 1983. Granioid types and their distributions in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. Teoksessa: Roddick, J.A. (Toim.), *Circum-Pacific Plutons Terraines*. Geological Society of America, *Memoirs* 159, 21–34.

Windley, B.F. 1995. *The Evolving Continents*, third ed. Wiley, Chichester, England. 526 s.

Liitteet

Liite 1. Geokemian kokokivianalyysit TTG-ryhmästä ($K_2O/Na_2O < 0,5$). Oksidit XRF26-menetelmällä, hehkutushäviö (LOI 100) GRA05x ja hivenalkuaineet MS81-menetelmällä.

ID	6	10	11	13	18	27	28
Näytesyvyys (m)	118.60-119.00	202.65-202.90	211.30-211.65	282.50-283.00	360.40-361.00	522.20-522.55	532.55-533.00
Al ₂ O ₃	15.64	15.14	14.77	15.07	15.12	15.75	15.31
BaO	0.08	0.08	0.10	0.07	0.12	0.09	0.08
CaO	2.89	2.69	2.16	2.86	2.11	3.22	2.95
Cr ₂ O ₃	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Fe ₂ O ₃	2.72	2.78	2.54	2.58	2.33	3.23	2.90
K ₂ O	2.01	2.01	2.09	1.46	2.37	1.78	2.18
MgO	1.04	1.04	0.98	0.85	0.89	1.36	1.09
MnO	0.04	0.04	0.04	0.03	0.02	0.05	0.04
Na ₂ O	4.55	4.55	4.91	5.58	4.78	4.62	4.48
P ₂ O ₅	0.11	0.11	0.10	0.10	0.09	0.09	0.08
SO ₃	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	0.28	<0.01
SiO ₂	69.65	69.57	69.86	69.42	70.10	68.16	68.91
SrO	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.05	0.04
TiO ₂	0.36	0.37	0.32	0.34	0.32	0.38	0.34
Total	100.10	99.57	99.71	99.83	99.47	99.88	99.30
LOI 1000	0.92	1.10	1.76	1.39	1.13	0.76	0.86
Ba	576	658	823	525	925	639	541
Ce	33.9	40.5	42.1	26.6	50.2	23.2	19.4
Cr	30	30	20	20	20	30	20
Cs	0.63	0.71	0.40	0.28	0.22	0.61	1.50
Dy	1.16	0.94	0.78	0.66	0.53	1.20	0.83
Er	0.53	0.45	0.35	0.33	0.23	0.55	0.37
Eu	0.65	0.66	0.64	0.59	0.60	0.64	0.54
Ga	18.7	20.5	17.5	18.0	18.2	18.9	17.8
Gd	1.78	1.61	1.39	1.11	1.18	1.63	1.15
Hf	3.5	4.0	3.4	3.2	2.7	2.9	2.7
Ho	0.19	0.16	0.11	0.11	0.09	0.23	0.15
La	33.9	25.3	27.4	21.4	31.3	11.7	11.2
Lu	0.07	0.06	0.04	0.04	0.03	0.08	0.05
Nb	3.5	3.6	2.5	3.3	3.0	3.1	3.1
Nd	17.2	15.8	15.2	11.3	16.2	11.5	8.5
Pr	5.18	4.47	4.52	3.34	5.08	2.72	2.13
Rb	58.9	58.0	40.7	35.1	45.6	45.8	67.0
Sm	2.28	2.12	1.89	1.41	1.79	2.15	1.52
Sn	1	1	1	1	1	1	1
Sr	370	357	244	292	308	418	329
Ta	0.2	0.2	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1
Tb	0.21	0.19	0.15	0.11	0.13	0.22	0.16
Th	4.30	3.97	3.57	3.22	8.56	0.89	0.63
Tm	0.08	0.05	0.03	0.04	0.03	0.08	0.06
U	0.45	0.62	0.44	0.49	0.35	0.34	0.48
V	39	39	41	38	31	52	41
W	1	1	1	1	<1	1	1
Y	5.8	4.8	3.6	3.2	2.6	5.9	3.9
Yb	0.45	0.38	0.24	0.25	0.17	0.46	0.30
Zr	124	142	120	111	96	98	90
Co	6.3	6.9	6.2	5.3	5.8	7.3	6.3
Cu	<5	<5	<5	5	17	27	13
Ni	9	8	8	6	6	11	7

Liite 2. Geokemian kokokivianalyysit transitionaalisesta TTG-ryhmästä (K₂O/Na₂O>0,5). Oksidit XRF26-menetelmällä, hehkutushäviö (LOI 100) GRA05x ja hivenalkuaineet MS81-menetelmällä.

ID	1	2	4	5	7	9	12	15	17	19	20	21	24
Näytesyvyys (m)	34.70-35.00	38.60-39.00	70.10-70.50	95.10-95.45	136.00-136.35	163.45-163.85	222.60-222.95	312.50-313.00	335.70-336.00	402.15-402.45	417.25-417.75	426.30-426.75	499.85-500.20
A203	15.08	14.99	14.99	14.65	15.52	14.67	14.51	14.38	15.14	14.22	14.91	14.63	13.85
BaO	0.11	0.11	0.11	0.12	0.10	0.11	0.18	0.09	0.11	0.18	0.10	0.15	0.19
CaO	2.64	2.59	2.71	2.12	3.24	2.32	1.71	2.57	2.59	1.48	2.85	1.78	1.66
Cr2O3	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.02	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Fe2O3	2.48	2.48	2.33	2.21	3.09	2.88	1.52	2.35	2.51	2.01	2.54	2.16	1.80
K2O	2.24	2.47	2.66	2.88	2.61	2.88	3.87	2.25	2.41	4.75	2.40	3.66	4.40
MgO	0.91	0.85	0.90	0.80	1.34	0.82	0.55	0.81	0.85	0.49	0.89	0.99	0.42
MnO	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.04	0.04
Na2O	4.35	4.37	4.07	4.32	4.74	4.22	3.95	4.28	4.50	3.76	4.42	4.13	3.49
P2O5	0.09	0.09	0.09	0.08	0.12	0.09	0.09	0.08	0.09	0.07	0.09	0.10	0.06
SO3	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.02	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
SiO2	70.77	70.73	70.53	71.11	65.79	70.30	71.98	71.06	69.59	71.87	70.48	69.85	72.72
SiO2	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.04	0.03	0.04	0.02	0.04
TiO2	0.33	0.31	0.35	0.28	0.4	0.29	0.2	0.3	0.31	0.22	0.33	0.3	0.19
Total	100.15	99.70	99.53	99.95	99.34	99.3	99.82	99.21	99.24	100.05	100.15	99.34	99.71
LOI 1000	1.01	0.58	0.78	1.48	2.21	1.16	1.17	0.92	1.02	0.92	1.02	1.48	0.83
Ba	912	911	872	991	843	887	1525	787	932	1375	890	1110	1520
Ce	52.5	42.7	96.9	39.1	40.3	60.0	30.7	37.5	44.9	106.5	50.3	241.0	83.1
Cr	30	30	30	30	20	20	20	30	30	20	50	20	10
Cs	0.63	0.62	0.62	0.54	1.76	0.55	0.29	0.59	0.31	0.39	0.74	1.11	0.56
Dy	0.84	0.62	0.57	0.85	1.63	0.92	0.37	0.55	0.98	1.78	1.03	0.99	0.70
Er	0.29	0.38	0.25	0.38	0.73	0.39	0.17	0.27	0.49	0.95	0.47	0.39	0.29
Eu	0.71	0.57	0.60	0.60	0.83	0.57	0.63	0.53	0.60	0.79	0.62	0.75	0.64
Ga	23.0	18.1	17.9	16.0	19.6	18.0	16.3	17.5	18.2	17.0	19.7	15.9	15.6
Gd	1.53	1.13	1.34	1.43	2.75	1.53	0.82	0.90	1.63	2.81	1.65	2.49	1.51
Hf	3.9	3.1	3.7	3.2	4.5	3.2	3.8	2.5	3.3	6.1	3.7	3.4	2.9
Ho	0.09	0.10	0.09	0.15	0.27	0.15	0.06	0.08	0.15	0.33	0.18	0.18	0.12
La	30.3	27.5	57.1	25.4	48.3	33.6	21.9	24.6	28.8	87.8	33.7	49.9	40.3
Lu	0.04	0.04	0.03	0.05	0.08	0.04	0.02	0.03	0.05	0.15	0.05	0.05	0.04
Nb	38.1	2.7	3.1	2.7	5.0	3.1	1.5	2.4	2.6	3.8	4.0	4.2	2.0
Nd	17.4	13.6	29.0	15.0	24.2	19.0	10.4	12.0	16.4	42.4	17.6	40.6	25.1
Pr	5.28	4.22	9.50	4.29	7.37	5.65	3.18	3.67	4.70	14.6	5.31	10.45	7.46
Rb	61.5	64.6	71.7	56.9	83.6	72.4	71.4	58.3	48.4	74.6	75.9	83.8	94.4
Sm	2.02	1.58	2.72	2.09	3.69	2.26	1.38	1.35	2.21	4.71	2.31	5.20	2.91
Sr	10	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Ta	376	336	327	224	215	291	237	322	372	267	395	182	291
Ta	1.6	0.3	0.2	0.2	0.3	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.3	0.3	0.1
Tb	0.16	0.11	0.13	0.19	0.30	0.16	0.07	0.10	0.19	0.32	0.20	0.26	0.15
Th	4.67	4.19	8.53	5.54	4.81	4.85	4.09	2.95	3.46	14.5	6.08	14.8	22.7
Tm	0.06	0.02	0.04	0.04	0.09	0.04	0.02	0.05	0.07	0.13	0.07	0.07	0.05
U	0.69	0.31	0.33	0.42	1.29	0.56	0.69	0.42	0.40	1.16	0.59	1.01	0.63
V	38	32	30	27	55	32	24	35	34	20	38	29	24
W	2	1	<1	1	1	1	1	1	1	1	1	2	2
Y	4.3	2.9	2.5	4.2	8.2	4.3	1.9	2.6	4.5	8.9	5.1	4.6	3.2
Yb	0.30	0.22	0.18	0.26	0.52	0.29	0.15	0.20	0.32	0.95	0.37	0.30	0.25
Zr	164	115	133	108	152	110	135	89	116	203	126	119	109
Co	6.3	5.9	5.2	4.9	7.7	5.3	3.8	5.6	5.1	2.6	5.6	4.2	2.2
Cu	<5	<5	<5	5	10	<5	<5	<5	5	6	<5	9	<5
Ni	<5	8	6	6	9	6	6	8	7	<5	10	11	7

Liite 3. Geokemian kokokivianalyysit matalan REE:n leukogranitoideista. Oksidit XRF26-menetelmällä, hehikutushäviö (LOI 100) GRA05x ja hivenalkuaineet MS81-menetelmällä.

