

Kuetsjärven vulkaanisen muodostuman vulkanologia
ja geokemia Petsamon vihreäkivivyöhykkeellä

Pro gradu -tutkielma

Oulun yliopisto

Geotieteiden laitos

Olli Räisänen

2013

Tekijä (Sukunimi ja etunimet) Räisänen Olli Tapio	Opiskelijanumero tai henkilötunnus 200786-087J
Työn nimi Kuetsjärven vulkaanisen muodostuman vulkanologia ja geokemia Petsamon vihreäkivivyöhykkeellä	
Tiivistelmä <p>Petsamon vihreäkivivyöhyke on osa luode-kaakkosuuntaista paleoproterotsooista Petsamo-Imandra/Varzagan vyöhykettä Kuolan niemimaalla. Petsamon vihreäkivivyöhyke jaetaan Pohjois-Petsamon ja Etelä-Petsamon ryhmiin, jotka erottaa toisistaan Poritashin siirrosvyöhyke. Pohjois-Petsamon ryhmä koostuu neljästä syklisestä sedimenttisten ja vulkaanisten kivien muodostumaparista, jotka ovat Neverskrukin ja Ahmalahden muodostumat sekä Kuetsjärven, Kolosjoen ja Pilgujärven sedimenttiset ja vulkaaniset muodostumat. Etelä-Petsamon ryhmä koostuu tektonisten liikuntojen yhteen kasaamista muodostumista, jotka on nimetty maantieteellisten sijaintiensa mukaan.</p> <p>Tässä työssä tutkittiin Pohjois-Petsamon Kuetsjärven vulkaanisen muodostuman vulkanologiaa ja geokemiallista koostumusta. Lisäksi tutkielman mielenkiintona oli vulkaniiteissa esiintyvät ”Suureen hapettumistapahtumaan” (GOE) viittaavat tekijät, kuten vulkaniittien korkea hapettumisaste. Työn aineisto on saatu kansainvälisestä ICDP-kairausohjelman (International Continental Scientific Drilling Program) FAR-DEEP projektista, jossa suoritettiin kairauksia v. 2007 Venäjällä Kuolan niemimaalla sekä Venäjän Karjalassa. Kuetsjärven vulkaanisen muodostuman keskiosaan kairatusta FAR-DEEP-reiän 6A kairansydämeistä tutkittiin vulkaniittien rakenteita käyttäen ohuthieitä ja kairasydänten valokuvia. Geokemiallinen näytteenotto tehtiin kairansydämeistä 8 m:n välein, ja näytteet analysoitiin käyttäen seuraavia menetelmiä: XRF, Leco SC-444, ICP-AES ja ICP-MS.</p> <p>Kairareikä 6A lävistää Kuetsjärven vulkaanisen muodostuman ylemmän vulkaanisen jäsenen alaosan, konglomeraattijäsenen kokonaan ja alemman vulkaanisen jäsenen yläosan. Kairareikä vulkaniitit on jaettu 9 yksikköön niiden kivilajien, rakenteiden ja geokemian perusteella. Vulkaaniset yksiköt nimettiin kairareikä pohjalta alkaen aakkosilla (A-H) ja vulkaniittijäsenten välissä oleva konglomeraattinen kerros on nimetty konglomeraattijäseneksi. Vulkaaniset yksiköt koostuvat pääasiassa ilmanalaisista vulkaniiteista, jossa esiintyy mm. manteleita, virtausrakenteita ja laavabreksioita. Yksiköiden kivilajeina esiintyy mm. trakydasiitteja, trakyandesiiitteja ja rhyodasiitteja. Yksikkö B eroaa merkittävästi muista yksiköistä ilmanalaisten vulkaniittien rakenteiden puutteeltaan ja geokemialtaan. Sen on tulkittu olevan intrusiivinen diabaasiyksikkö. Ylempää vulkaanista jäsentä edustava yksikkö H eroaa myös muista yksiköistä basalttisella koostumuksellaan.</p> <p>Kuetsjärven vulkaniittien korkea hapettumisaste voi olla primääriseen tai sekundääriseen tekijän aiheuttamaa. On mahdollista, että vulkaniittien hapettumiseen vaikutti hapettunut ylävaippa ja erilaiset vulkaniittien magmaan vaikuttaneet fysikaaliset tekijät, esim hiilidioksidin poistuminen magmasta. Joka tapauksessa iältään vulkaniittien hapettuminen on vanhempaa kuin alueellinen metamorfoosi. Kuetsjärven vulkaniiteissa esiintyvät hematiitti ja hematiittiraidat sekä manteleissa esiintyvät kvartsin ja hematiitin muodostamat rakenteet viittaavat sekundääriseen oksidaatioon, joka indikoi, että pohjaveden ja siten myös ilmakehän happipitoisuus olisi ollut korkea diageeneisvaiheessa.</p> <p>Keywords: vulkaniitit, ICDP, FAR-DEEP, GOE, Petsamo, Venäjä</p>	

Sisällysluettelo

1	Johdanto	3
1.1	ICDP ja FAR-DEEP	4
2	Maapallon happipitoisuuden kehitys	6
2.1	Suuri hapettumistapahtuma	7
3	Petsamon vihreäkivivyöhyke	11
3.1	Petsamon vihreäkivivyöhykkeen geologia	11
3.1.1	Pohjois-Petsamon ryhmä	11
3.2	Neverskrukkien muodostuma	13
3.3	Ahmalahden muodostuma	14
3.4	Kuetsjärven sedimenttinen muodostuma	15
3.5	Kuetsjärven vulkaaninen muodostuma	15
3.6	Kolosjoen sedimenttinen muodostuma	18
3.7	Kolosjoen vulkaaninen muodostuma	20
3.8	Pilgijärven sedimenttinen muodostuma	21
3.9	Pilgijärven vulkaaninen muodostuma	22
3.10	Etelä-Petsamon ryhmä	24
4	Kuetsjärven Muodostuman vulkaniittien rakenteet ja geokemia	26
4.1	Kairareikä 6A	26
4.1.1	Yksikkö A	30
4.1.2	Yksikkö B	34
4.1.3	Yksikkö C	36
4.1.4	Yksikkö D	39
4.1.5	Yksikkö E	44
4.1.6	Yksikkö F	45
4.1.7	Yksikkö G	48
4.1.8	Konglomeraattijäsen	51
4.1.9	Yksikkö H	53
5	Johtopäätökset ja yhteenveto	55
5.1	Kuetsjärven vulkaniitit ja rakenteet	55
5.2	Kuetsjärven vulkaaninen muodostuma ja GOE	59
6	Lähteet:	61

Tämä tutkielma käsittelee Petsamon vihreäkivivyöhykkeen vulkaniittien rakennetta ja geokemiaa keskittyen Kuetsjärven muodostuman vulkaniitteihin, jotka muodostavat 800-2000 m paksun ilmanalaisten laavojen patjan, joka koostuu laavavirtauksista, mantelilaavoista ja laavabrektsioista, sekä vulkanoklastisesta konglomeraatista. Iältään Kuetsjärven vulkaniitit ovat noin 2060 miljoonaa vuotta vanhoja (Melezhik et al. 2007). Vulkaniittien primäärirakenteet ovat säilyneet erittäin hyvin, vulkaaniset rakenteet ovat tunnistettavissa ja manteleiden täytemineraalit ovat säilyneet. Kuetsjärven vulkaniitit eroavat muista Petsamon vihreäkivivyöhykkeistä korkeammalla raudan hapettumisasteella. Kuetsjärven vulkaniittien keskimääräinen $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ - suhde on 0,52, kun muiden muodostumien vulkaniiteilla se on alle 0,25 (Hanski et al. 2012). Kuetsjärven vulkaniittien rakenteiden ja geokemian lisäksi tutkielman tarkoituksena on tutkia tätä korkeaa hapettumisastetta, ja siihen vaikuttanutta tekijää. On mahdollista, että korkea hapettumisaste liittyy ns. ”Suureen hapettumistapahtumaan” (GOE, the Great Oxygenation Event), joka on ajoitettu samanaikaiseksi kuin Kuetsjärven vulkaniitit. Suurella hapettumistapahtumalla tarkoitetaan ilmakehän muutosta happiköyhästä happipitoiseksi. Työ liittyy kansainväliseen kairausohjelman ICDP:n (= International Continental Scientific Drilling Program) FAR-DEEP projektiin, jossa suoritettiin kairauksia Venäjällä Kuolan niemimaalla sekä Venäjän Karjalassa (Melezhik et al. 2013).

Petsamon vihreäkivivyöhyke on koko Kuolan niemimaan tarkimmin tutkittuja alueita johtuen alueella esiintyvistä Ni-Cu-malmeista, jotka löydettiin 1920-luvulla. Ensimmäiset yksityiskohtaiset raportit Petsamon geologiasta ovat peräisin 1920-1940-lukujen malminetsintäprojekteista. 1960-luvulla hahmoteltiin pääpiirteitä Petsamon stratigrafiasta ja alueellisesta geologiasta (Gilyarova 1967). 1970-luvun puolivälissä valmistui kokoomateos Petsamon vulkaniittien ja sedimenttikivien geokemiasta (Predovsky et al. 1974). 1980-1990-luvulla Petsamosta tehtyjen tutkimusten määrä kasvoi. Silloin ilmestyi mm. tutkimuksia sedimenttisestä ja paleogeografisesta ympäristöstä ja ferropikriittien ja Ni-Cu-intruusioiden geokemiasta sekä 1:50 000 –mittakaavaan tehty kivilajikartoitus alueesta (Gorbunov et al. 1985, Hanski 1992, Melezhik et al., 1994a,b). 2000-luvun merkittäviä tutkimuksia olivat ikämääritykset vulkaniiteille ja sedimenteille sekä 2330-

2060 miljoonaa vuotta sitten maailman laajuisesti tapahtuneeseen karbonaattikivien hiilen isotooppikoostumuksen muutokseen liittyvät tutkimukset (Melezhik et al. 2003, 2007).

Lisäksi Petsamon alueelle on tehty Kuolan supersyvä kairareikä nimeltään SG-3 (Kozlovsky 1984). Sen kairaaminen aloitettiin 1970-luvun alussa ja lopetettiin vuonna 1989 syvyyden ollessa 12 262 m. Yksi kairareikänsä tavoitteista oli saavuttaa Conradin epäjatkuvuuspinna, jonka oletettiin olevan Petsamon alueella n. 7 km:n syvyydessä. Kairareikä saavutti arkeisen ja Petsamon vihreäkivivyöhykkeen kontaktin 6842 metrissä. SG-3 ja sen ohella tehdyt kairaukset ovat olleet merkittävässä osassa Petsamon vihreäkivivyöhykkeen stratigrafian selvittämisessä ja muiden tutkimusten teossa.

1.1 ICDP ja FAR-DEEP

ICDP (= International Continental Scientific Drilling Program) on vuonna 1996 perustettu tieteellinen tutkimusohjelma (<http://www.icdp-online.org/home/>). Sen päätarkoituksena on edistää ja koordinoita tutkimuskairausprojekteja ympäri maailmaa. Kairausprojektien aiheina ovat olleet mm. malmin muodostus erilaisissa geologisissa ympäristöissä, vaipan pluumit, varhaisen elämän kehitys maapallolla, maapallon ilmaston kehityshistoria ja siihen vaikuttavat tekijät.