ID	3	8	16	22
Näytesyvyys (m)	51.10-51.55	162.00-162.35	327.75-328.10	432.15-432.75
Al ₂ O ₃	13.26	13.18	12.66	13.38
BaO	0.15	0.08	0.10	0.05
CaO	0.86	2.69	0.74	1.04
Cr ₂ O ₃	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Fe ₂ O ₃	0.97	1.67	0.94	0.89
K ₂ O	4.83	5.31	4.36	5.31
MgO	0.11	0.08	0.20	0.09
MnO	0.02	0.03	0.01	0.01
Na ₂ O	3.65	2.75	4.15	3.47
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.04	<0.01
SO ₃	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
SiO ₂	74.93	73.08	75.40	74.58
SrO	0.02	0.03	0.01	0.02
TiO ₂	0.07	0.05	0.16	0.05
Total	99.04	99.69	99.12	99.49
LOI 1000	0.14	0.70	0.32	0.57
Ba	1260	579	924	343
Ce	22.5	32.9	56.6	19.6
Cr	30	20	30	10
Cs	0.25	0.20	0.10	0.30
Dy	0.45	1.10	1.48	0.29
Er	0.26	0.78	0.86	0.17
Eu	0.43	0.65	0.50	0.41
Ga	14.6	19.6	13.1	15.9
Gd	1.02	1.37	2.05	0.54
Hf	2.8	2.0	4.7	1.7
Ho	0.08	0.22	0.27	0.07
La	17.2	33.0	34.8	13.6
Lu	0.06	0.17	0.14	0.04
Nb	1.5	2.9	5.2	1.5
Nd	9.5	14.9	21.6	6.9
Pr	2.93	4.69	6.38	2.19
Rb	85.2	79.6	69.7	101.5
Sm	1.43	2.00	2.85	0.89
Sn	1	1	1	<1
Sr	184.5	285.0	129.5	106.5
Ta	0.1	0.4	0.4	0.1
Tb	0.09	0.19	0.25	0.07
Th	6.22	4.77	11.15	6.16
Tm	0.04	0.12	0.13	0.03
U	0.88	4.15	1.36	0.84
V	5	9	10	6
W	1	1	1	<1
Y	2.6	7.2	8.4	1.6
Yb	0.30	0.93	0.85	0.16
Zr	84	55	147	34
Co	1.0	0.9	9.7	<0.5
Cu	<5	6	<5	<5
Ni	5	<5	5	<5

Liite 4. Geokemian kokokivianalyysit korkean REE:n leukogranitoideista. Oksidit XRF26-menetelmällä, hehkutushäviö (LOI 100) GRA05x ja hivenalkuaineet MS81-menetelmällä.

ID	23	26	34	35	70
Näytesyvyys (m)	459.90-460.25	518.40-518.80	608.50-609.00	615.20-615.50	1 426.70-1 427.20
Al ₂ O ₃	12.02	12.32	12.14	12.50	12.07
BaO	0.02	0.04	0.06	0.10	0.03
CaO	0.38	0.91	0.62	1.44	0.71
Cr ₂ O ₃	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Fe ₂ O ₃	1.52	0.88	1.64	2.41	1.10
K ₂ O	5.22	4.50	5.45	4.00	4.78
MgO	0.08	0.07	0.15	0.48	0.14
MnO	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02
Na ₂ O	3.42	3.75	3.22	3.72	3.50
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.01	0.06	0.01
SO ₃	<0.01	<0.01	0.02	<0.01	0.03
SiO ₂	76.02	76.31	75.77	73.58	75.79
SrO	<0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
TiO ₂	0.12	0.05	0.14	0.36	0.10
Total	99.18	99.57	99.86	99.13	98.68
LOI 1000	0.30	0.66	0.51	0.36	0.35
Ba	136	173	394	732	130
Ce	109	55	101	52	73
Cr	20	20	20	20	10
Cs	2.88	0.72	1.41	1.09	3.73
Dy	3.42	3.01	3.31	2.06	2.74
Er	2.05	1.89	2.32	1.17	1.68
Eu	0.18	0.12	0.35	0.42	0.15
Ga	17.7	17.7	16.7	15.4	15.8
Gd	4.21	2.55	3.68	2.53	2.80
Hf	9.5	6.2	16.2	6.8	4.4
Ho	0.71	0.64	0.75	0.42	0.51
La	55.4	31.6	54.3	25.7	36.1
Lu	0.31	0.31	0.39	0.15	0.25
Nb	8.6	8.3	6.6	6.6	8.8
Nd	39.0	17.3	34.4	20.8	25.9
Pr	11.35	5.23	10.15	5.52	7.46
Rb	240	157	143	95	239
Sm	6.22	2.88	4.96	3.38	4.19
Sn	3	2	2	2	3
Sr	19.4	65.1	44.7	116.0	33.3
Ta	0.7	1.5	0.6	0.3	0.8
Tb	0.56	0.45	0.55	0.37	0.42
Th	24.10	32.70	19.25	6.94	26.10
Tm	0.33	0.34	0.38	0.18	0.23
U	2.86	6.28	3.69	1.38	4.82
V	6	6	8	29	<5
W	4	2	2	2	<1
Y	19.9	19.8	20.6	11.1	16.5
Yb	1.94	2.10	2.49	1.08	1.81
Zr	321	119	698	273	106
Co	0.9	0.7	1.9	4.0	0.9
Cu	<5	<5	27	6	<5
Ni	6	5	5	8	10

Liite 6. Geokemian kokokivianalyysit kvartsidioriittijuonesta. Oksidit XRF26-menetelmällä, hehkutushäviö (LOI 100) GRA05x ja hivenalkuaineet MS81-menetelmällä.

ID	61	62	63	64
Näytesyvyys (m)	1 183.25-1 183.80	1 222.00-1 222.55	1 264.90-1 265.55	1 287.35-1 288.00
Al ₂ O ₃	13.58	13.69	13.88	14.05
BaO	0.11	0.09	0.09	0.05
CaO	3.00	3.22	4.25	5.61
Cr ₂ O ₃	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Fe ₂ O ₃	6.21	7.34	8.56	10.40
K ₂ O	3.29	2.43	2.83	1.36
MgO	0.99	1.31	1.66	2.75
MnO	0.07	0.10	0.11	0.13
Na ₂ O	3.73	3.91	3.68	3.62
P ₂ O ₅	0.21	0.26	0.31	0.13
SO ₃	0.06	0.06	0.12	0.24
SiO ₂	66.85	65.45	62.43	58.28
SrO	0.03	0.03	0.04	0.04
TiO ₂	0.75	0.85	0.97	1.01
Total	99.5	100.0	99.5	99.4
LOI 1000	0.55	1.18	0.46	1.56
Ba	869	755	791	399
Ce	71.5	69.0	61.6	48.7
Cr	20	20	20	30
Cs	1.25	0.52	1.45	0.68
Dy	3.61	3.74	3.56	3.21
Er	2.04	2.09	1.95	1.77
Eu	1.13	1.14	1.18	1.00
Ga	18.4	18.3	19.2	20.2
Gd	4.29	4.39	4.04	3.65
Hf	6.0	5.9	4.5	4.1
Ho	0.68	0.68	0.67	0.61
La	35.6	33.7	30.0	24.0
Lu	0.23	0.26	0.24	0.24
Nb	8.1	8.1	6.4	6.1
Nd	31.5	30.6	28.0	22.0
Pr	7.88	7.64	6.91	5.42
Rb	96.6	47.3	86.1	42.6
Sm	5.13	5.14	4.90	3.86
Sn	2	2	1	2
Sr	225	223	276	286
Ta	0.4	0.4	0.3	0.3
Tb	0.57	0.61	0.54	0.48
Th	8.39	8.97	7.39	6.72
Tm	0.26	0.28	0.25	0.22
U	1.86	2.13	1.88	1.65
V	58	64	119	301
W	<1	<1	<1	<1
Y	18.7	19.2	18.0	16.3
Yb	1.95	1.97	1.74	1.68
Zr	245	242	172	151
Co	11.6	14.6	21.0	35.1
Cu	11	10	14	28
Ni	6	5	7	29

Liite 7. Geokemian kokokivianalysit diabaaseista. Oksidit XRF26-menetelmällä,
 hehkutushäviö (LOI 100) GRA05x ja hivenalkuaineet MS81-menetelmällä.

ID	29	30	31	32	33	36	37	38	39	66
Näytesyvyys (m)	534.85-535.25	544.05-544.50	557.45-557.85	581.80-582.25	606.10-606.50	631.65-631.95	646.00-646.45	653.35-653.75	658.20-658.60	1 346.40-1 346.85
Al2O3	14.70	14.59	15.06	13.34	14.95	14.62	13.54	13.39	13.44	15.35
BaO	0.07	0.07	0.07	0.08	0.07	0.08	0.09	0.09	0.09	0.06
CaO	6.86	7.11	8.06	6.39	7.52	6.66	4.18	3.95	3.07	8.60
Cr2O3	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Fe2O3	7.88	9.26	9.32	11.76	9.18	9.50	8.53	8.37	6.69	8.31
K2O	1.76	1.75	1.48	1.96	1.45	1.88	2.14	2.28	2.47	1.37
MgO	4.28	5.16	4.95	3.48	4.32	3.56	1.88	1.80	1.50	5.28
MnO	0.12	0.16	0.14	0.14	0.14	0.14	0.11	0.12	0.09	0.13
Na2O	3.23	3.47	3.20	3.07	3.29	3.33	3.79	3.58	3.90	3.10
P2O5	0.10	0.12	0.12	0.18	0.12	0.12	0.20	0.20	0.25	0.09
SO3	<0.01	<0.01	0.15	0.32	0.19	0.18	0.23	0.14	0.08	0.19
SiO2	59.13	55.69	55.96	56.86	57.24	57.96	63.34	63.47	65.95	55.57
SrO	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.03	0.02	0.02	0.04
TiO2	0.60	0.70	0.72	1.20	0.71	0.71	0.89	0.93	0.86	0.53
Total	100.15	99.98	100.30	99.98	100.50	100.05	100.30	99.62	100.25	99.29
LOI 1000	1.25	1.77	0.91	1.02	1.16	1.13	1.23	1.21	1.74	0.57
Ba	489	554	485	614	529	598	758	767	695	409
Ce	32.8	41.1	38.0	56.7	42.4	46.0	67.8	79.3	67.9	30.2
Cr	40	50	50	10	20	10	20	10	10	50
Cs	1.37	0.55	1.02	1.30	0.92	1.03	0.79	0.54	0.39	0.91
Dy	2.16	2.90	2.81	3.62	2.86	3.24	3.93	3.90	3.98	2.24
Er	1.14	1.63	1.65	2.10	1.72	1.78	2.28	2.29	2.20	1.35
Eu	0.74	0.98	0.93	1.17	0.95	0.98	1.23	1.26	1.23	0.79
Ga	17.3	17.4	17.0	19.8	19.0	18.2	21.6	20.3	20.5	16.8
Gd	2.33	3.10	3.19	4.19	3.13	3.36	4.56	4.68	4.86	2.49
Hf	3.4	3.5	3.1	4.6	3.3	4.2	6.1	4.9	6.0	2.6
Ho	0.41	0.58	0.61	0.78	0.60	0.65	0.80	0.83	0.81	0.45
La	17.0	21.1	18.4	27.9	21.0	22.6	34.2	39.1	33.0	14.8
Lu	0.17	0.22	0.23	0.31	0.24	0.26	0.31	0.32	0.29	0.17
Nb	3.7	5.1	4.8	7.5	5.3	5.2	9.0	9.3	9.3	3.4
Nd	14.6	18.8	18.0	25.4	19.7	21.2	29.4	33.7	32.2	14.3
Pr	3.59	4.60	4.42	6.46	4.88	5.30	7.49	8.69	7.96	3.52
Rb	58.3	97.7	48.0	56.4	42.9	63.4	46.6	42.0	37.6	47.6
Sm	2.57	3.61	3.51	4.90	3.76	3.80	5.29	5.75	5.91	2.66
Sn	1	1	1	2	2	1	2	2	2	1
Sr	342	372	352	303	343	363	249	245	186.5	324
Ta	0.2	0.3	0.3	0.4	0.3	0.3	0.6	0.5	0.5	0.1
Tb	0.34	0.47	0.49	0.65	0.49	0.51	0.68	0.71	0.71	0.32
Th	3.81	4.84	4.45	7.26	5.45	5.94	9.48	8.37	7.44	3.43
Tm	0.18	0.25	0.23	0.32	0.23	0.26	0.34	0.35	0.31	0.17
U	0.83	1.16	0.97	1.73	1.27	1.30	2.43	1.71	2.39	0.80
V	159	174	175	379	193	190	200	147	80	141
W	1	2	2	2	1	2	3	2	2	<1
Y	10.8	15.2	15.0	20.1	15.5	16.7	21.0	21.3	20.6	11.9
Yb	1.08	1.47	1.46	1.88	1.52	1.65	2.08	2.06	1.98	1.16
Zr	124	126	112	169	114	153	220	169	218	91
Co	30.8	40.1	35.9	41.2	36.1	34.4	27.3	20.3	14.2	38.8
Cu	56	41	110	81	58	37	45	20	42	78
Ni	51	69	64	38	39	23	12	5	5	60

Liite 8. Geokemialliset koostumukset keskiarvoina alueittain. 1) Rasimäen koostumukset Hornemanin (1990) ja Rämön & Luukkosen (julkaisematon) tutkimuksista. 2) Tuliniemet-tyyppin koostumukset Rämön & Luukkosen (julkaisematon) ja Luukkosen (1988) tutkimuksista. 3) Kynsijärven syeniitin koostumukset Laurin & Mänttärin (2002) tutkimuksesta. 4) Nuorunen geokemiat Lauri et al. (2005) tutkimuksesta. 5) Sirniövaaran vulkaniittien koostumukset (Lauri et al. 2006). 6) Syväreiän varhaisproterotsooisten granitoidien keskiarvopitoisuudet.

	1. Rasimäki	2. Tuliniemet	3. Kynsijärvi	4. Nuorunen	5. Sirniövaaran vulkaniitit	6. Syväreikä
SiO ₂	75.5	75.6	70.8	75.4	67.0	71.8
TiO ₂	0.13	0.09	0.23	0.24	0.99	0.44
Al ₂ O ₃	13.0	12.9	14.6	12.1	12.2	12.9
Fe ₂ O _{3t}	1.43	1.41	3.06	1.71	8.61	2.79
MnO	0.02	0.04	0.05	0.03	0.09	0.04
MgO	0.12	0.28	0.11	0.18	1.10	0.75
CaO	0.80	0.59	0.58	0.69	1.37	1.57
Na ₂ O	3.95	3.76	5.67	3.22	3.91	3.65
K ₂ O	4.39	4.56	4.53	5.32	2.45	4.17
P ₂ O ₅	0.02	0.03	0.03	0.03	0.27	0.09
Cl	-	<	100	100	-	-
V	-	-	<	6.00	76.89	31.96
Cr	-	30.0	17.0	20.0	8.0	28.8
Ni	-	5.0	<	6.0	9.9	11.1
Cu	-	7.0	<	7.0	12.0	8.1
Zn	32	44	75	23	73	-
Ga	22	24	31	22	25	17
Rb	181	398	201	168	74	119
Sr	56	51	35	77	115	119
Y	39	73	31	33	30	14
Zr	183	141	520	291	268	214
Nb	28	26	42	17	10	8
Ba	220	149	711	709	676	798
Sc	-	-	3	4	14	-
Th	27	48	11	10	8	10
U	18	8	1.06	1.4	1.7	1.9
Pb	-	40	36	27	14	-
La	51.9	33.9	61.9	69.2	32.1	32.2
Ce	106.1	70.0	108.3	144.7	67.0	64.1
Pr	19.7	9.19	11.4	16.9	8.0	6.8
Nd	39.8	32.6	39.6	58.4	30.7	25.6
Sm	6.03	7.63	6.85	9.39	5.88	4.14
Eu	0.48	0.29	0.60	0.72	1.20	0.59
Gd	8.32	7.87	6.01	7.42	5.92	3.15
Tb	1.01	1.37	0.91	1.07	0.88	0.43
Dy	6.30	8.40	4.89	5.56	4.97	2.60
Ho	1.35	1.95	1.02	1.06	1.01	0.50
Er	4.16	6.55	3.06	3.19	2.99	1.44
Tm	0.64	1.08	0.45	0.48	0.45	0.20
Yb	4.39	7.93	3.29	3.32	3.06	1.32
Lu	0.70	1.17	0.47	0.48	0.46	0.19

Liite 9. Yksittäiset U-Pb iänmääritystulokset näytteestä A2578.