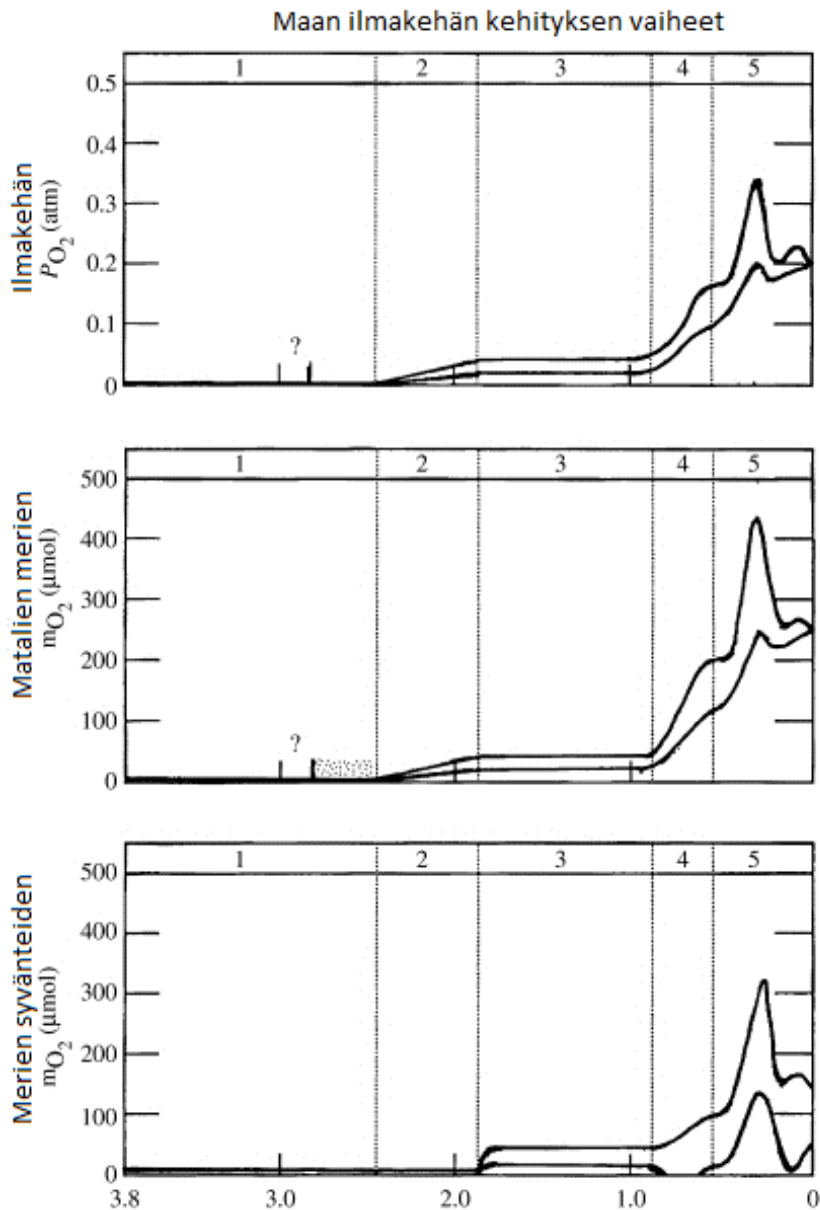
Tällä hetkellä ICDP:llä on 23 jäsenmaata ja jäsenyydestä kiinnostuneita maita yli 5. Lisäksi UNESCO ja Schlumberger Services Inc. ovat jäseniä. Suomi liittyi ohjelmaan vuonna 2005. Suomi on saanut ICDP:ltä tukea mm. Outokummun syväreikähankeen seismisiin, geotermisiin ja kallion jännitystilaa koskeviin tutkimuksiin (Suomen Akatemia).

FAR-DEEP eli Fennoskandian Artic Russia- Drilling Early Earth Project on yksi ICDP: n projekteista, jossa suoritettiin kairauksia ja maastotutkimuksia Kuolan Niemimaan ja Venäjän Karjalan alueella. Projektin tutkimustavoitteina oli:

1. kairata näytesarja, joka käsittää 2,5-2,0 miljardin vuoden välisen ajanjakson,
2. tutkia vapaan hapen ilmakehään ilmestymiseen liittyviä muutoksia bio- ja geosfäärissä ja sen aiheuttajia,
3. kehittää malli, joka selittää nykyisen ilmakehän muodostumisen ja ajoittaa sen muodostumisvaiheet.

Lisäksi tutkimuksen tavoitteisiin liittyi myös taloudellisen geologian aiheita.

Maapallon ilmakehän happipitoisuuden kehitystä tutkittaessa maapallon viimeiset 3,85 miljardia vuotta jaetaan viiteen vaiheeseen (Holland 2006). Ensimmäinen vaihe sijoittuu välille 3,85–2,45 miljardia vuotta. Sen aikana ilmakehä oli joko täysin tai melkein kokonaan hapeton. Mahdollisesti matalissa merissä esiintyi pieniä happipitoisia alueita. Lisäksi välillä 3,0–2,8 miljardia vuotta sitten ilmakehän ja matalien merien happipitoisuuksissa esiintyi pieni väliaikainen nousu (Kuva 1). Toisessa vaiheessa välillä 2,45–1,85 miljardia vuotta ilmakehän happipitoisuus nousi arvoon 0,2–0,4 atm ja samalla myös matalien merien happipitoisuus nousi. Merien syvänteet pysyivät happipitoisuuden noususta huolimatta hapettomina. Kolmas vaihe sijoittuu välille 1,85–0,85 miljardia vuotta. Sen aikana ilmakehän ja merien happipitoisuudessa ei tapahtunut suuria muutoksia. Neljännessä vaiheessa 0,85–0,54 miljardia vuotta sitten ilmakehän happipitoisuus nousi noin arvoon 0,2 atm. Myös matalien merien happipitoisuus nousi, mutta merien syvänteet pysyivät pääasiassa hapettomina. Viidennessä vaiheessa käsittäen viimeiset 0,85 miljardia vuotta maapallon ilmakehän happipitoisuus nousi huippulukemiinsa noin 0,3 atm:iin kivihiihikauden aikana, jonka jälkeen se palasi nykyisiin lukemiin. Matalat meret hapettuivat kokonaan, kun taas merien syvänteiden happipitoisuus vaihteli merkittävästi koko viidennen vaiheen ajan.

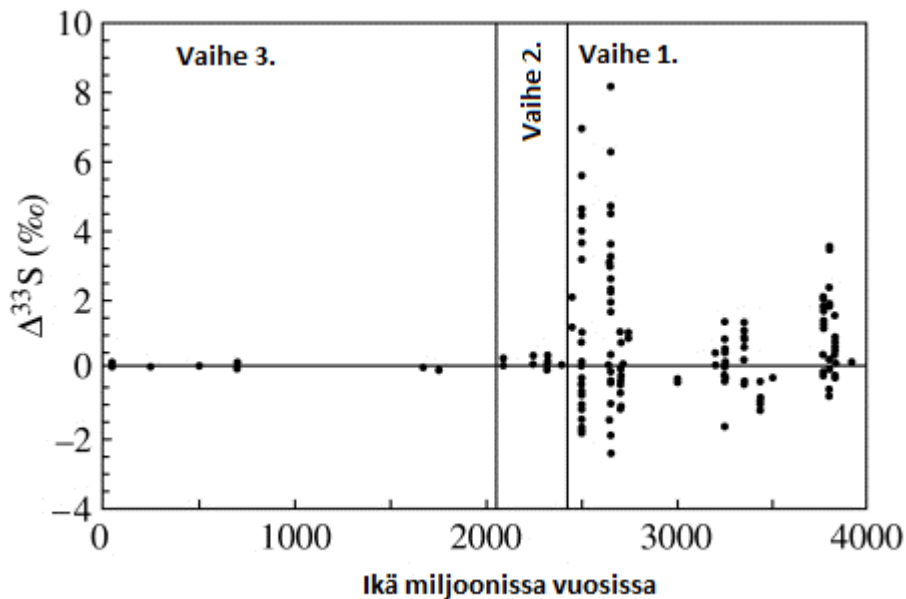


Kuva 1. Hapen pitoisuudet merissä ja ilmakehässä ilmakehän happipitoisuuden eri kehitysvaiheissa. Kysymysmerkki kuvaa mahdollista ensimmäisessä vaiheessa esiintynyttä väliaikaista hapen nousua ilmakehässä ja matalissa merissä. (Holland 2006)

2.1 Suuri hapettumistapahtuma

Maapallon ilmakehän happipitoisuuden kehitysvaiheen 2 happipitoisuuden nousu tunnetaan nimellä ”Suuri hapettumistapahtuma” eli englanniksi ”The Great Oxidation Event” (=GOE) (Holland 2002). Se päätti maan varhaishistorian lähes hapettoman kauden. Happipitoisuuden nousua ja ajoittumista 2,45 miljardia vuotta sitten perustellaan hapettumis- ja pelkistymisreaktioille herkkien detritaalisten mineraalien, kuten uraniniitin

ja pyriitin, katoamisella tuon ajan sedimenteistä, suurten raitaisten rautamuodostumien kerrostumisella ja rikin isotooppien massasta riippumattoman fraktioitumisen (=MIF-S) loppumista noin 2,45 miljardia vuotta sitten muodostuneissa sedimenteissä (Kuva 2.) (Holland 2002). Laskelmien mukaan MIF-S voi esiintyä vain, jos ilmakehän happipitoisuus on alle 10^{-5} kertaa nykyisestä ilmakehän määrästä (Pavlov and Kasting, 2002).



Kuva 2. Rikin isotooppien massasta riippumattoman fraktioitumisen indikaattorin $\Delta^{33}\text{S}$:n arvot baryytin ja pyriitin rikissä eri-ikäisissä sedimenteissä (Holland 2006)

Suuren hapettumistapahtuman syyksi on ehdotettu muutamaa tekijää, joita ovat syanobakteerikannan nopea kasvu ja siitä seurannut niiden tuottaman hapen määrän kasvu, sekä suurien happinielujen katoaminen (Kump et al., 2013).

Syanobakteerien vaikutus Suuren hapettumistapahtumaan perustuu niiden nopeaan lisääntymiseen 2,4 miljardia vuotta sitten ja fotosynteesikyvyllä tuotettuun happeen. Syanobakteerien lisääntymiseen ja kehitykseen epäillään vaikuttaneen meriin päätyvän ravinnerikkaan materiaalin virtauksen lisääntymisen vaikutuksesta, joka aiheutui lisääntyneestä terrestisestä rapautumisesta ja jääkaudesta (Kopp et al. 2005). Kuitenkin vanhimmat yhteyttämään pystyvät syanobakteerifossiilit on löydetty jo noin 2,7 miljardia vuotta vanhoista kivistä (Kasting 2008), joten on epäselvää, miksi GOE tapahtui vasta

myöhemmin. On ehdotettu, että syanobakteerit olisivat aikaisemmin rajoittuneet vain makean veden ympäristöihin ja 2,4 miljardia vuotta sitten ne olisivat levinneet meriin, mikä olisi aiheuttanut lajin räjähdysmäisen kasvun ja sen ohella hapen tuotannon yllättävän nousun (Blank ja Sánchez-Baracaldo 2010).

Toisena mahdollisena hapen nousun aiheuttajana pidetään suurien happea sitovien happinielujen häviämistä. Happinieluja ovat pelkistyneet tulivuorikaasut, metamorfiset fluidit ja kaasut sekä rapautuminen suurissa maamassoissa, jotka sisältävät sedimenttiperäistä orgaanista hiiltä, pyriittiä ja muita rautapitoisia mineraaleja. Happinielujen häviämiseen arvellaan vaikuttaneen maan vaipan yläosan hapettumisen yhdessä tulivuoritoiminnan muuttumisen pääosin arkeisen kauden merenalaisesta varhaisproterotsooisesta kauden ilmanalaiseen, mikä olisi muuttanut tulivuorien kaasujen ja metamorfisten fluidien koostumusta vähemmän happea sitovammaksi (Kump ja Barley 2007).

Maan vaipan yläosan hapettumisastetta voidaan mitata esim. vaipan pluumien ja valtamerien keskiselänteiden magmojen $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ -suhteella tai vulkaanisten kaasujen hapen fugasiteetilla (Öskarsson et al. 1994). Vaipan yläosan hapettumisasteen kehityksestä on olemassa kaksi teoriaa: Toisen mukaan se olisi kehittynyt asteittaisesti maan kehityshistorian aikana (Kasting et al. 1993) ja toisen mukaan se olisi kehittynyt maan varhaishistorian aikana ja pysynyt samana siitä lähtien (Li ja Lee 2004).

Vaipan asteittaisessa hapettumisasteen kehityksessä vaipan yläosan muuttuminen pelkistyneestä hapettuneeksi aiheutti maan ilmakehän happipitoisuuden nousemisen (Kasting et al. 1993). Teoria pohjautuu hapettuneen merellisen litosfäärin subduktion aiheuttamaan vaipan hapettumisasteen muutokseen. Subduktoituneet ja hapettuneet merellisen kuoren materiaalit muodostivat litosfäärilaattojen kasaumia, joista muodostui hapettunutta magmaa, joka kevyempänä kohosi litosfäärilaatan pintaan aiheuttaen ylävaipan hapettumista. Hapettuneen kuoren subduktion lisäksi ylävaipan hapettumiseen on vaikuttanut merkittävästi vedyn karkaaminen avaruuteen, joka nosti ilmakehän vapaan hapen määrää (Kump et al. 2001). Lisäksi happiköyhän ilmakehän olosuhteisessa kuoren hapettumista voi tapahtua oliviinin serpentiniittiytymisen seurauksena (Kasting et al.

1993). Oliiviinin serpentiniittiytyemisessä oliiviini hapettuu veden vaikutuksesta magnetiitiksi, kvartsiiksi ja vedyksi.