Näyte	Kommentit	Pb206/Pb204	206Pb/(%)	Pb	Th	U	207Pb/206Pb	15	207Pb/235U	15	206Pb/238U	15	r	% Concordance	207Pb/206Pb	15	207Pb/235U	15	206Pb/238U	15
A2578_20		14857/97	0.0012	304	142	428	0.1995	0.0005	15.429	0.315	0.561	0.011	0.99	102	2822	4	2842	19	2871	47
A2578_21		8943/75	0.0019	179	62	263	0.2044	0.0006	15.502	0.317	0.550	0.011	0.99	99	2862	4	2847	19	2825	47
A2578_22	Kukulla	57/97	0.2970	258	158	345	0.1965	0.0005	15.501	0.316	0.572	0.012	0.99	104	2798	4	2847	19	2916	48
A2578_23		16/42	1.0484	241	77	342	0.1993	0.0005	15.262	0.312	0.555	0.011	0.99	101	2821	4	2832	19	2847	47
A2578_24a		21/60	0.7970	146	103	211	0.1954	0.0006	14.698	0.300	0.545	0.011	0.99	101	2788	5	2796	19	2806	46
A2578_24b		59/51	0.2893	215	34	338	0.1841	0.0005	13.695	0.280	0.539	0.011	0.99	103	2690	4	2729	19	2781	46
A2578_25a	sulkeumia	16/78	1.0256	291	356	428	0.1944	0.0005	13.241	0.270	0.494	0.010	0.99	93	2780	4	2697	19	2588	43
A2578_25b		69/30	0.2484	262	93	377	0.2062	0.0005	15.635	0.319	0.550	0.011	0.99	98	2876	4	2825	19	2825	47
A2578_26	sulkeumia	16/68	0.1033	2263	4549	3183	0.1653	0.0004	10.792	0.220	0.474	0.010	0.99	100	2510	4	2505	19	2499	42
A2578_27	common Pb	12/07	1.4260	193	152	318	0.1988	0.0008	12.239	0.250	0.447	0.009	0.99	85	2816	4	2623	19	2380	40
A2578_28		28/66	0.0065	59	45	75	0.2043	0.0005	16.237	0.325	0.576	0.012	0.98	103	2861	7	2891	20	2934	48
A2578_29		46/60	0.0038	112	148	129	0.2128	0.0007	16.772	0.343	0.572	0.012	0.99	100	2927	5	2922	19	2914	48
A2578_30		56/52	0.0030	114	43	161	0.2029	0.0006	15.962	0.326	0.571	0.012	0.99	102	2849	5	2875	19	2911	48
A2578_31a		33/37	0.4867	102	32	151	0.2016	0.0006	15.017	0.307	0.540	0.011	0.99	98	2839	5	2816	19	2784	46
A2578_31b		51/76	0.3326	405	13	720	0.1833	0.0005	12.237	0.250	0.484	0.010	0.99	95	2683	5	2623	19	2546	43
A2578_32	sulkeumia	18/50	0.0930	265	192	339	0.1967	0.0005	15.840	0.323	0.584	0.012	0.99	106	2799	4	2867	19	2965	48
A2578_33a		104/231	0.0017	208	65	310	0.2004	0.0006	15.089	0.308	0.546	0.011	0.99	99	2829	4	2821	19	2809	46
A2578_33b		69/51	0.2476	167	38	246	0.2030	0.0006	15.477	0.316	0.553	0.011	0.99	100	2850	4	2845	19	2838	47
A2578_34		112/13	0.1535	259	144	342	0.2086	0.0006	16.223	0.331	0.564	0.012	0.99	100	2895	5	2890	19	2884	47
A2578_35		75/69	0.2274	218	84	307	0.2063	0.0006	15.800	0.323	0.556	0.011	0.99	99	2877	4	2865	19	2848	47
A2578_36a		18/30	0.0929	229	86	315	0.1981	0.0006	16.258	0.332	0.595	0.012	0.99	107	2811	5	2892	19	3010	49
A2578_36b	Kapea mittausväli	31/17	0.5523	308	19	451	0.1939	0.0006	15.602	0.319	0.584	0.012	0.99	107	2776	5	2853	19	2963	48
A2578_37a	Poikkeileva signaali	54/30	0.3170	490	341	662	0.1867	0.0005	15.022	0.307	0.583	0.012	0.99	109	2714	5	2817	19	2963	48
A2578_37b		63/71	0.2702	161	40	244	0.1925	0.0005	14.830	0.303	0.559	0.011	0.99	104	2764	5	2804	19	2861	47
A2578_38	Kapea mittausväli	89/27	0.1928	200	56	309	0.2144	0.0007	15.419	0.316	0.522	0.011	0.99	92	2939	5	2841	19	2706	45
A2578_39a		22/86	0.7530	118	30	218	0.2027	0.0006	12.333	0.252	0.441	0.009	0.99	83	2848	5	2630	19	2357	40
A2578_39b		78/52	0.2192	191	33	290	0.2016	0.0007	15.453	0.317	0.556	0.011	0.99	100	2839	5	2844	19	2850	47
A2578_40a	Kapea mittausväli	787/695	0.0022	159	24	218	0.2280	0.0009	18.878	0.388	0.600	0.012	0.98	100	3038	6	3036	20	3032	49
A2578_40b	Pitoisuudet nousivat jyrkästi loppussa	415/435	0.0041	82	24	116	0.2003	0.0006	16.378	0.335	0.593	0.012	0.99	106	2828	5	2899	19	3002	49
A2578_41		8267/06	0.0021	172	61	236	0.2149	0.0007	17.247	0.353	0.582	0.012	0.99	101	2943	5	2949	19	2998	48
A2578_42a	epätasainen signaali	17/50	0.9837	228	189	303	0.2015	0.0006	15.134	0.309	0.545	0.011	0.99	99	2839	5	2824	19	2803	46
A2578_42b		1237/57	0.0014	237	38	420	0.1878	0.0005	12.685	0.259	0.490	0.010	0.99	94	2723	5	2657	19	2570	43
A2578_43a		43/35	0.3971	108	44	148	0.2083	0.0006	16.757	0.343	0.583	0.012	0.99	102	2892	5	2921	19	2963	48
A2578_43b		12871/29	0.0013	249	58	412	0.1866	0.0005	13.359	0.273	0.519	0.011	0.99	99	2712	5	2705	19	2666	45
A2578_44		25/87	0.6654	140	27	202	0.2042	0.0006	16.200	0.332	0.575	0.012	0.99	102	2860	5	2889	19	2930	48
A2578_45		9952/14	0.0018	190	69	284	0.2017	0.0006	15.238	0.312	0.548	0.011	0.99	99	2840	5	2830	19	2816	46
A2578_46		468/080	0.0037	99	49	138	0.2052	0.0007	16.015	0.328	0.566	0.012	0.99	101	2868	5	2878	19	2891	47
A2578_47		1715/515	0.0010	351	129	522	0.1999	0.0006	15.089	0.308	0.548	0.011	0.99	100	2825	5	2821	19	2815	46
A2578_48a		2112	0.8152	105	64	181	0.2105	0.0006	13.300	0.272	0.458	0.009	0.99	84	2910	5	2701	19	2432	41
A2578_48b	Huono piste?	414	4.1382	29	22	62	0.1950	0.0009	8.828	0.183	0.328	0.007	0.97	66	2785	8	2320	19	1830	33
A2578_49		2709/335	0.0006	597	582	807	0.1919	0.0005	14.803	0.302	0.559	0.011	0.99	104	2758	5	2803	19	2864	47
A2578_50a		770/268	0.0022	163	102	216	0.2018	0.0006	16.548	0.338	0.595	0.012	0.99	106	2841	5	2909	19	3008	49
A2578_50b	Nouseva signaali	46/54	0.3668	81	7	122	0.1964	0.0008	15.187	0.313	0.561	0.011	0.98	103	2876	6	2870	19	2870	47
A2578_51		75/51	0.2291	436	112	579	0.1981	0.0006	17.002	0.347	0.623	0.013	0.99	111	2810	5	2935	19	3120	50
A2578_52	Kapea mittausväli	85/69	0.2009	297	44	439	0.2004	0.0006	15.711	0.321	0.569	0.012	0.99	103	2829	5	2859	19	2902	48
A2578_53		130/67/8	0.0013	258	70	402	0.1964	0.0006	14.683	0.300	0.542	0.011	0.99	100	2797	5	2795	19	2792	46
A2578_54	Vähän ilikkaa 204	3/70	4.6499	114	45	141	0.1977	0.0006	15.546	0.318	0.570	0.012	0.99	104	2807	5	2849	19	2910	48
A2578_55		1038/570	0.0017	208	69	319	0.2008	0.0006	15.052	0.308	0.544	0.011	0.99	99	2833	5	2819	19	2799	46
A2578_56		3694/017	0.0005	748	333	1101	0.1956	0.0005	15.108	0.309	0.560	0.011	0.99	103	2790	5	2822	19	2868	47
A2578_57		67/155	0.0025	140	52	189	0.2065	0.0007	17.042	0.349	0.598	0.012	0.99	105	2879	5	2937	19	3023	49

Liite 10. Yksittäiset U-Pb iänmäärittystulokset näytteestä A2580.

Näyte	Kommentit	Pb206/Pb204	206Pb/(%)	Pb	Th	U	207Pb/206Pb	1s	207Pb/235U	1s	206Pb/238U	1s	r	% Concordance	207Pb/206Pb	1s	207Pb/235U	1s	206Pb/238U	1s	
A2580_19		0	21878	0.0787	521	248	738	0.1916	0.0005	14.751	0.301	0.558	0.011	0.99	104	2756	4	2799	19	2860	47
A2580_20		0	1552602	0.0011	314	128	454	0.2026	0.0005	15.519	0.317	0.556	0.011	0.99	100	2847	4	2848	19	2848	47
A2580_21		0	1376	1.2507	74	90	93	0.1988	0.0006	15.265	0.312	0.557	0.011	0.99	101	2817	5	2832	19	2854	47
A2580_22		0	11819	0.1456	258	118	396	0.1940	0.0005	13.868	0.283	0.518	0.011	0.99	97	2777	4	2741	19	2692	48
A2580_23	liikka 204	0	579	2.9733	134	40	174	0.1999	0.0005	15.694	0.320	0.560	0.012	0.99	103	2825	4	2858	19	2905	48
A2580_24	huono näyte	0	11927	0.1443	338	149	374	0.1958	0.0005	18.754	0.383	0.699	0.014	0.99	122	2791	4	3029	19	3401	54
A2580_25a		0	2287595	0.0008	460	185	678	0.1986	0.0005	15.042	0.307	0.549	0.011	0.99	100	2815	4	2818	19	2822	46
A2580_25b	sulkeumia	0	27252	0.0652	117	78	162	0.1828	0.0006	14.487	0.297	0.575	0.012	0.99	109	2679	5	2782	19	2927	48
A2580_26	liikka 204	0	6590	0.2612	659	513	787	0.1914	0.0005	16.162	0.330	0.613	0.012	0.99	112	2754	4	2886	19	3080	50
A2580_27		0	630015	0.0027	148	201	189	0.1885	0.0006	13.936	0.285	0.542	0.011	0.99	103	2712	5	2745	19	2791	46
A2580_28		0	521613	0.0033	111	94	160	0.1875	0.0006	13.757	0.282	0.532	0.011	0.99	101	2720	5	2733	19	2751	46
A2580_29		0	1379422	0.0012	308	362	415	0.1976	0.0005	14.748	0.301	0.541	0.011	0.99	99	2807	4	2799	19	2789	46
A2580_30		0	19321	0.0891	227	200	329	0.2037	0.0006	14.218	0.291	0.506	0.010	0.99	92	2866	5	2764	19	2640	44
A2580_31		0	861750	0.0020	206	250	247	0.2016	0.0006	15.827	0.324	0.570	0.012	0.99	102	2839	5	2866	19	2906	48
A2580_32		0	1364574	0.0013	283	177	415	0.1967	0.0005	14.518	0.296	0.535	0.011	0.99	99	2799	4	2784	19	2764	46
A2580_33a		0	3882426	0.0004	846	785	1157	0.2006	0.0005	15.128	0.309	0.547	0.011	0.99	99	2831	4	2823	19	2812	46
A2580_33b		0	400952	0.0043	87	78	119	0.1859	0.0006	14.090	0.289	0.550	0.011	0.99	104	2706	6	2756	19	2824	47
A2580_34a	liikka 204	0	1242	1.3857	171	63	244	0.1976	0.0005	14.855	0.304	0.545	0.011	0.99	100	2807	4	2807	19	2806	46
A2580_34b	lyhyt mittausväli	0	1932	0.8909	90	86	123	0.1924	0.0006	14.328	0.293	0.540	0.011	0.99	101	2763	5	2772	19	2784	46
A2580_35	liikka 204	0	507	3.3980	86	130	109	0.1830	0.0006	13.827	0.283	0.548	0.011	0.99	105	2681	5	2738	19	2816	46
A2580_36		0	225533	0.0076	51	58	66	0.1853	0.0007	14.231	0.292	0.557	0.011	0.99	106	2701	6	2765	19	2854	47
A2580_37		0	1180376	0.0015	241	117	357	0.2006	0.0006	15.297	0.313	0.555	0.011	0.99	100	2831	5	2834	19	2838	47
A2580_38	liikka 204	0	949	1.8140	393	152	570	0.1949	0.0005	14.560	0.298	0.542	0.011	0.99	100	2784	5	2787	19	2791	46
A2580_39	Kapea signaali	0	2033	0.8469	113	125	152	0.1833	0.0007	13.616	0.280	0.539	0.011	0.98	104	2683	6	2723	19	2779	46
A2580_40		0	785609	0.0022	202	386	247	0.1875	0.0006	12.745	0.282	0.537	0.011	0.99	96	2721	5	2732	19	2748	46
A2580_41		0	777279	0.0022	196	373	262	0.1858	0.0006	12.710	0.280	0.496	0.010	0.99	96	2705	5	2658	19	2598	44
A2580_42	Kapea signaali	0	7539	0.2283	222	89	319	0.1997	0.0007	15.357	0.319	0.564	0.012	0.99	102	2703	5	2849	19	2884	47
A2580_43		0	523461	0.0033	121	161	159	0.1855	0.0006	14.107	0.289	0.551	0.011	0.99	105	2705	5	2757	19	2831	47
A2580_44	sulkeumia	0	820814	0.0021	185	176	224	0.2013	0.0006	16.996	0.348	0.612	0.013	0.99	109	2837	5	2935	19	3080	50
A2580_45	Kapea mittausväli	0	6039	0.2851	257	111	405	0.1917	0.0006	13.770	0.282	0.521	0.011	0.99	98	2757	5	2734	19	2704	45
A2580_46	Vaan huono näyte?	0	8760	0.1965	128	55	157	0.1937	0.0006	17.408	0.356	0.650	0.013	0.99	117	2774	5	2958	19	3235	52
A2580_47	Vähän liikka Pb 204	0	1237	1.3917	142	195	164	0.1865	0.0006	14.882	0.305	0.579	0.012	0.99	109	2712	5	2808	19	2943	48
A2580_48		0	525888	0.0033	127	184	155	0.2006	0.0007	15.686	0.322	0.567	0.012	0.99	102	2831	6	2858	19	2896	48
A2580_49		0	337953	0.0051	80	99	92	0.1883	0.0006	15.916	0.326	0.613	0.013	0.99	113	2728	5	2872	19	3082	50
A2580_50a	liikka 204	0	868	1.9839	250	128	309	0.2011	0.0006	16.801	0.344	0.606	0.012	0.99	108	2835	5	2924	19	3054	49
A2580_50b	Hyppy/jä Pb 204	0	1636	1.0525	55	59	72	0.1898	0.0007	14.388	0.296	0.550	0.011	0.98	103	2741	6	2776	19	2824	47
A2580_51a		0	11409	0.1509	148	58	207	0.1984	0.0007	16.207	0.332	0.592	0.012	0.99	107	2813	5	2889	19	2999	49
A2580_51b		0	342507	0.0050	71	49	106	0.1856	0.0007	13.859	0.285	0.542	0.011	0.99	103	2703	6	2740	19	2790	46
A2580_52	Poukkoileva signaali, liikka 204	0	7001	0.2459	452	216	723	0.1903	0.0006	13.580	0.278	0.518	0.011	0.99	98	2745	5	2721	19	2689	45
A2580_53	liikka 204, kapea signaali	0	475	3.6225	100	214	122	0.1868	0.0006	14.685	0.301	0.570	0.012	0.99	107	2714	5	2795	19	2908	48
A2580_54		0	441132	0.0039	102	131	131	0.1840	0.0006	14.312	0.294	0.564	0.012	0.99	107	2689	5	2771	19	2884	47
A2580_55	Sulkeuma/palanut lävitse?	0	656173	0.0026	151	201	206	0.1864	0.0006	13.718	0.281	0.534	0.011	0.99	102	2710	5	2730	19	2758	46
A2580_56		0	49621	0.0035	115	157	153	0.1869	0.0006	14.062	0.288	0.546	0.011	0.99	103	2715	5	2754	19	2807	46
A2580_57	Nouseva signaali	0	427302	0.0040	90	69	132	0.1863	0.0006	13.970	0.287	0.544	0.011	0.99	99	2709	6	2748	19	2800	46
A2580_58		0	46444	0.0371	390	285	581	0.1970	0.0006	14.602	0.299	0.538	0.011	0.99	103	2802	5	2790	19	2773	46
A2580_59		0	383067	0.0045	91	135	120	0.1879	0.0006	13.895	0.285	0.536	0.011	0.99	102	2724	6	2743	19	2768	46
A2580_60		0	536048	0.0032	126	180	166	0.1884	0.0006	14.113	0.290	0.543	0.011	0.99	103	2728	6	2757	19	2797	46
A2580_61		0	866838	0.0020	170	60	288	0.1884	0.0006	13.141	0.269	0.506	0.010	0.99	97	2729	5	2690	19	2639	44
A2580_62		0	566912	0.0030	131	181	179	0.1880	0.0006	13.776	0.282	0.533	0.011	0.99	101	2724	5	2734	19	2748	46
A2580_63	Osumut sulkeumaan?	0	944	1.8240	171	74	236	0.1964	0.0007	15.167	0.311	0.560	0.011	0.99	103	2796	5	2826	19	2868	47
A2580_64		0	462453	0.0037	108	142	145	0.1881	0.0007	13.936	0.286	0.537	0.011	0.99	102	2725	6	2745	19	2773	46

Liite 11. Yksittäiset U-Pb iänmääritystulokset näytteestä A2581.