Vaipan muuttumattoman hapettumisasteen hypoteesissa vaiipan hapettumisasteen katsotaan olleen samalla tasolla arkeisesta ajasta lähtien (Li ja Lee 2004). Paleoredoxtutkimuksissa käytetään V/Sc-suhdetta määrittelemään kivien syntyhetken hapetus-pelkistysolosuhteita. Niissä käytetään vain mafisia ja ultramafisia kiviä, joiden MgO-pitoisuus on 8-12 p.-%, koska silloin V/Sc-suhteesta määritetty hapen fugasiteettista voidaan päätellä magman alkuperäiset hapetuspelkistysolosuhteet. Alle 8 p.-% MgO-pitoisuuksia ei pysty paleoredoxtutkimuksissa käyttämään, koska silloin vanadiini sitoutuu klinopyrokseeneihin, joiden jakaantumiskertoimet ovat mutkikkaat johtuen klinopyrokseenien vaihtelevasta kemiallisesta koostumuksesta, joka aiheuttaa häiriöitä V/Sc-suhteen mittaukseen (Li ja Lee 2004).

On myös mahdollista, että Suuri hapettumistapahtuma olisi monen tekijän yhteisvaikutuksen summa, sillä tällä hetkellä kumpikaan em. teorioista ei pysty täysin selittämään hapen yllättävää nousua 2,45 miljardia vuotta sitten. Kuitenkin on yleisesti hyväksytty, että syanobakteereiden fotosynteesillä tuottama happi lisäsi merkittävästi vapaata happea ilmakehään ja oli tärkeä tekijä Suuressa hapettumistapahtumassa.

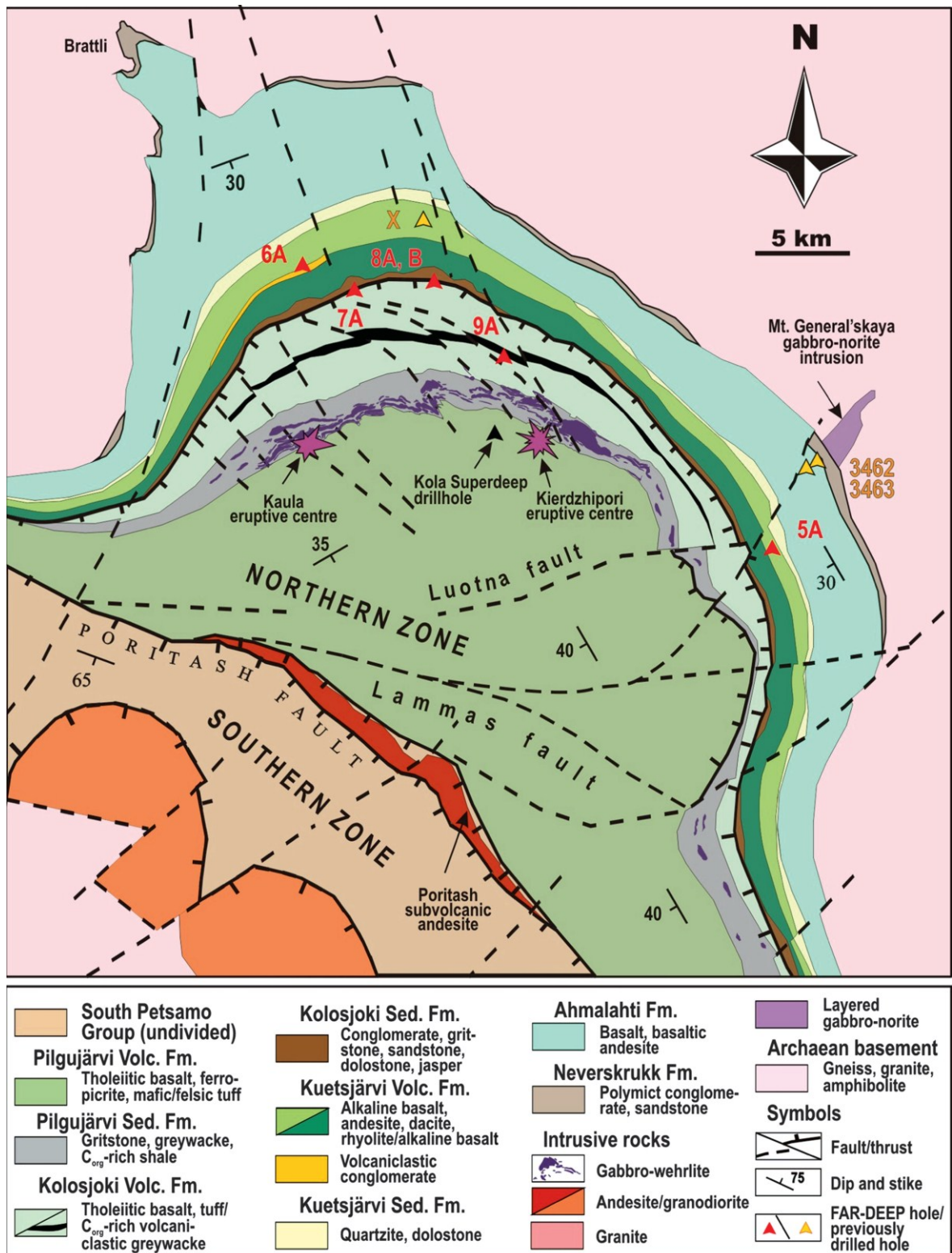
Petsamon paleoproterotsooinen vihreäkivivyöhyke on osa noin 800 km pitkstä, luodekoillissuuntaisesta vihreäkivivyöhykkeestä Kuolan niemimaalla (Melezhik ja Sturt 1994). Vihreäkivivyöhyke kulkee melkein koko Kuolan niemimaan läpi ulottuen Suomen ja Norjan puolelle. Venäjän puolella oleva n. 600 km pitkä vihreäkivivyöhyke on jakaantunut kahteen eri osaan, jotka ovat Petsamon ja Imandra/Varzugan vihreäkivivyöhykkeet. Yhdessä niitä kutsutaan nimellä Petsamo-Imandra/ Varzuga vihreäkivivyöhykkeeksi.

3.1 Petsamon vihreäkivivyöhykkeen geologia

Petsamon vihreäkivivyöhyke jaetaan eteläiseen ja pohjoiseen ryhmään (Kuva 3). Molemmat ryhmät rakentuvat vulkaniiteista ja sedimenttikivistä koostuvista muodostumista. Ryhmät erottaa toisistaan Poritashin siirrosvyöhyke, joka on luodekaakkosuuntainen ja sen kaade on 50-60° lounaaseen. Poritashin siirrosvyöhykkeen kivilajit ovat intrusiivisiä metavulkaniitteja andesiiteista ryoliitteihin. Seuraavissa kappaleissa esitelly Petsamon vihreäkivivyöhykkeen stratigrafia perustuu Melezhikin ja Hanskin (2012) artikkeliin.

3.1.1 Pohjois-Petsamon ryhmä

Pohjois-Petsamon ryhmä on luode-kaakkosuuntaiseen puoli-grabeniin muodostunut vulkaanis-sedimenttinen kivilajiseuranto, jonka kaade vaihtelee välillä 20-60°. Paksuudeltaan ryhmä saavuttaa yli 12 km paksuuden keskiosissa ryhmää, kun taas reunaosiin mentäessä ryhmä ohenee. Ryhmä on muodostunut arkeisen pohjan päälle.



Kuva 3. Petsamon vihreäkivivyöhykkeen muodostumajako ja FAR-DEEP-projektin kairareikien 5A–9A paikat (Melezhik ja Hanski 2012; Springerin luvalla).

Ryhmä koostuu neljästä syklisesti kerrostuneesta sedimenttisten ja vulkaanisten kivien muodostumista, jotka ovat vanhimmasta nuorimpaan: Neverskrukkien ja Ahmlahden

muodostumat, Kuetsjärven sedimenttinen ja vulkaaninen muodostuma, Kolosjoen sedimenttinen ja vulkaaninen muodostuma ja Pilgijärven sedimenttinen ja vulkaaninen muodostuma (Kuva 3). Jokainen muodostuma alkaa sedimenttikiviosuudella, jota seuraa paksumpi vulkaniittiosio. Muodostumat ovat säilyttäneet hyvin primäärirakenteensa, vaikka ovat läpikäyneet monivaiheisen metamorfoosin, jonka olosuhteet vaihtelevat vihreäkivivyöhykkeen keskiosan prehniitti-pumpellyiittifasieksesta reunaosien amfibolifasiekseen. Metamorfoosiin pääsyyllisenä on svekofenninen orogenia, joka vaikutti 1900-1800 miljoonaa vuotta sitten.

3.2 Neverskrukin muodostuma

Neverskrukin muodostuma on alin Pohjois-Petsamon ryhmän muodostumista. Nimitys tulee Norjan Paatsjoen alueelta, jossa tämä sedimenttimuodostuma esiintyy paremmin kehittyneenä ja paljastuneena (Melezhik et al. 1994a). Se on kerrostunut arkeaisen kuoren päälle. Paikoin Neverskrukin muodostuman ja arkeaisen pohjan erottaa toisistaan arkeisten kivien paleorapaumapinnat, joissa esiintyy epäsäännöllistä rakoilua, joissa on täytteenä sedimenttibreksiaa, hiekkakiveä ja kalkkipitoista serisiittiliusketta. Osa muodostumasta on kerrostunut 2505 miljoonan vuoden ikäisen gabbronoriiitti-intruusion päälle. Paksuudeltaan Neverskrukin muodostuma vaihtelee paljon, sillä muodostuman sedimenttikivet täyttävät useita arkeisessa pohjassa olevia paleolaaksoja (Sturt et al. 1994). Erästä paleolaaksosta on mitattu muodostuman maksimipaksuus, joka oli yli 300 m.

Neverskrukin muodostuman kivet ovat pääasiassa konglomeraatteja ja hiekkakiviä, jotka muodostavat paikoin 0,5-10 m paksuja syklisiä sarjoja, joiden raekoko sarjasta riippuen pienenee tai kasvaa pohjalta pintaa kohti mentäessä (Kuva 4). Vaikka konglomeraattien klastien koostumus vaihtelee paljon, ne ovat yleensä paikallista alkuperää.

Neverskrukin muodostuman kerrostumisympäristöihin kuuluu alluviaaliset kanavat ja viuhkat. Paikoin esiintyy maanvyörymien kasaamaa materiaalia (Sturt et al. 1994). Lisäksi muodostuman sedimenttikivistä on löydetty jääkauteen viittaavia todisteita, kuten vajokiviä ja lohkaraita. Myös muodostuman ikä mahdollistaisi sen liittymisen Huroniseen jääkauteen. Kuitenkin asian varmistaminen vaatisi lisätutkimuksia.



Kuva 4. Paljastumakuva Neverskrukin muodostuman konglomeraatista (valokuva Kauko Laajoki).

3.3 Ahmalahden muodostuma

Ahmalahden muodostuma on Neverskukkin muodostuman ja osittain arkeisen kuoren päälle kerrostunut vulkaaninen seuranto, jonka paksuus vaihtelee välillä 1100- 1300 m (kuva 3). Muodostuma koostuu ilmanalaisista, massiivisista ja mantelirakenteisista basalteista, basalttisista andesiiteista ja andesiittisista dasiiteista. Norjan puoleisesta muodostuman osasta on löydetty myös Mg-basaltteja, mafisia ja ultramafisia tuffeja (Melezhik et al. 1994b). Muodostuma rakentuu 0,5-25 m paksuista laavavirroista, jotka muodostuman alaosassa ovat pääasiassa mafisia ja yläosassa intermediaarisen luokan kiviä.

Ahmalahden muodostuman tarkkaa ikää ei ole vielä selvitetty. Balashovin (1996) tekemistä kokokivinäytteiden Rb-Sr-määrityksistä tuli tulokseksi 2324±28 miljoonaa vuotta, joka sopisi periaatteessa muodostumalle, sillä se on selvästi nuorempi kuin sen alapuolinen 2505 miljoonaa vuotta vanha gabronoriitti-intruusio ja selvästi vanhempi kuin

stratigrafiassa yläpuolella oleva 2060 miljoonaa vuotta vanha Kuetsjärven muodostuma. Kuitenkin Balashovin tekemän ikämäärityksen tarkkuus on kyseenalainen johtuen kivien muuttuneisuudesta. Ahmalahden muodostuman kerrostumisympäristöksi on ehdotettu mantereen sisäiseen repeämään liittyvää ilmanalaista vulkanismia.