Näyte	Kommentit	Pb206/Pb204	206Pb/c(%)	Pb	Th	U	207Pb/206Pb	1s	207Pb/235U	1s	206Pb/238U	1s	r	% Concordance	207Pb/206Pb	1s	207Pb/235U	1s	206Pb/238U	1s
A2581_20	0	2805	0.6138	289	567	411	0.1568	0.0004	9.973	0.204	0.461	0.009	0.99	101	2421	5	2432	19	2446	41
A2581_21	0	841907	0.0020	185	229	299	0.1560	0.0005	9.878	0.202	0.459	0.009	0.99	101	2412	5	2423	19	2437	41
A2581_22	0	1125269	0.0015	237	218	400	0.1561	0.0005	9.906	0.203	0.460	0.009	0.99	101	2414	5	2426	19	2440	41
A2581_23	huono näyte	1824673	0.0009	458	0	992	0.1506	0.0004	6.245	0.128	0.301	0.006	0.99	72	2353	5	2011	18	1695	30
A2581_24	Lyhyt mittausväli	4087081	0.0004	998	1861	1389	0.1534	0.0004	10.174	0.208	0.481	0.010	0.99	106	2384	4	2451	19	2532	43
A2581_25	0	31250	0.0551	192	182	344	0.1606	0.0005	9.534	0.195	0.431	0.009	0.99	94	2462	5	2391	19	2309	39
A2581_26	Lyhyt mittausväli	8313	0.0071	291	204	509	0.1616	0.0005	9.862	0.202	0.443	0.009	0.99	96	2472	5	2422	19	2363	43
A2581_27	0	731519	0.0024	162	193	246	0.1622	0.0005	10.863	0.222	0.486	0.010	0.99	103	2479	5	2511	19	2552	43
A2581_28	0	2358078	0.0007	565	1146	842	0.1552	0.0004	9.808	0.200	0.458	0.009	0.99	101	2404	4	2417	19	2432	41
A2581_29	0	81333	0.0212	771	1260	1128	0.1570	0.0004	10.219	0.209	0.472	0.010	0.99	103	2424	4	2455	19	2492	42
A2581_30	0	1684143	0.0010	404	556	527	0.1527	0.0004	11.015	0.225	0.523	0.011	0.99	114	2376	5	2524	19	2712	45
A2581_31	0	663270	0.0026	140	149	237	0.1578	0.0005	9.970	0.205	0.458	0.009	0.99	100	2432	6	2432	19	2432	41
A2581_32	0	4192713	0.0004	1051	2344	1552	0.1534	0.0004	9.354	0.191	0.442	0.009	0.99	99	2384	4	2373	19	2361	40
A2581_33	0	454394	0.0038	93	92	155	0.1572	0.0005	10.420	0.213	0.481	0.010	0.99	104	2425	5	2473	19	2531	43
A2581_34	0	1595001	0.0011	345	391	575	0.1560	0.0004	9.769	0.200	0.454	0.009	0.99	100	2412	5	2413	19	2414	41
A2581_35	0	3591110	0.0005	893	1943	1321	0.1571	0.0004	9.658	0.197	0.446	0.009	0.99	98	2425	4	2403	19	2377	40
A2581_36	0	1396531	0.0012	329	480	461	0.1586	0.0004	10.851	0.222	0.496	0.010	0.99	106	2441	5	2510	19	2598	43
A2581_37	0	577080	0.0030	119	93	197	0.1595	0.0005	10.553	0.216	0.480	0.010	0.99	103	2450	5	2485	19	2527	43
A2581_38	0	1302297	0.0013	301	475	495	0.1599	0.0004	9.523	0.195	0.432	0.009	0.99	94	2455	5	2390	19	2314	40
A2581_39	0	62512	0.0275	424	688	630	0.1537	0.0004	10.010	0.204	0.472	0.010	0.99	104	2388	5	2436	19	2494	42
A2581_40	Parit 238 piikkiä	490983	0.0035	105	98	157	0.1621	0.0005	11.746	0.241	0.525	0.011	0.99	110	2478	5	2584	19	2722	45
A2581_41	0	813065	0.0027	175	169	296	0.1580	0.0005	10.067	0.207	0.462	0.009	0.99	101	2435	6	2441	19	2449	41
A2581_42	muutos 206/207	630582	0.0027	143	169	194	0.1623	0.0005	12.228	0.250	0.547	0.011	0.99	113	2479	5	2622	19	2811	46
A2581_43	0	1063655	0.0016	233	264	348	0.1516	0.0005	10.760	0.220	0.515	0.011	0.99	113	2364	5	2503	19	2677	45
A2581_44	0	1148907	0.0015	264	419	433	0.1573	0.0005	9.690	0.198	0.447	0.009	0.99	98	2427	5	2406	19	2381	41
A2581_45	0	9002	0.1912	179	206	289	0.1597	0.0006	10.281	0.211	0.467	0.010	0.99	101	2453	6	2460	19	2470	42
A2581_46	0	2052321	0.0008	470	666	756	0.1579	0.0005	9.962	0.204	0.458	0.009	0.99	100	2433	5	2431	19	2429	41
A2581_47	Liikaa Pb 204	467	3.6857	139	23	180	0.1928	0.0006	15.840	0.325	0.596	0.012	0.99	109	2766	5	2867	19	3014	49
A2581_48	0	526446	0.0033	108	90	194	0.1596	0.0006	10.063	0.207	0.457	0.009	0.99	99	2451	6	2441	19	2428	41
A2581_49	Liikaa Pb 204	587	2.9337	276	90	404	0.1989	0.0006	14.365	0.294	0.524	0.011	0.99	96	2817	5	2774	19	2716	45

Liite 12. Yksittäiset U-Pb iänmääritystulokset näytteestä A25782.

Näyte	Kommentit	Pb206/Pb204	206Pb/qc(%)	Pb	Th	U	207Pb/206Pb	1s	207Pb/235U	1s	206Pb/238U	1s	r	% Concordance	207Pb/206Pb	1s	207Pb/235U	1s	206Pb/238U	1s	
A2582_19a		0	2647	0.6503	29	44	48	0.1595	0.0006	9.155	0.188	0.416	0.009	0.98	92	2450	6	2354	19	2244	39
A2582_19b		0	239262	0.0072	58	111	81	0.1601	0.0006	10.648	0.219	0.482	0.010	0.98	103	2457	7	2493	19	2538	43
A2582_20		0	387833	0.0044	107	212	140	0.1607	0.0007	10.053	0.208	0.454	0.009	0.98	98	2463	7	2440	19	2412	41
A2582_21		0	754344	0.0023	194	454	274	0.1596	0.0004	9.950	0.203	0.452	0.009	0.99	98	2452	5	2430	19	2404	41
A2582_22	Kapea mittausväli		2339	0.7360	60	90	97	0.1561	0.0007	9.011	0.187	0.419	0.009	0.97	93	2414	8	2339	19	2254	39
A2582_23	common Pb		898	1.9178	74	149	96	0.1599	0.0005	9.935	0.204	0.451	0.009	0.99	98	2455	5	2429	19	2398	41
A2582_24		0	9454	0.1821	97	206	129	0.1575	0.0006	10.178	0.209	0.469	0.010	0.98	102	2428	6	2451	19	2478	42
A2582_25	Useampi negatiivinen piikkii, liikka 204		3081	0.5586	335	444	506	0.1579	0.0005	9.751	0.200	0.448	0.009	0.99	98	2433	5	2412	19	2386	41
A2582_26		0	194137	0.0089	46	79	67	0.1597	0.0005	10.497	0.215	0.477	0.010	0.98	103	2452	6	2480	19	2514	42
A2582_27		0	254097	0.0068	63	134	90	0.1571	0.0006	10.103	0.208	0.466	0.010	0.98	102	2425	6	2444	19	2468	42
A2582_28		0	2825	0.6094	62	92	107	0.1593	0.0005	8.948	0.183	0.407	0.008	0.99	90	2448	6	2333	19	2203	38
A2582_29		0	448807	0.0038	110	182	163	0.1670	0.0006	10.428	0.214	0.453	0.009	0.99	95	2528	6	2474	19	2408	41
A2582_30		0	983	1.7512	80	87	105	0.1621	0.0005	11.612	0.238	0.520	0.011	0.99	109	2478	6	2574	19	2423	41
A2582_31		0	25968	0.0663	318	576	468	0.1580	0.0005	9.937	0.203	0.456	0.009	0.99	100	2434	5	2429	19	2423	41
A2582_32		0	265510	0.0065	68	137	92	0.1621	0.0006	10.629	0.218	0.475	0.010	0.98	101	2478	6	2491	19	2508	42
A2582_33		0	304928	0.0056	84	204	115	0.1619	0.0005	9.743	0.200	0.436	0.009	0.99	94	2476	5	2411	19	2334	40
A2582_34		0	4555	0.3779	87	219	118	0.1581	0.0005	9.986	0.205	0.458	0.009	0.99	100	2435	5	2433	19	2431	41
A2582_35		0	232488	0.0074	56	91	79	0.1598	0.0006	10.669	0.220	0.484	0.010	0.98	104	2454	7	2495	19	2546	43
A2582_36		0	566511	0.0030	171	454	199	0.1608	0.0005	10.396	0.213	0.469	0.010	0.99	101	2464	5	2471	19	2478	42
A2582_37		0	232126	0.0074	57	84	75	0.1595	0.0006	11.152	0.229	0.507	0.010	0.98	108	2450	6	2536	19	2644	44
A2582_38		0	1268	1.3573	42	126	65	0.1630	0.0007	8.684	0.179	0.386	0.008	0.98	85	2487	7	2305	19	2106	37
A2582_39		0	3714	0.4635	117	222	213	0.1393	0.0005	7.946	0.163	0.414	0.008	0.99	101	2218	6	2225	18	2232	38
A2582_40		0	3122	0.5514	49	87	70	0.1724	0.0006	11.061	0.228	0.465	0.010	0.98	95	2581	6	2528	19	2463	42
A2582_41		0	267961	0.0064	66	115	96	0.1602	0.0006	10.409	0.215	0.471	0.010	0.98	101	2458	7	2472	19	2489	42
A2582_42		0	194905	0.0088	45	67	68	0.1612	0.0007	10.739	0.222	0.483	0.010	0.98	103	2468	7	2501	19	2541	43
A2582_43		0	130053	0.0132	34	67	61	0.1613	0.0007	7.957	0.164	0.358	0.007	0.98	80	2470	7	2226	18	1971	35
A2582_44	Pienehkö kumpu signaalissa		175283	0.0098	40	65	60	0.1581	0.0006	10.734	0.221	0.492	0.010	0.98	106	2436	7	2500	19	2581	43
A2582_45		0	5007	0.3438	90	181	122	0.1603	0.0006	9.797	0.202	0.443	0.009	0.98	96	2458	7	2416	19	2366	40
A2582_46	Piikkii Pb 204		369	4.6629	24	33	32	0.1515	0.0006	9.775	0.202	0.468	0.010	0.98	105	2363	7	2414	19	2474	42
A2582_47		0	242495	0.0071	63	137	87	0.1607	0.0006	10.413	0.214	0.470	0.010	0.98	101	2463	6	2472	19	2483	42
A2582_48	suhde nousee		307166	0.0056	83	178	113	0.1642	0.0007	10.414	0.216	0.460	0.009	0.98	98	2500	8	2472	19	2439	41
A2582_49		0	142532	0.0121	34	55	49	0.1612	0.0008	10.828	0.225	0.487	0.010	0.97	104	2468	8	2508	19	2559	43
A2582_50		0	687	2.5072	56	130	113	0.1579	0.0006	6.861	0.142	0.315	0.006	0.98	73	2433	7	2094	18	1766	32
A2582_51		0	195956	0.0088	47	75	70	0.1604	0.0007	10.546	0.218	0.477	0.010	0.98	102	2460	7	2484	19	2514	42
A2582_52	Kapeahko signaaliväli		122547	0.0140	29	52	39	0.1600	0.0008	11.727	0.243	0.532	0.011	0.97	112	2456	8	2583	19	2748	46
A2582_53		0	146314	0.0118	37	75	54	0.1616	0.0007	10.267	0.212	0.461	0.009	0.98	99	2472	7	2459	19	2443	41
A2582_54		0	200409	0.0086	50	95	69	0.1614	0.0008	10.896	0.227	0.490	0.010	0.97	104	2470	9	2514	19	2569	43
A2582_55		0	309214	0.0056	83	177	122	0.1630	0.0006	9.661	0.198	0.430	0.009	0.99	93	2487	6	2403	19	2306	39
A2582_56		0	280421	0.0061	77	185	100	0.1594	0.0006	10.409	0.215	0.474	0.010	0.98	102	2449	7	2472	19	2500	42
A2582_57		0	153401	0.0112	37	64	56	0.1596	0.0007	10.264	0.212	0.467	0.010	0.98	101	2451	7	2459	19	2468	42