3.4 Kuetsjärven sedimenttinen muodostuma

Kuetsjärven muodostuman sedimenttinen osio on muodostunut Ahmalahden muodostuman rapautuneiden basalttisten andesiittien päälle esiintyen jatkuvana koko vihreäkivivyöhykkeen matkalla (Kuva 3). Sen paksuus vaihtelee välillä 15-150 m. Keskiosissa sedimenttistä osiota hallitsevat syndepositionaaliset siirrokset. Reunaosissa arkeisten kivien koilliseen suuntautunut siirros ja kerrostumisen jälkeinen tektoniikka ovat kaventaneet sedimenttisen osion paksuutta (Predovsky et al. 1974).

Kuetsjärven muodostuman sedimenttinen osio rakentuu silikaattisen ja dolomiittisen materiaalin muodostamasta sedimenttisestä sarjasta, jossa silikaattinen materiaali hallitsee sarjan alaosia ja pintaa kohti mentäessä dolomiittisen materiaalin määrä kasvaa. Tämän takia sedimenttinen osio on jaettu alempaan kvartsiittijäseneseen ja ylempään dolomiittijäseneseen. Alempi kvartsiittijäsen on 45 m paksu. Se on jaettu kolmeen eri alayksikköön rakenteiden, dolomiitin ja hematiitin määrän perusteella. Pääpiirteittäin sanottuna koko kvartsiittijäsen koostuu eri rakenteisista ja vaihtelevalla määrällä dolomiittia ja hematiittia sisältävistä muta-, siltti- ja hiekkakivistä. Ylempi dolomiittijäsen on noin 80 m paksu, ja sekin on jaettu kolmeen eri alayksikköön rakenteiden ja silikaattipitoisuuden perusteella. Kuetsjärven sedimenttimuodostuman karbonaattikivillä on Lomagundi-jatuli-anomaliale tyypillinen raskas hiili-isotooppikoostumus (Melezhik et al. 2004; Salminen et al. 2013).

3.5 Kuetsjärven vulkaaninen muodostuma

Kuetsjärven muodostuman vulkaaninen yksikkö on muodostunut Kuetsjärven sedimenttisen osion päälle (Kuva 3). Se kulkee jatkuvana koko Petsamon vihreäkivivyöhykkeen läpi ja on maksimipaksuudeltaan on yli 2 km. Muodostuma rakentuu monista erilaisista vulkaanisista kivistä, joihin kuuluu intermediäärisiä ja felsisiä laavapatjoja, mantelirakenteisia basalteja, pikriittejä, ignimbriittejä, breksiotuneita

laavapatjoja, tuffeja ja vulkanoklastisia sedimenttejä. Kuestjärven muodostumalle on saatu zirkonista U-Pb-menetelmällä tarkka ikä 2058 ± 6 miljoonaa vuotta (Melezhik et al. 2007).

Kuetsjärven vulkaaninen muodostuma jakaantuu kahteen melkein yhtä paksuun osaan, jotka ovat noin 30 m paksun vulkanoklastisen konglomeraatin erottamana. Nämä kaksi osaa jaetaan vielä kahteen eri alayksikköön, jotka ovat ylempi basalttinen ja trakyandesiiittinen jäsen sekä alempi basalttinen ja trakyandesiiittinen jäsen (Melezhik et al. 1994).

Alempi basalttinen jäsen koostuu basalteista ja alkalibasalteista sekä vähäisistä määristä trakyandesiiitteja, trakydasiitteja, pikriittisiä basalteja ja tuffeja. Basaltit muodostavat laavapatjojen sarjoja, joissa yksittäisten laavavirtojen paksuus vaihtelee muutamasta senttimetristä 25 metriin. Tuffeja esiintyy jäsenen alaosissa, ja ne ovat yleensä välikerroksina ohuiden laavavirtojen välissä.

Alempi trakyandesiiittinen jäsen rakentuu kerroksellisista laavavirroista, breksia-laavavirroista ja pyroklastisista kerroksista, joissa kivilajit vaihtelevat melko paljon. Kuitenkin trakyandesiiitit, trakydasiitit ja ryodasiitit ovat hallitsevia kivilajeja. Laavapatjojen paksuudet vaihtelevat yhdestä metrillä 16 metriin. Joidenkin laavapatjojen pintaosissa esiintyy breksioita tai pyroklastista materiaalia. Laavoissa esiintyy myös manteleita, kuivumisrakoilua ja massiivista rakennetta. Mantelit ovat yleensä kooltaan yhdestä millimetristä neljään senttimetriin ja niissä yleisimpiä täytemineraaleja ovat kvartsi, jaspis, kloriitti, kalsiitti ja alkalimaasälpä.

Vulkaniitit kahteen osaan jakava konglomeraattijäsen on kerrostunut alemman trakyandesiiittijäsenen päälle. Sen maksimipaksuus on 30 m ja paikoin se kutistuu vain muutamien senttimetrin paksuiseksi. Se koostuu vulkanoklastisista hiekkakivistä ja erilaisista vulkanoklastisten hiekka/silttikivien ja konglomeraattien sekoituksista, jotka muodostavat ylöspäin hienonevia sedimenttisarjoja, joiden paksuus vaihtelee välillä 0,2-7 m.

Ylempi basalttinen jäsen on kerrostunut joko konglomeraattikerroksen päälle tai sen puuttuessa alemman trakyandesiiittisen jäsenen päälle. Ylemmän basalttisen jäsenen alin

osa koostuu noin 25 m paksusta, massiivisesta tholeiittisesta laavapatjasta, jonka yläosissa esiintyy isoja manteleita. Laavayksikössä esiintyy tyynylaavarakennetta, kun se on kerrostunut tumman ruskean, hematiittirikkaan savi/silttikiven päälle. Kun laavapatja on kerrostunut konglomeraatin tai vulkaniittien päälle, se muodostaa vihreää massiivista basalttia, jossa esiintyy kuivumisrakoilua ja runsaasti isoja manteleita, jotka ovat täyttyneet kalsiitilla, aksiniitilla, kvartsilla, adulaarilla ja epidootilla. Ylemmät osat ylemmästä basalttijäsenestä koostuvat 20-30 m paksuista, mantelirakenteisista alkalibasalteista, joiden seassa esiintyy ohuita tuffikerroksia. Monissa laavapatjojen yläosissa esiintyy hapettunutta, hematiittirikasta breksiaa, jonka väri vaihtelee mustasta ruskeaan ja paksuus muutamasta senttimetrinä muutamaan metriin.

Ylempi trakyandesiiittinen jäsen koostuu laajasta vulkaanisten kivilajien kirjosta, mikä pitää sisällään mantelirakenteisia basaltteja ja intermediäärisiä laavoja. Jäsenellä on vaihtuva rajapinta alemman ryhmän kanssa ja sen katsotaan varsinaisesti alkavan, kun ensimmäiset trakyandesiiittiset laavat ilmestyvät. Manteleita voi laavoissa esiintyä paljon ja erikokoisina. Yleensä ne ovat täyttyneet kvartsilla, kloriitilla ja kalsiitilla, mutta Kolosjoen sedimenttimuodostuman lähellä niiden täyteenä on adulaaria, kalsiittia ja kloriittia. Lisäksi laavapatjoissa esiintyy ohuita jaspisjuonia. Jäsenen aivan ylin osa koostuu dasiittisesta laavabreksiasta, jossa esiintyy karbonaattiklasteja, ja kalium-rikkaasta dasiittisesta laavabreksiasta, jossa esiintyy hematiitti/magnetiittiraitoja. Ylin osa on vain paikoin nähtävissä, sillä yleensä eroosio on kuluttanut sen pois.

Kuetsjärven vulkaniittien kivilajien monimuotoisuus viittaisi kantamagman kontaminoituneen kuoren materiaaleista. Kontaminaatioon viittaavat myös eri alkuaineiden vaihtelevat pitoisuudet, jotka ovat tyypillisiä mannerlaatan sisäiselle vulkanismille (Hanski 1992). Edellä mainittujen syiden ja vulkaniittien rakenteen perusteella vulkaniittimuodostuman kerrostumisympäristöksi on ehdotettu ilmanalaista mannerlaatan sisäistä repeämävyöhykettä (Mints et al. 1996), jossa oli matalan veden vaihe konglomeraatin ja ylempään basalttiryhmän alaosan tyynylaavojen syntyessä.

3.6 Kolosjoen sedimenttinen muodostuma

Kolosjoen sedimenttinen muodostuma on kerrostunut Kuetsjärven vulkaanisen muodostuman päälle (Kuva 3). Sen paksuus vaihtelee välillä 50-300 m. Paksuimmat osat ovat muodostuman keskiosassa. Itä- länsireunoille mentäessä se kapenee ja lopulta häviää kokonaan. Muodostuma rakentuu heteroliittisistä, vulkanoklastisista grauvakoista, arkoosisista hiekkakivistä, hematiittipitoisista hiekkakivistä ja liuskeista sekä karbonaatti-, jaspis-, sulfidi- ja eloperäishiilipitoisesta liuskeista koostuvista sedimenttisistä sarjoista. Muodostuma jaetaan seitsemään jäseneseen, joita ovat pohjalta pintaan järjestyksessä hiekkakivi-, alempi grauvakka-, karkeahiekkakivi-, hematiiti-, ferropikriitti-, dolomiitti- ja ylempi grauvakkajäsen.

Hiekkakivijäsen on kerrostunut Kuetsjärven vulkaniittien päälle. Sen paksuus ja koostumus vaihtelee paljon, koska se on muodostunut erikokoisiin paleolaaksoihin. Jäsenen pääkivivilajina on harmaan tai vaaleanpunainen, hienorakeinen, massiivinen vulkanoklastinen hiekkakivi, jonka klastien koostumus heijastelee alapuolisten vulkaniittien koostumusta. Paikoin esiintyy paralleelikerroksellisuutta ja pienen mittakaavan ristikerroksellisuutta.

Alemmalla grauvakkajäsenellä ja hiekkakivijäsenellä on vaihettava raja, jossa esiintyy pieniä vulkanoklastisia konglomeraattipatjoja. Paksuudeltaan alempi grauvakkajäsen vaihtelee välillä 2-80 m, ja paikoin se häviää kokonaan. Jäsenen pääkivivilajit ovat vulkanoklastiset konglomeraatit ja grauvakat, joista grauvakoissa esiintyy arkoosihiekkakivivälikerroksia. Jäsenen päarakenteina esiintyy planaari- ja koururistikerroksellisuutta, joita yleensä erottavat eroosiopinnat.

Karkeahiekkakivijäsen koostuu arkoosihiekkakivestä ja karkearakeisesta hiekkakivestä. Jäsenen paksuus vaihtelee välillä 0-70 m, sen alakontakti on terävä ja siihen yleensä liittyy ohut vulkanoklastinen konglomeraattikerros, jonka klastit ovat peräisin Kuetsjärven muodostuman vulkaniiteista. Jäsenen rakenteissa näkyy horstien ja grabenien vaikutus kerrostumisen aikaisina liikuntoina, jotka ovat aiheuttaneet paikallista eroosiota ja kerrosrakenteita.

Hematiittijäsen koostuu hematiittirikkaista grauvakka-, hiekka-, siltti- ja karkeahiekkakiviyksiköistä, jotka sisältävät toisiaan vaihtelevina ja eri paksuisina välikerroksina. Paikoin yksiköiden seassa esiintyy massiivisia hematiittikappaleita. Maksimipaksuudeltaan jäsen on 45 m.

Ferropikriittinen jäsen koostuu massiivisesta, epäselvästi kerrostuneesta, karkearakeisesta ferropikriittisestä tuffista, paralleelikerroksellisesta silttikivestä ja rytmisesti kerrostuneista hiekka- ja silttikivistä. Kaikissa jäsenen kivissä esiintyy ohuita jaspisjuonia ja punaista, rautarikasta savikiveä linsseinä, välikerroksina ja patjoina. Tuffien primäärimineraalit ovat korvautuneet täysin kloriitilla, serpentiinillä, talkilla, flogopiitilla, apatiitilla ja magnetiitilla.

Dolomiittijäsenen erottaa alemmasta jäsenestä vaihtuva ristikerroksellinen grauvakkakerros, jossa esiintyy välikerroksina breksiaa, jossa grauvakka perusmassana ja dolomiittia ja sertiä kappaleina. Jäsen koostuu välikerroksellisista dolariiteista ja stromatoliittisista dolomiiteista, joissa välikerroksina kalkkikiveä, grauvakkaa, arkoosista hiekkakiveä, konglomeraatti ja breksiaa.

Ylempi grauvakkajäsen koostuu välikerroksellisista liuskeista, silttikivistä, grauvakoista, savisesta grauvakasta ja arkoosisesta hiekkakivestä. Ryhmän alakontakti on terävä, ja yläkontakti on tektoninen johtuen Luchlompolon ylityöntövyöhykkeestä. Paikoin ryhmässä esiintyy mustaliuskevälikerroksia.

Kolosjoen sedimenttien kerrostuminen alkoi mantereen sisäisellä hautavajoaman muodostumisympäristöllä ja jatkui alluviaalisella ja deltaympäristöllä päätyen lopulta merelliseen kerrostumisympäristöön (Predovsky et al. 1974). Tämä kerrostumisympäristöjen vaihtelu näkyy Kolosjoen sedimenttien vaihtelevana paksuutena ja eri sedimenttien kirjona. Lisäksi sedimenteissä näkyy syn- ja postdepositionaalisten liikuntojen vaikutukset ja alempien vulkaniittien runsas eroosio.

3.7 Kolosjoen vulkaaninen muodostuma

Kolosjoen vulkaaninen muodostuma on kerrostunut Kolosjoen sedimenttisen muodostuman päälle (Kuva 3). Niiden kontaktia hallitsee Luchlompolon ylityöntöön liittyvä tektoninen liikunto, joka on muokannut kontaktin kivistä blastomyloniittejä. Muodostuma on paksuimmillaan noin 2000 m. Yksikön keskiosista itä- ja länsireunoille mentäessä se kapenee ja lopulta häviää pois. Kolosjoen vulkaaninen muodostuma on jaettu kolmeen jäseneseen: alempaan ja ylempään basalttijäseneseen sekä niiden välissä olevaan mustaliuskejäseneseen (Melezhik et al. 1994).

Alempi ja ylempi basalttijäsen muodostavat 0,5-20 m paksuja laavapatjoja, jotka koostuvat massiivisesta ja tyynylaavarakenteisesta mafisesta laavasta. Lisäksi esiintyy vähäisiä määriä mantelilaavoja, laavabrekioita, hyaloklastiitteja ja tuffeja. Laavat ovat kemialliselta koostumukseltaan pääasiassa tholeiittisiä basaltteja. Laavojen seassa esiintyy myös luodesuuntaisia leikkaavia Ni-Cu-sulfideja sisältäviä ferropikriittisiä juonia, jotka on tulkittu yläpuolisessa Pilgujärven sedimenttimuodostumassa olevien, malmeja sisältävien kerrosjuonten tulokanaviksi (Hanski et al. 2011).

Mustaliuskejäsen koostuu grauvakasta, mafisesta tuffista, tuffiitista ja mustasta sulfidipitoisesta liuskeesta muodostuneista ohuista kerroksista, joiden välissä esiintyy serti- ja kalkkikivikerroksia. Jäsenen paksuus vaihtelee välillä 70-300 m. Serttikerroksissa esiintyy mikroskooppisia, pyöreitä, mustia rakenteita, jotka on tulkittu fossiileiksi (Ivanova et al. 1988).

Kolosjoen vulkaniittien muodostumismalliksi on ehdotettu mm. mantereen sisäistä hautavajoamaa, saarikaaren tausta-allasta, aktiivista laattarajaa ja Punaisen meren kaltaista pohjaa. Kuitenkaan varsinaista oikeaa muodostumismallia vulkaniiteille ei ole vielä löydetty johtuen niiden omalaatuisesta geokemiallisesta koostumuksesta, joka viittaa MORB-tyyppisiin tholeiittisiin basaltteihin, mutta ei kuitenkaan aivan täysin täsmää niihin.

3.8 Pilgijärven sedimenttinen muodostuma

Pilgijärven sedimenttisen muodostuman paksuus vaihtelee välillä 500-1000 m. Suuret paksuuserot johtuvat paikoin esiintyvistä kerrostumisen aikaisista siirroksista.

Muodostuman alakontaktina pidettiin aikaisemmin Kolosjoen rapautuneita basaltteja (Predovsky et al. 1974), mutta myöhemmin Kuolan supersyvästä kairareistä tehtyjen tutkimusten perusteella se tulkittiin tektoniseksi (Mints 1996). Yläkontakti on paikoin ylityönnön muokkaama, mutta muualla sedimenttinen muodostuma päättyy Pilgijärven vulkaanisen muodostuman basaltteihin (Kuva 3). Yläkontaktin on myös tulkittu olevan kokonaan tektoninen, sillä sedimenttinen muodostuma on intensiivisesti poimuttunut ja siinä esiintyy siirroksia (Mints 1996). Tulkinta kuitenkin vaatisi lisätutkimuksia.

Pilgijärven sedimenttinen muodostuma koostuu rytmisesti kerrostuneista grauvakoista ja karbonaatti- ja sulfidipitoisista mustaliuskeista. Lisäksi sedimenttien seassa esiintyy vähäisiä määriä basalttisia tuffeja ja ferropikriittisiä laavoja ja tuffeja. Sedimenttinen muodostuma koostuu kolmesta ylöspäin hienonevasta sarjasta, jotka ovat alin, keskimäinen ja ylin, joita voidaan kutsua myös A-, B- ja C-jäseniksi (Melezhik et al. 1994a).

Jäsen A:n maksimipaksuus on 300 m. Sen alin osa koostuu Kolosjoen rapautuneiden vulkaniittien päälle kerrostuneista epäjatkuvista liuskelinsseistä, joiden paksuus vaihtelee välillä 0-140 m. Alinta osaa on pidetty vulkaniittien paleorapautumiskuorena. Jäsenen yläosa koostuu arkoosisesta hiekkakivestä, grauvakasta, silttikivestä, liuskeista ja polymiktisestä konglomeraatista, sekä orgaanista hiiltä ja sulfideja sisältävästä karkeasta hiekkakivestä. Jäsenen kivilajit muodostavat Bouma-sarjoja, joissa esiintyy ylöspäin mentäessä hienonevia ja ohenevia sekä karkenevia ja paksunevia kerroksia.

Jäsenen B:n paksuus vaihtelee välillä 50-300 m, ja sillä on alemman jäsenen kanssa vaihtuva kontakti. Jäsen koostuu paksuista, karkeista hiekkakivikerroksista ja orgaanista hiiltä sisältävistä hiekka/siltti/mutakivistä rytmisinä kerroksina, joissa esiintyy paikoin runsaasti sulfideja ja karbonaatteja. Myös paksuja basalttisia tuffikerroksia esiintyy. Rytmiset kerrokset muodostavat Bouma-sarjoja, joiden paksuus vaihtelee välillä 1-10 cm.

Jäsen C:n paksuus itä- ja keskiosissa vaihtelee muutamasta metristä 250 m. Länsiosissa paksuus voi olla jopa 600 m. Jäsen koostuu ferropikriittisistä tuffi- ja tuffiittikerroksista, sekä niihin liittyvistä rytmisesti kerrostuneista ferropikriittisistä mustaliuskeista, mafisista tuffeista, ferropikriittisestä laavoista ja purkausbreksioista. Jäsen C:n alakontaktin tunnistaminen varmuudella onnistuu vain geokemian pohjalta kohonneina Cr ja Ni pitoisuuksina.

Pilgujärven sedimenttisen muodostuman seassa esiintyy myös runsaasti gabro-wehrlittiassosiaation intruusioita, joista monissa on taloudellisesti merkittäviä Ni- ja Cu-sulfidiesiintymiä (Gorbunov et al. 1985, Hanski 1992). Tämän takia Pilgujärven sedimenttistä muodostumaa on kutsuttu myös ”tuottavaksi yksiköksi”. Intruusioiden paksuus on yleensä muutamia kymmeniä metrejä. Kuitenkin suurin intruusioista on paksuudeltaan noin 500 m.

Pilgujärven sedimenttien Bouma-sarjat A- ja B-jäsenissä viittaisivat sedimenttien kerrostumisympäristön olleen merellinen ja kehittyneen kohti syvempää merellistä kerrostumisympäristöä, joten mahdollinen kerrostumisympäristö olisi mannerrinne. Lisäksi jäsenissä esiintyvät karkeat hiekkakivet viittaisivat deltan materiaaliin, joka olisi päätynt paikalleen merellisen maanvyöryn seurauksena, mikä vahvistaisi mannerrinnetulkintaa sedimentaatioympäristöksi (Melezhik et al. 1994b). Jäsenen C sedimentit puolestaan viittaavat syvän meren kerrostumisympäristöön, jossa sedimentit kerrostuvat turbidiittivirtausten ja deprisvirtausten vaikutuksesta.

3.9 Pilgujärven vulkaaninen muodostuma

Pilgujärven vulkaaninen muodostuma on Petsamon vihreäkivivyöhykkeen paksuin vulkaaninen muodostuma noin 3500-4000 metrin paksuudellaan. Kuten muutkin muodostumat se on paksuimmillaan keskiosissa ja itä- ja länsiosia kohti se ohenee (Kuva 3). Vulkaniitit purkautuivat Pilgujärven sedimenttisen muodostuman päälle ja niillä on vaihettava kontakti (Predovsky et al. 1974). Muutamassa paikassa vulkaaninen muodostuma on siirrostunut sedimenttisen muodostuman sisään. Suurin osa vulkaanisesta muodostumasta koostuu merellisistä basalteista, jotka esiintyvät massiivisina laavoina, laavabreksioina, tyynylaavoina ja hyaloklastiitteina. Basalttien lisäksi esiintyy vähäisiä

määriä mafisia tuffeja, ferropikriittejä, ultramafisia tuffeja, felsisiä laavoja ja tuffeja. Basalttien seassa esiintyy myös ohuita sedimenttisiä välikerroksia, jotka koostuvat serteistä ja fylliiteistä.

Pilgujärven ja Kolosjoen mafisten metavulkaniittien rakenteet, geokemiallinen koostumus ja isotooppikoostumus ovat hyvin lähellä toisiaan. Molemmilla on T-MORB:hin viittaava hivenalkuainekoostumus. Ainoastaan lähellä Porirashin siirrosvyöhykettä Pilgujärven vulkaanisen muodostuman yläosassa esiintyy poikkeavia LREE:stä rikastuneita laavoja (Skufin ja Theart 2005).

Ferropikriittiset kivet esiintyvät massiivisina laavoina, tyynylaavoina, pintapuolisina intrusiivisina silleinä ja juonina ja differentoituneina laavapatjoina, joiden yläosassa on spinifex-rakennetta.. Paksuudeltaan laavapatjat ovat kolmen ja 25 m:n väliltä. Ferropikriittisillä kivillä on korkeat magnesium- ja rautapitoisuudet, mikä viittasi niiden ja Pilgujärven sedimenttisen muodostuman seassa olevien intrusioiden muodostuneen samasta kantamagmasta (Hanski 1992).

Pilgujärven felsiset kivet muodostavat useita kerroksia ja linssejä tholeiittisten basalttien väliin, mutta ne kuitenkin esiintyvät vain rajatun, noin 100 m paksuisen yksikön sisällä muodostaen siten hyvän johtohorisontin. Paksuudeltaan felsiset kerrokset vaihtelevat muutamasta senttimetristä 13 metriin. Suurin osa felsisistä kivistä on korkean SiO₂-pitoisuuden omaavia ryoliittisia tuffeja. Rakenteeltaan ne ovat hienorakeisia ja massiivisia, laminoituneita ja vulkaanisen lasin kaltaisia tai lapilli-kappaleita sisältäviä kiviä. Hanski et al. (1990) saivat felsisten kivien zirkonille U-Pb-menetelmällä iän noin 1970 miljoonaa vuotta.

Pilgujärven vulkaniittien muodostumisympäristölle ei ole varmaa mallia, joka toimisi täysin. Vulkaniiteissa esiintyvät tyynylaavat ja vulkaniittipatjojen suuri paksuus viittaisivat merelliseen ympäristöön. Kuitenkin tholeiittisten basalttien välissä olevat felsisten kivien kerrokset sisältävät gneissifragmentteja ilmeisesti arkeeisesta kuoresta, joten repeäminen ei vielä edennyt merellisen kuoren syntyyn (Melezhik ja Hanski 2012). Jotkut tutkijat ovat ehdottaneet, että felsiset kivet olisivat syntyneen meteoriitin törmäyksen vaikutuksesta (Jones et al., 2003) tai ne olisivat kulkeutuneet kaukaa merellisen massavirtauksen

kuljettamina (Negrutsa 1995). Basalttien synty-ympäristöksi on ehdotettu kaaren taustaltaan repeämisympäristöä, Punaisen meren kaltaista mannerlaatan repeämää tai mannerlaatan sisäistä hautavajoamasysteemiä.

3.10 Etelä-Petsamon ryhmä

Etelä-Petsamon ryhmä on paksuudeltaan noin 10 km. Sen erottaa pohjoisesta Petsamon ryhmästä Poritashin siirrosvyöhyke (Kuva 3). Etelä-Petsamon ryhmällä ei ole varsinaista selvää stratigrafiaa, vaan se vaikuttaisi koostuvan tektonisten liikuntojen yhteen kasaamista muodostumista, jotka koostuvat useista eri kivilajeista ja ovat nimetty maantieteellisen sijaintinsa mukaan. Nämä muodostumat ovat pohjoisesta etelään Kallojaur, Ansemjoki, Mennel, Kaplya ja Kassesjoki (Skufin ja Theart 2005).