Liite 13. Yksittäiset U-Pb iänmäärittystulokset näytteestä A2583.

Näyte	Kommentit	Pb206/Pb204	206Pb/(%) Pb	Th	U	207Pb/206Pb 1s	207Pb/235U 1s	206Pb/238U 1s	r	% Concordance	207Pb/206Pb 1s	207Pb/235U 1s	206Pb/238U 1s	
A2583_19		183495	0.0094	44	74	64	0.1569 0.0006	10.286 0.211	0.475 0.010 0.99	103	2423	6	2461 19	2507 42
A2583_20		507793	0.0034	125	245	177	0.1585 0.0005	10.335 0.212	0.473 0.010 0.99	102	2440	5	2465 19	2496 42
A2583_21a		243264	0.0071	48	22	120	0.1408 0.0007	6.493 0.135	0.334 0.007 0.97	83	2237	8	2045 18	1860 33
A2583_21b		7435	0.2315	76	123	143	0.1493 0.0005	7.936 0.163	0.385 0.008 0.99	90	2338	5	2224 18	2101 37
A2583_22		524943	0.0033	134	257	182	0.1600 0.0005	10.489 0.215	0.476 0.010 0.99	102	2455	5	2479 19	2508 42
A2583_23		4933	0.3489	76	114	127	0.1585 0.0005	9.355 0.192	0.428 0.009 0.99	94	2440	5	2373 19	2297 39
A2583_24	huono näyte	190275	0.0090	45	82	116	0.1575 0.0006	5.887 0.121	0.271 0.006 0.98	64	2429	6	1959 18	1546 28
A2583_25		320295	0.0054	78	138	103	0.1597 0.0005	11.290 0.231	0.513 0.010 0.99	109	2453	6	2547 19	2668 44
A2583_26		496898	0.0035	132	312	175	0.1596 0.0005	10.349 0.212	0.470 0.010 0.99	101	2451	5	2466 19	2485 42
A2583_27		324533	0.0053	79	143	113	0.1590 0.0006	10.437 0.214	0.476 0.010 0.98	103	2445	6	2474 19	2510 42
A2583_28		201163	0.0086	47	72	97	0.1575 0.0005	7.463 0.153	0.344 0.007 0.99	78	2429	6	2169 18	1904 34
A2583_29		180063	0.0096	42	71	63	0.1578 0.0006	10.208 0.210	0.469 0.010 0.98	102	2432	6	2454 19	2480 42
A2583_30		5480	0.3142	71	119	104	0.1593 0.0006	10.278 0.211	0.468 0.010 0.98	101	2448	6	2460 19	2475 42
A2583_31		1182060	0.0015	274	372	424	0.1614 0.0005	10.268 0.210	0.461 0.009 0.99	99	2471	5	2459 19	2445 41
A2583_32		175953	0.0098	44	84	69	0.1596 0.0006	9.257 0.191	0.421 0.009 0.98	92	2452	6	2364 19	2263 39
A2583_33		385537	0.0045	95	151	131	0.1599 0.0006	10.720 0.220	0.486 0.010 0.98	104	2454	6	2499 19	2555 43
A2583_34	Yksittäinen piikki 207	202284	0.0085	49	78	71	0.1580 0.0006	10.252 0.211	0.471 0.010 0.98	102	2434	6	2458 19	2486 42
A2583_35		354712	0.0049	89	162	131	0.1595 0.0006	9.862 0.203	0.449 0.009 0.98	97	2450	6	2422 19	2389 41
A2583_36	Pari piikkiä 206, 207, 238	335556	0.0051	81	151	118	0.1608 0.0006	10.417 0.214	0.470 0.010 0.98	101	2465	6	2473 19	2482 42
A2583_37		358656	0.0048	89	155	126	0.1601 0.0006	10.438 0.214	0.473 0.010 0.99	102	2457	6	2474 19	2496 42
A2583_38		218422	0.0079	59	212	84	0.1605 0.0006	9.503 0.195	0.429 0.009 0.99	94	2461	6	2388 19	2303 39
A2583_39		215487	0.0080	53	95	75	0.1616 0.0006	10.571 0.218	0.475 0.010 0.98	101	2472	7	2486 19	2503 42
A2583_40		701043	0.0025	178	310	244	0.1618 0.0006	10.604 0.218	0.475 0.010 0.98	101	2475	6	2489 19	2507 42
A2583_41		446636	0.0039	116	236	162	0.1611 0.0006	10.390 0.213	0.468 0.010 0.99	100	2467	6	2470 19	2474 42
A2583_42		522852	0.0033	135	250	205	0.1612 0.0006	9.616 0.197	0.433 0.009 0.99	94	2469	6	2399 19	2317 40
A2583_43		212803	0.0081	49	70	79	0.1587 0.0006	9.986 0.206	0.456 0.009 0.98	99	2442	7	2434 19	2424 41
A2583_44		134475	0.0128	31	41	47	0.1609 0.0007	10.822 0.223	0.488 0.010 0.98	104	2465	7	2508 19	2562 43
A2583_45		378079	0.0046	90	140	140	0.1605 0.0006	10.170 0.209	0.459 0.009 0.99	99	2461	6	2450 19	2437 41
A2583_46		123870	0.0139	30	57	58	0.1540 0.0007	7.698 0.159	0.362 0.007 0.98	83	2391	7	2196 18	1994 35
A2583_47	Kapeahko signaali	162025	0.0106	37	50	57	0.1586 0.0008	10.507 0.219	0.480 0.010 0.97	104	2441	9	2481 19	2529 43
A2583_48		336471	0.0051	82	151	111	0.1588 0.0006	11.280 0.232	0.515 0.011 0.99	110	2443	6	2547 19	2678 45
A2583_49		222162	0.0077	54	92	75	0.1615 0.0006	11.199 0.230	0.503 0.010 0.98	106	2472	6	2539 19	2625 44
A2583_50		169321	0.0102	39	54	59	0.1621 0.0006	10.952 0.226	0.490 0.010 0.98	104	2477	6	2519 19	2571 43

Liite 14. Yksittäiset U-Pb iänmääritystulokset näytteestä A2584.