Kallojaurin muodostuma koostuu rytmisesti kerrostuneista mustaliuskeista, fylliiteistä ja kalkkipitoisista fylliiteistä, sekä vähäisempinä määrinä esiintyvistä andesiittisistä tuffeista, serteistä, tholeiittisista ja pikriittisistä basalteista. Muodostuman paksuus on noin 1200 m. Kallojaurin muodostuman epäillään alun perin kerrostuneen Pilgujärven vulkaanisen muodostuman päälle, josta sen erotti myöhemmin Poritashin siirrosvyöhykkeen intrusiiviset vulkaniitit.

Ansemjoen muodostuman maksimipaksuus on noin 2500 m. Se rakentuu massiivisista ja tyynylaavarakenteisista basalteista, ferrobasalteista, korkean Mg-pitoisuuden basalteista, hyaloklastiiteista sekä andesiittisistä, basalttisista ja pikrobasalttisista tuffeista. Lisäksi vulkaniittien seassa esiintyy mustaliuskeita ja kalkkipitoisia liuskeita.

Mennelin muodostuma on yli 2000 m paksu. Se koostuu pikriiteistä ja basalteista, jotka esiintyvät massiivisina, tyynylaavarakenteisina, mantelirakenteisina ja varioliittisina laavapatjoina. Lisäksi esiintyy laavabreksioita ja hyaloklastiitteja, joissa tuffia ja vulkanoklastisia mustaliusketta välikerroksina. Yksikön pikriitit muistuttavat Pohjois-Petsamon ryhmän ferropikriittejä, mutta ne eroavat hieman pienimmillä FeO_t - ja TiO_2 -pitoisuuksiltaan. Mennelin ja sitä seuraavan Kaplyan muodostuman tulkitaan olevan samanaikaisia tektonisia klippejä, vaikka ne koostuvat erilaisista vulkaniiteista (Skufin and Theart 2005).

Kaplyan muodostuma on paksuudeltaan noin 2000 m. Se koostuu pääasiassa andesiiteista, lisäksi esiintyy dasiitteja, andesiittisiä basaltteja ja korkean Mg-pitoisuuden basaltteja. Rakenteeltaan vulkaniitit esiintyvät massiivisina ja breksioituneina laavapatjoina sekä purkausbreksioina ja-tuffeina.

Kassesjoen muodostuma on noin 400 m paksu. Se koostuu rytmisesti kerrostuneesta hiekka/silttikivestä, jossa esiintyy andesiittia klasteina. Muodostuman alaosissa hiekka/silttikiven seassa esiintyy 10-50 m paksuja konglomeraattikerroksia. Muodostuman keski- ja yläosissa on ohuita basalttivalikerroksia.

4 KUETSJÄRVEN MUODOSTUMAN VULKANIITTIIEN RAKENTEET JA GEOKEMIA

Seuraavat kappaleet käsittelevät Kuetsjärven muodostuman vulkaniittien rakenteita ja geokemiaa keskittyen kairareikään 6A, joka on yksi FAR-DEEP:n kairaamista rei'istä. Reiän sijainti Petsamon alueen geologisella kartalla näkyy kuvassa 3. Rakennetulkinnat perustuvat omiin havaintoihin ohuthieistä ja kairasydän- ja paljastumavalokuvista sekä FAR-DEEP:n tutkimusryhmän tekemään tutkimusselostukseen (Hanski et al. 2013). Geokemia perustuu myös FAR-DEEP:n raporttiin ja heidän tekemiin analyysihin sekä omiin havaintoihin analyyseistä.

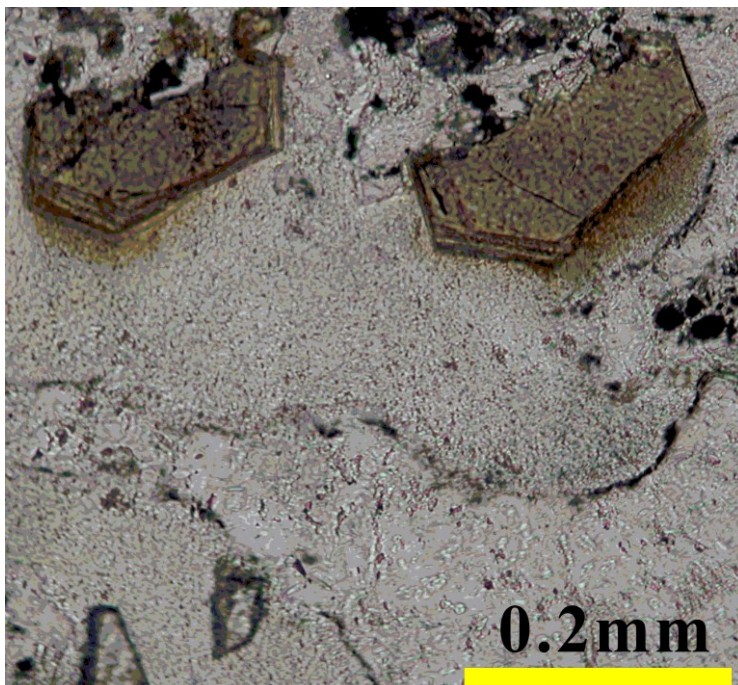
Kairasydämistä näytteenotto on tehty noin 8 m välein. Näytteille on tehty seuraavat analyysit: Röntgen fluoresenssimenetelmällä (XRF) pää- ja hivenalkuaineet, hiili ja rikkianalyysit Leco SC-444 analysaattorilla, karbonaattien pää- ja hivenalkuaineet HCl-osittaisuutolla ja ICP-AES-menetelmällä (inductively coupled plasma atomic emission spectrometry) sekä valituista näytteistä lantanidit ja eräät muut hivenalkuaineet ICP-MS-menetelmällä (inductively coupled plasma mass spectrometry). Hie'keitä 6A- reiästä on tehty noin 150 kpl. Niiden ottopaikat on valittu tutkimuksen kannalta tärkeisiin kohteisiin, kuitenkin luoden kattavan aineiston koko reiän matkalta.

4.1 Kairareikä 6A

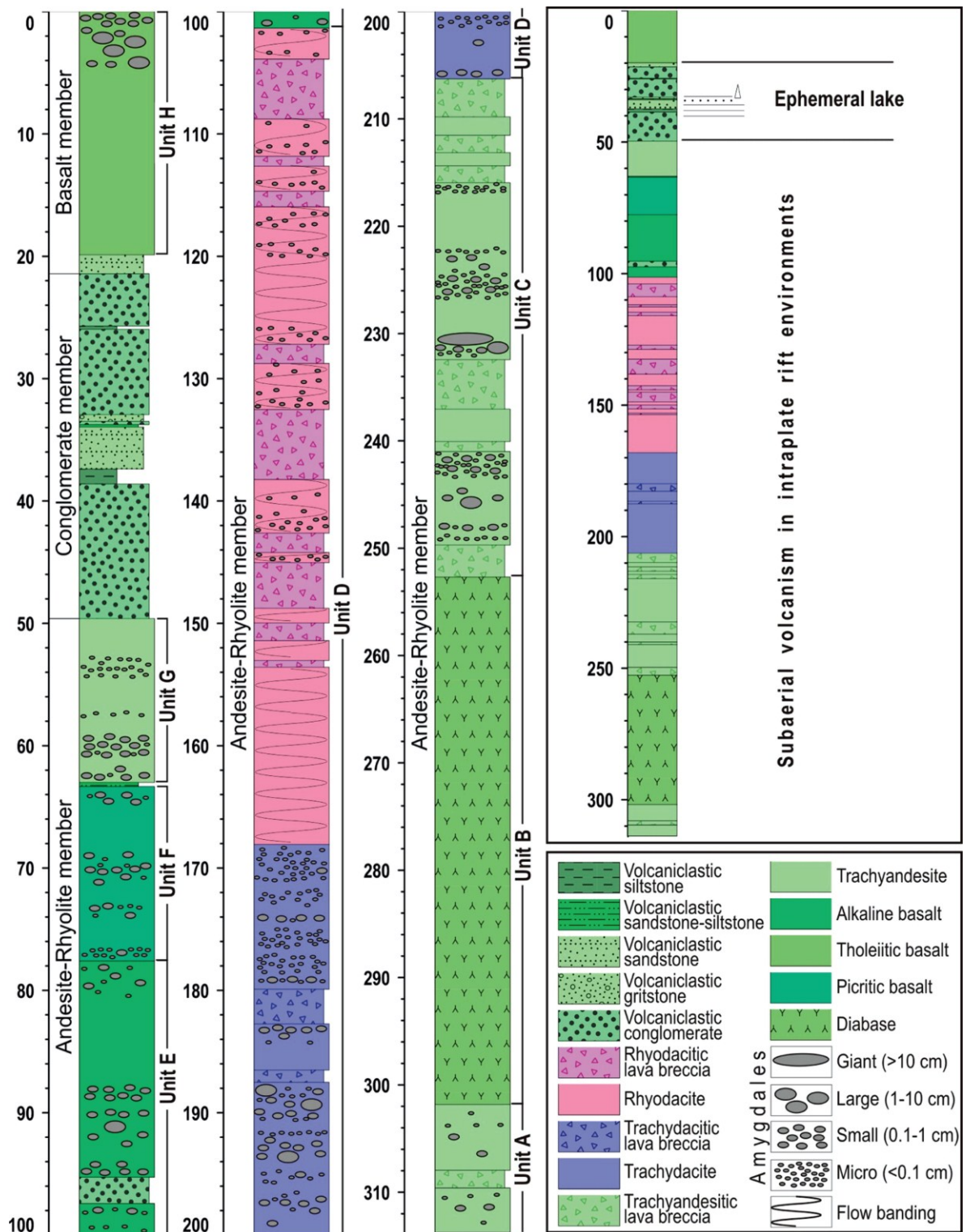
Kairareikä 6A lävistää Kuetsjärven vulkaanisen muodostuman keskiosan. FAR-DEEP-projektin reiät 5A ja 7A lävistävät muodostuman ylä- ja alakontaktit. 6A on 312,2 m pitkä ja lävistää kolmea edellä kuvattua Kuetsjärven vulkaanisen muodostuman jäsentä. Se alkaa basalttijäsenestä, lävistää 20 m alempana olevan, 30 m paksun konglomeraattijäsenen ja jatkuu alempana olevaan andesiitti-ryoliittijäseneseen (Kuva 6). Kairareikä 6A kivet on jaettu 9 eri yksikköön niiden kivilajien, rakenteiden ja geokemian perusteella. Vulkaaniset yksiköt on nimetty aakkosilla pohjalta alkaen (Unit A ... Unit H kuvassa 6), ja basalti- ja andesiitti-ryoliittijäsenen välissä oleva konglomeraattinen kerros on nimetty konglomeraattijäseneksi.

Reiän 6A kivien kaikki primääriset mafiset mineraalit ovat korvautuneet sekundäärisillä mineraaleilla, pääasiassa amfibolilla ja kloriitilla. Kuitenkin primääriset rakenteet ja tekstuurit ovat säilyneet todella hyvin. Kuetsjärven vulkaaniselle muodostumalle tyypillinen korkea hapetusaste näkyy selvästi kairasydämessä 6A. Kuvassa 7 on esitetty vulkaanisten kivien $\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe}$ -suhde syvyyden funktiona. Kairasydän on korkeasti hapettunut koko reiän matkalta, ja hapettumisaste kasvaa kairansydämessä ylöspäin, kunnes saavutaan keskiosan konglomeraattijäseneen, jossa hapettumisaste tippuu jyrkästi verrattuna alempiin arvoihin.