Näyte	Kommentit	Pb206/Pb204	206Pb/c(%)	Pb	Th	U	207Pb/206Pb	1s	207Pb/235U	1s	206Pb/238U	1s	r	% Concordance	207Pb/206Pb	1s	207Pb/235U	1s	206Pb/238U	1s
A2584_06		421001	0.0041	87	66	138	0.1582	0.0005	10.680	0.219	0.490	0.010	0.99	105	2437	5	2496	19	2569	43
A2584_07		2183148	0.0008	502	727	781	0.1549	0.0004	9.571	0.195	0.448	0.009	0.99	99	2401	5	2394	19	2387	41
A2584_08		630379	0.0027	138	123	189	0.1600	0.0005	11.820	0.242	0.536	0.011	0.99	113	2455	5	2590	19	2766	46
A2584_09		1092547	0.0016	245	328	368	0.1606	0.0004	10.558	0.216	0.477	0.010	0.99	102	2462	5	2485	19	2513	42
A2584_10		1348467	0.0013	297	406	472	0.1557	0.0004	9.849	0.201	0.459	0.009	0.99	101	2410	5	2421	19	2434	41
A2584_11		1014252	0.0017	223	229	325	0.1600	0.0005	11.059	0.226	0.501	0.010	0.99	107	2456	5	2528	19	2619	44
A2584_12		500322	0.0034	102	78	172	0.1624	0.0005	10.446	0.214	0.467	0.010	0.99	100	2481	6	2475	19	2468	42
A2584_13	sulkeumia	435569	0.0040	87	52	144	0.1608	0.0005	10.785	0.220	0.486	0.010	0.99	104	2464	5	2505	19	2555	43
A2584_14		886649	0.0194	658	949	1027	0.1558	0.0004	9.828	0.200	0.458	0.009	0.99	101	2410	4	2419	19	2429	41
A2584_15		108942	0.0158	529	605	854	0.1583	0.0004	9.836	0.201	0.451	0.009	0.99	98	2437	4	2419	19	2398	41
A2584_16		3427237	0.0005	801	1367		0.1565	0.0004	9.757	0.199	0.452	0.009	0.99	99	2419	4	2412	19	2404	41
A2584_17	nouseva signaali	413695	0.0042	86	57	131	0.1597	0.0007	11.170	0.231	0.507	0.010	0.98	108	2453	8	2537	19	2645	44
A2584_18		1142414	0.0015	244	263	405	0.1605	0.0004	10.022	0.205	0.453	0.009	0.99	98	2461	4	2437	19	2408	41
A2584_19a		465978	0.0037	96	80	162	0.1617	0.0005	10.302	0.211	0.462	0.009	0.99	99	2473	5	2462	19	2449	41
A2584_19b		729278	0.0024	149	111	251	0.1604	0.0005	10.348	0.212	0.468	0.010	0.99	101	2460	5	2466	19	2474	42
A2584_20		1486420	0.0012	330	287	523	0.1619	0.0005	10.792	0.221	0.484	0.010	0.99	103	2475	6	2505	19	2543	43
A2584_21		3919087	0.0004	941	1706	1477	0.1560	0.0005	9.708	0.199	0.451	0.009	0.99	99	2413	5	2407	19	2401	41
A2584_22		304989	0.0056	61	39	104	0.1611	0.0006	11.059	0.227	0.488	0.010	0.99	106	2467	6	2528	19	2605	44
A2584_23	kumpumainen signaali	424308	0.0041	90	98	151	0.1575	0.0005	10.404	0.214	0.479	0.010	0.99	104	2428	6	2471	19	2524	43
A2584_24		787575	0.0022	171	188	302	0.1581	0.0005	9.678	0.198	0.444	0.009	0.99	97	2435	6	2405	19	2368	40
A2584_25		1006230	0.0017	215	201	356	0.1585	0.0005	10.518	0.216	0.481	0.010	0.99	104	2440	5	2481	19	2332	43
A2584_26		11542	0.1492	361	436	613	0.1572	0.0005	9.853	0.202	0.454	0.009	0.99	100	2426	5	2421	19	2415	41
A2584_27		211904	0.0081	43	36	74	0.1596	0.0007	10.695	0.221	0.486	0.010	0.98	104	2451	7	2491	19	2554	43
A2584_28		4111	0.4187	90	39	159	0.1561	0.0005	10.514	0.216	0.488	0.010	0.99	106	2414	6	2481	19	2564	43
A2584_29		1439357	0.0012	322	417	521	0.1594	0.0005	10.343	0.212	0.471	0.010	0.99	102	2449	5	2466	19	2486	42
A2584_30		1786950	0.0010	415	687	665	0.1559	0.0005	9.840	0.202	0.458	0.009	0.99	101	2411	5	2420	19	2430	41
A2584_31	narrow signal	833655	0.0021	181	183	297	0.1588	0.0005	10.484	0.215	0.479	0.010	0.99	103	2443	6	2478	19	2522	42
A2584_32		1867537	0.0009	434	677	684	0.1592	0.0005	10.225	0.209	0.466	0.010	0.99	101	2448	5	2455	19	2465	42
A2584_33		469026	0.0037	97	63	173	0.1608	0.0006	10.237	0.211	0.462	0.009	0.98	99	2464	6	2456	19	2448	41
A2584_34	Ascending signal	290460	0.0059	59	37	100	0.1616	0.0008	11.064	0.230	0.497	0.010	0.97	105	2472	8	2529	19	2599	44

Liite 15. Yksittäiset U-Pb iänmääritystulokset näytteestä A2585.

Näyte	Kommentit	Pb206/Pb204	206Pbc(%)	Pb	Th	U	207Pb/206Pb	1s	207Pb/235U	1s	206Pb/238U	1s	r	% Concordance	207Pb/206Pb	1s	207Pb/235U	1s	206Pb/238U	1s
A2585_01	0	1387509	0.0012	377	948	498	0.1566	0.0004	9.685	0.198	0.448	0.009	0.99	99	2419	5	2405	19	2389	41
A2585_02	0	3649	0.4717	59	99	92	0.1576	0.0005	9.290	0.191	0.427	0.009	0.99	94	2430	6	2367	19	2294	39
A2585_03	l\hyt mittausväli	9333	0.1844	342	905	475	0.1585	0.0005	9.675	0.198	0.443	0.009	0.99	97	2440	5	2404	19	2362	40
A2585_04	0	601952	0.0029	142	262	220	0.1592	0.0004	9.662	0.197	0.440	0.009	0.99	96	2448	5	2403	19	2351	40
A2585_05	0	1398310	0.0012	370	808	490	0.1553	0.0004	9.837	0.201	0.459	0.009	0.99	101	2405	5	2420	19	2437	41
A2585_06	0	634655	0.0027	155	290	219	0.1614	0.0004	10.386	0.212	0.467	0.010	0.99	100	2470	5	2470	19	2469	42
A2585_07a	0	847064	0.0020	223	550	333	0.1544	0.0004	8.717	0.178	0.409	0.008	0.99	92	2396	5	2309	18	2212	38
A2585_07b	0	720840	0.0024	167	217	244	0.1599	0.0005	10.497	0.215	0.476	0.010	0.99	102	2455	5	2480	19	2510	42
A2585_08	0	14970	0.1150	104	158	172	0.1503	0.0004	8.722	0.178	0.421	0.009	0.99	96	2350	5	2309	18	2264	39
A2585_09	0	1562447	0.0011	447	1359	550	0.1568	0.0004	9.907	0.202	0.458	0.009	0.99	100	2422	5	2426	19	2431	41
A2585_10	0	1398709	0.0012	405	1272	547	0.1551	0.0004	8.825	0.180	0.413	0.008	0.99	93	2403	5	2320	18	2226	38
A2585_11	0	865740	0.0020	255	767	303	0.1582	0.0004	10.042	0.205	0.460	0.009	0.99	100	2437	5	2439	19	2441	41
A2585_12	0	355027	0.0048	82	141	144	0.1516	0.0005	8.329	0.171	0.398	0.008	0.99	91	2364	6	2425	19	2162	37
A2585_13	0	907049	0.0019	233	477	320	0.1568	0.0004	9.895	0.202	0.458	0.009	0.99	100	2422	5	2425	19	2429	41
A2585_14	0	10331	0.1666	168	302	256	0.1599	0.0005	9.614	0.196	0.436	0.009	0.99	95	2455	5	2399	19	2333	40
A2585_15	0	895640	0.0019	215	327	313	0.1588	0.0005	10.108	0.207	0.462	0.009	0.99	100	2443	5	2445	19	2447	41
A2585_16	0	1124386	0.0015	286	606	399	0.1585	0.0004	9.959	0.203	0.456	0.009	0.99	99	2440	4	2431	19	2420	41
A2585_17	0	679507	0.0025	177	415	247	0.1570	0.0004	9.610	0.196	0.444	0.009	0.99	98	2423	5	2398	19	2369	40
A2585_18	0	778539	0.0022	189	354	268	0.1587	0.0004	10.275	0.210	0.469	0.010	0.99	102	2442	5	2460	19	2481	42
A2585_19	0	451736	0.0038	102	125	154	0.1625	0.0006	10.652	0.219	0.475	0.010	0.98	101	2482	6	2493	19	2507	42
A2585_20	0	811786	0.0021	200	382	300	0.1570	0.0005	10.000	0.205	0.462	0.009	0.99	101	2423	6	2435	19	2449	41
A2585_21	0	932943	0.0018	242	501	349	0.1597	0.0005	10.047	0.206	0.456	0.009	0.99	99	2452	6	2439	19	2423	41
A2585_22	0	329662	0.0052	74	99	146	0.1542	0.0006	8.181	0.169	0.385	0.008	0.98	88	2393	7	2251	18	2098	37
A2585_23	0	779366	0.0022	198	421	286	0.1583	0.0005	10.155	0.208	0.465	0.010	0.99	101	2437	6	2449	19	2463	42
A2585_24	0	355123	0.0048	81	104	134	0.1580	0.0006	9.897	0.204	0.454	0.009	0.98	99	2434	7	2425	19	2415	41
A2585_25	ascending signal	387373	0.0044	92	180	139	0.1603	0.0006	10.504	0.216	0.475	0.010	0.98	102	2459	6	2480	19	2507	42
A2585_26	0	1113824	0.0015	284	610	428	0.1578	0.0005	9.686	0.199	0.445	0.009	0.99	98	2432	6	2405	19	2374	40
A2585_27	0	491510	0.0035	115	168	185	0.1553	0.0006	9.748	0.201	0.455	0.009	0.98	101	2405	6	2411	19	2419	41
A2585_28	0	800004	0.0022	204	418	309	0.1597	0.0006	9.736	0.200	0.442	0.009	0.99	96	2452	6	2410	19	2361	40
A2585_29	0	665721	0.0026	164	289	234	0.1611	0.0006	10.787	0.222	0.486	0.010	0.98	103	2467	6	2505	19	2552	43