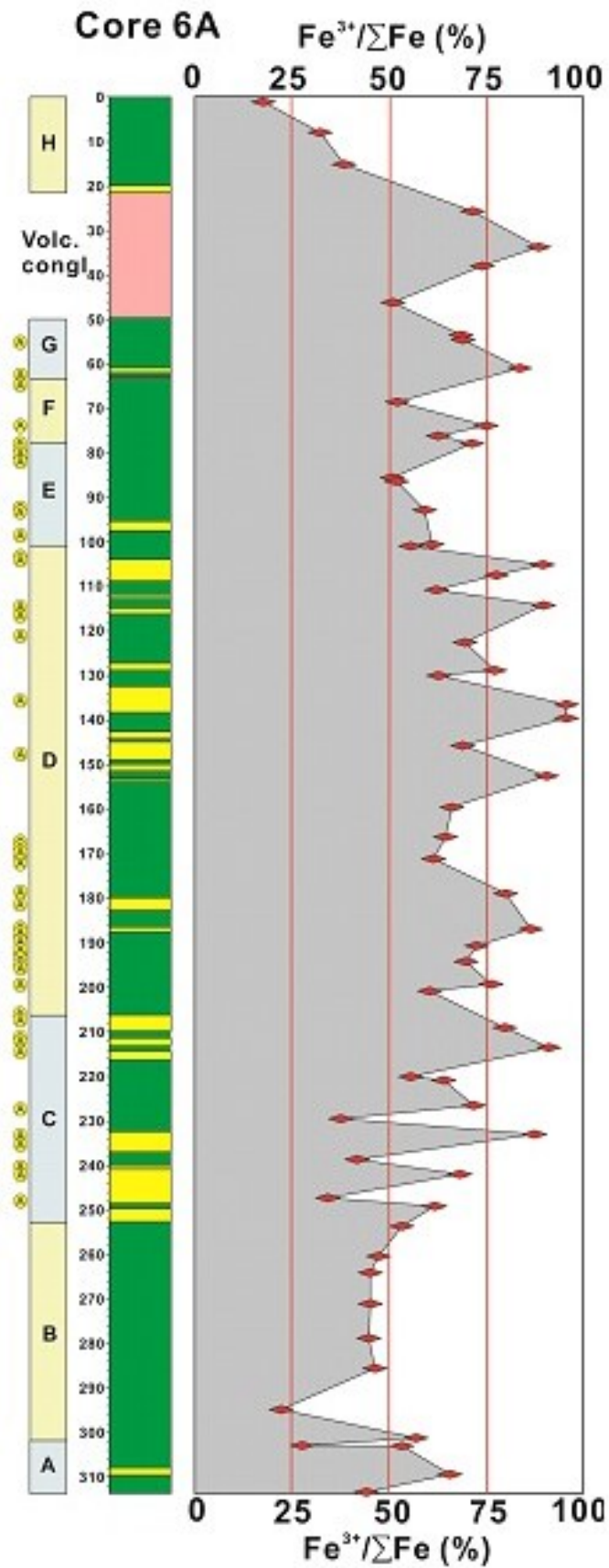
Yksi kairansydämen 6A erikoispiirre on myös allaniitin esiintyminen, erityisesti manteleita sisältävissä yksiköissä. Syvyydet, joita allaniittia on löydetty, näkyvät kuvasta 7. Allaniitti on epidoottiryhmään kuuluva REE-pitoinen mineraali, josta jopa 20 % voi olla REE: tä. Allaniitin kaava on $(\text{Ce,Ca,Y})_2(\text{Al,Fe}^{2+},\text{Fe}^{3+})_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$. REE-pitoisuutensa takia allaniitit ovat yleensä radioaktiivisia. Radioaktiivisuuden takia allaniitin ympärille muodostuu kehämäinen rakenne radioaktiivisuuden vaikuttaessa ympäröiviin mineraaleihin (Kuva 5). Kuetsjärven vulkaniiteissa esiintyvän allaniitin arvellaan kiteytyneen manteleita muodostaneista hydrotermisistä fluideista.



Kuva 5. Mikroskooppikuva kahdesta allaniittirakeesta Kuetsjärven vulkaanisessa muodostumassa.



Kuva 6. Reikä 6A:n kivilajit ja yksikköjako (Hanski et al. 2013; Springerin luvalla)



Kuva 7. Raudan hapetusaste kairansydämessä 6A. Kuvan vasempaan laitaan on merkitty syvyydet, joista on ohuthieissä tavattu allaniittia.

4.1.1 Yksikkö A

Yksikkö A sijaitsee kairasydämen 6A alaosassa alkaen reiän lopusta 313,8 metristä ja päättyen 301,8 metriin (kuva 6). Se muodostuu kahdesta massiivisesta intermediäärisestä laavapatjasta (kuva 7), joiden paksuudet ovat 5 ja 7 m. Laavapatjojen välissä on noin metrin paksuinen laavabreksiakerros (Kuva 7). Laavavirtaukset ovat hienorakeisia, afyyrisiä ja tiiviitä. Paikoin kivissä esiintyy plagioklaasihajarakeita (Kuva 8).

Kerroksen pinta- ja pohjapuolen hieissä esiintyy paljon rakoilua. Raot ovat täyttyneet kloriitilla, epidootilla, kvartsilla ja opaakeilla mineraaleilla. Raot ovat pääasiassa samansuuntaisia, mutta paikoin raot muodostavat rakoiluverkostoja.

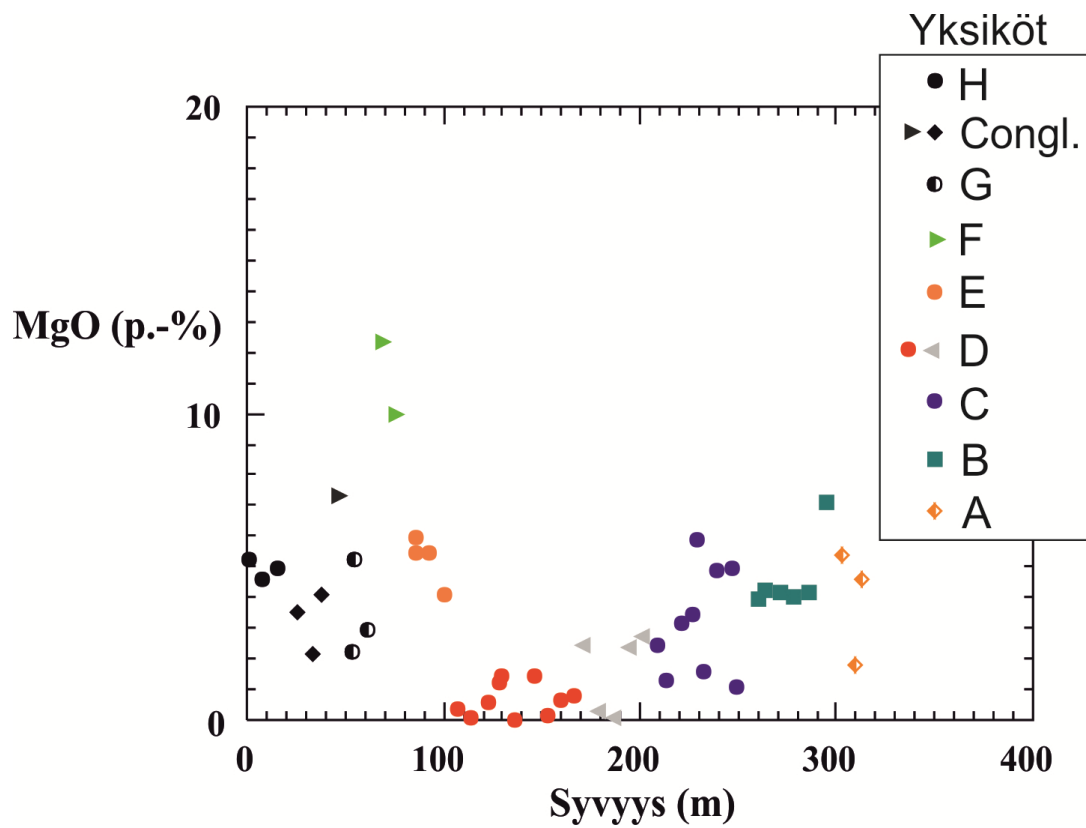
Yksiköstä A otetuista näytteistä tuli vaihtelevia tuloksia, joiden perusteella kivet voitaisiin määrittellä trakyandesiiiteiksi, mugeariiteiksi tai benmoreiiteiksi. Kuitenkin näytteiden liikkumattomista hivenalkuaineista saadut tulokset ovat melko samanlaisia, mikä viittaisi siihen, että pääalkuaineiden alkuperäinen koostumus on muuttunut. Alhaiset nikkeli- ja kromipitoisuudet viittaavat magman fraktioituneeseen luonteeseen. Yhden näytteen MgO-pitoisuus on alhaisempi kuin muiden näytteiden (Kuva 10). Näytteillä on korkea Nb/Y-suhde, joka viittaa siihen, että yksikön A muodostanut magma olisi ollut emäksinen, mikä puolestaan viittaisi siihen, että kivet olisivat alun perin olleet trakyandesiiitteja (Kuva 12).



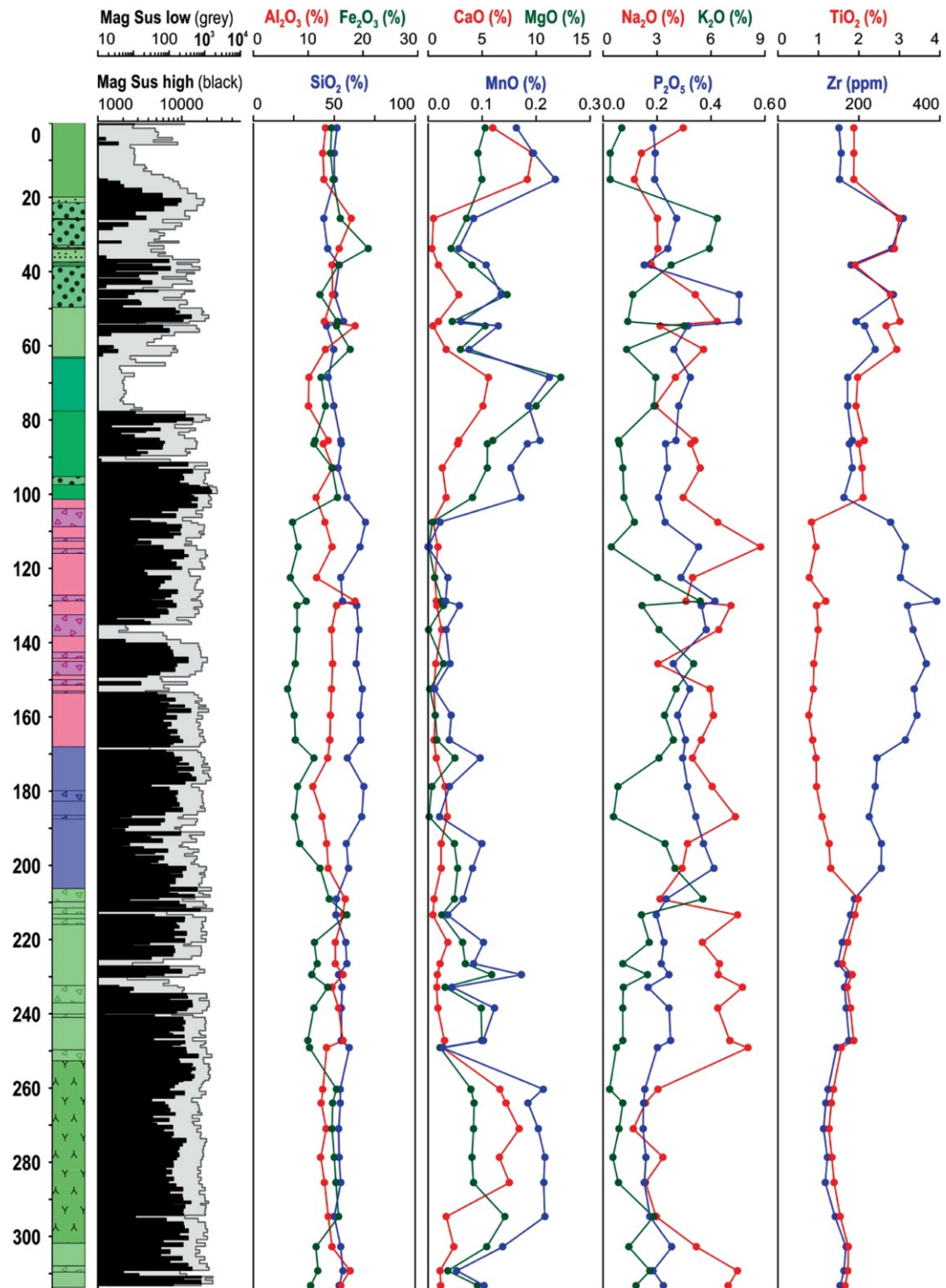
Kuva 8. Kuva skannatusta ohuthieestä yksiköstä A syvyydeltä 309.00 m. Hienorakeista trakyandesiiittiä, jossa osittain omanmuotoisia plagioklaasihajarakeita ja kloriitilla, kvartsilla ja hematitilla täyttyneitä rakoja



Kuva 9. Kairasydän kuvia. **A** Laavavirtausten välistä trakyandesiiittistä breksiaa syvyydellä 308,90 m. **B** Hienorakeista trakyandesiiittia alemmasta laavavirtauksesta syvyydeltä 307,30 m. Kairasydämen leveys 5 cm.



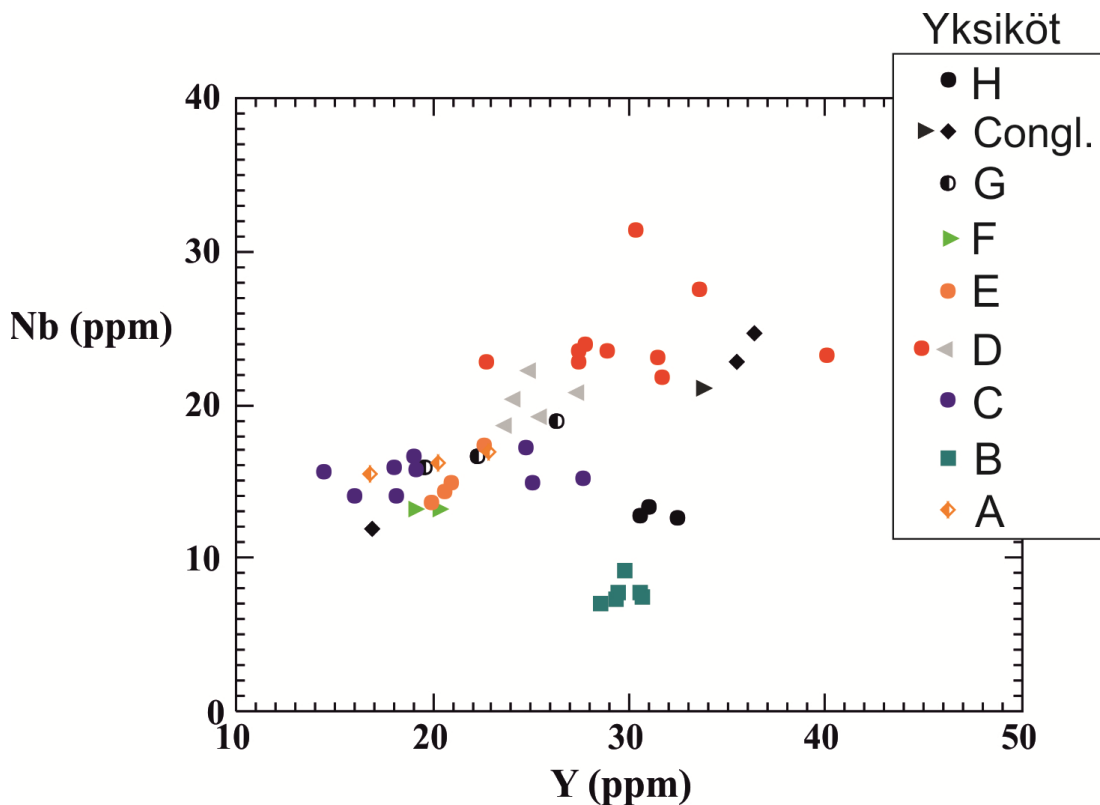
Kuva 10. Kuetsjärven vulkaniittien MgO-pitoisuudet syvyyden funktiona.



Kuva 11. Magneettinen suskebiliteetti ja muutamien alkuaineiden ja oksidien pitoisuuksia syvyyden funktiona kairansydämässä 6A (Hanski et al. 2013; Springerin luvalla).

4.1.2 Yksikkö B

Yksikkö B sijoittuu välille 301,8- 252,7 m (kuva 6). Se on homogeeninen, holokrystallinen mafinen yksikkö. Se ei sisällä manteleita tai muita tunnistettavia vulkaanisia rakenteita. Yksikön raekoko vaihtelee; keskiosa on yläosaa ja alaosaa hieman karkeampaa. Kuitenkin raekoko on pääasiassa 1 mm tai sen alle (Kuva 14AB ja 7). Tekstuuri vaihtelee reunaosien afaniittisesta keskiosan subofiittiseen. Alun perin kivet koostuivat samankokoisista pyrokseeni-, plagioklaasi- ja ilmenomagnetiittirakeista, joista ilmenomagnetiitti muodostaa paikoin skeletaalisia mineraalirakenteita. Pyrokseeni on korvautunut vihreällä amfibolilla. Yksikössä esiintyy myös kvartsin ja maasälvän myrmeikiittistä yhteenkasvettumarakennetta plagioklaasi-, pyrokseeni- ja oksidirakeiden välitiloissa. Rakenne on syntynyt sisäisen differentiaation vaikutuksesta.



Kuva 12. Kuetsjärven muodostuman vulkaniittien Nb/Y- suhteita. Tumman vihreät neliöt edustavat yksikön B analyysituloksia, muut kuviot edustavat muita Kuetsjärven vulkaanisen muodostuman yksiköitä.

Muita huomattavia rakenteita ovat kvartsi-karbonaatti- ja kloriittijuonet (Kuva 13). Niiden paksuus vaihtelee muutamasta millimetristä yli kymmenen senttimetriin. Suurin osa juonista on suuntautunut 45-70° kulmaan verrattuna kairareian suuntaan. Paikoin esiintyy

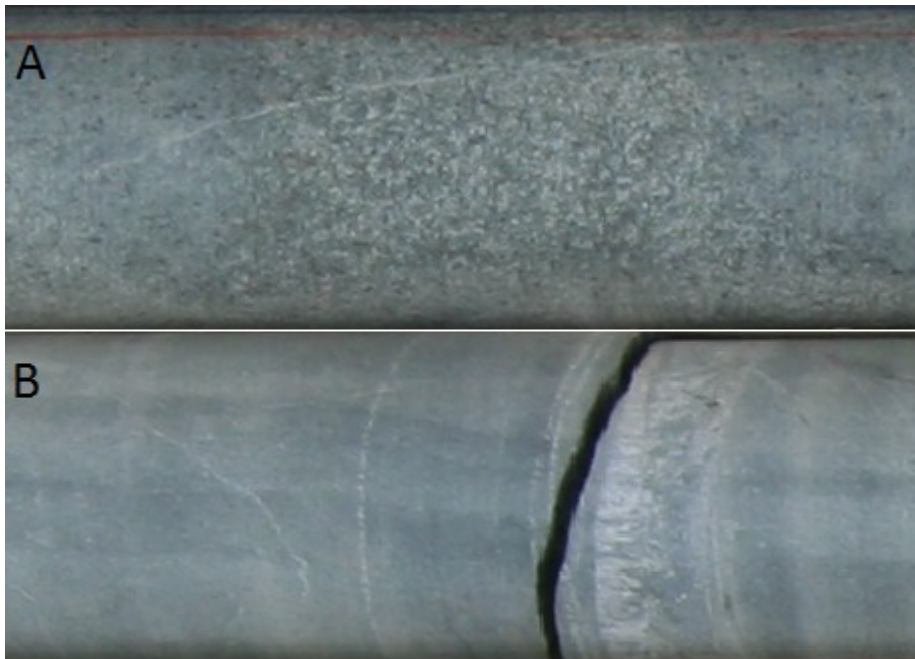
ohuita kairareian suuntaisia juonia, jotka leikkaavat em. Juonia ja ovat siten nuorempia. Muutamassa paikassa näyttäisi juonissa olevan pieniä siirroksia.



Kuva 13. Diabaasia. Kuva skannatusta ohuthieestä syvyydeltä 293,49. Yläreunassa kvartsi- ja kloriittitäytteinen juoni.

Kemiallisen koostumuksen perusteella yksikön B kivet luokiteltaisiin basalttisiksi andesiiteiksi, joiden koostumuksessa on hieman tholeiittisia piirteitä. Yksiköllä on korkea FeO_T -pitoisuus ja matala TiO_2 -pitoisuus verrattuna alimmaiseen yksikköön. Kuitenkin yksikkö eroaa kemialliselta koostumukseltaan muista yksiköistä pienimmällä Nb/Y-suhteellaan ja subalkalisella luonteellaan (Kuva 12). Myös myrmekiittisen rakenteen esiintyminen ja ilmanalaisen kerrostumisen merkkien puuttuminen erottavat yksikön muista. Tämän takia on päätelty, että yksikkö on intrusiivinen ja ei kuulu samaan magmaattiseen vaiheeseen kuin ylä- ja alapuolinen yksikkö (Hanski et al. 2013).

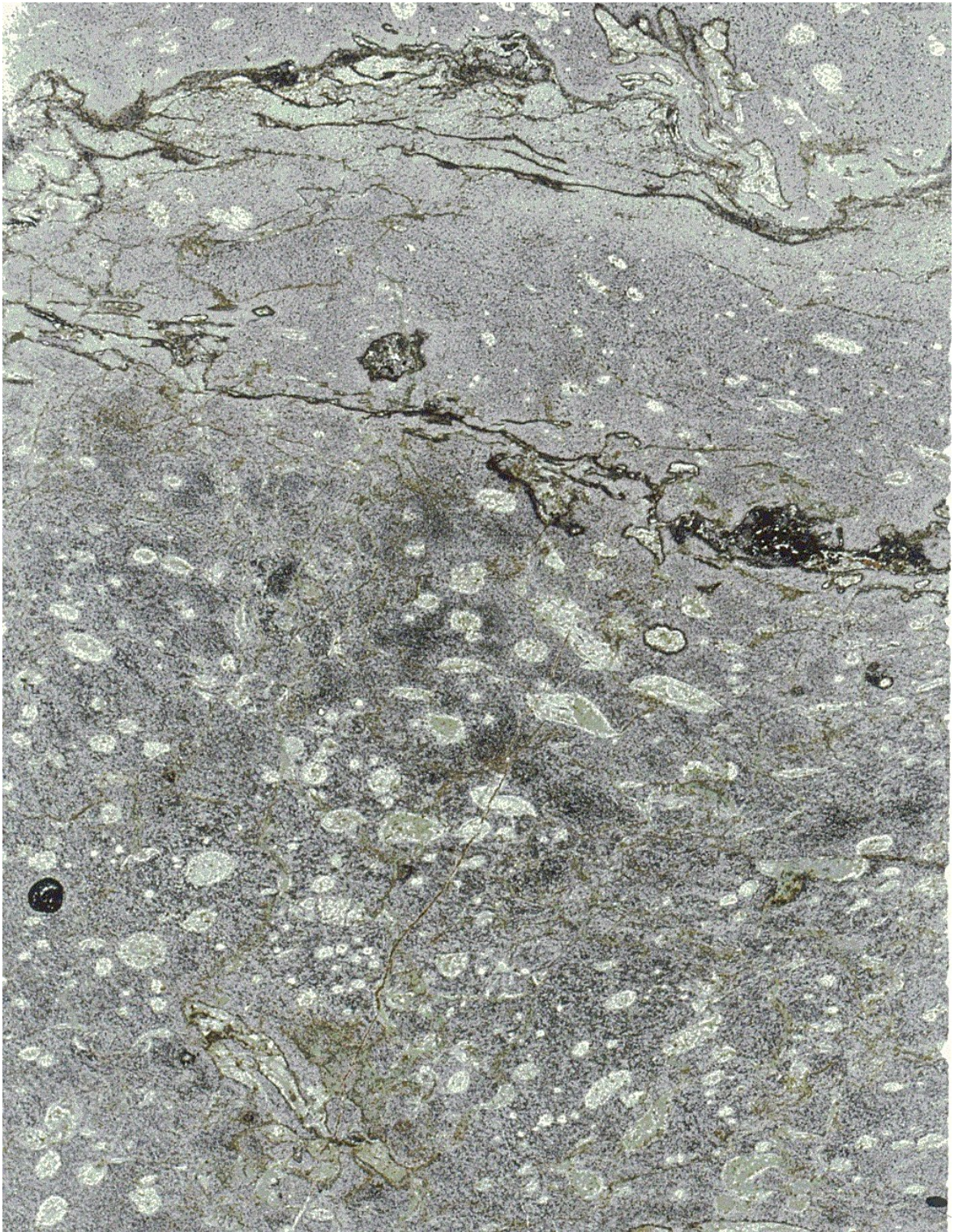
Intrusiiviseen alkuperään viittaa myös yksikön rakeisuuden vaihtelu keskiosan karkeammasta pinta- ja pohjaosan hienorakeisempaan ainekseen.



Kuva 14. Kairasydämen 6A kuvia. **A)** Keskiosan karkearakeisempaa diabaasia ja ohut kvartsijuoni syvyydeltä 277,3 m. **B)** kvartsi/kloriitijuoni pohjaosan hienorakeisessa diabaasissa syvyydellä 297,60 m. Kairasydänten leveys 5 cm.

4.1.3 Yksikkö C

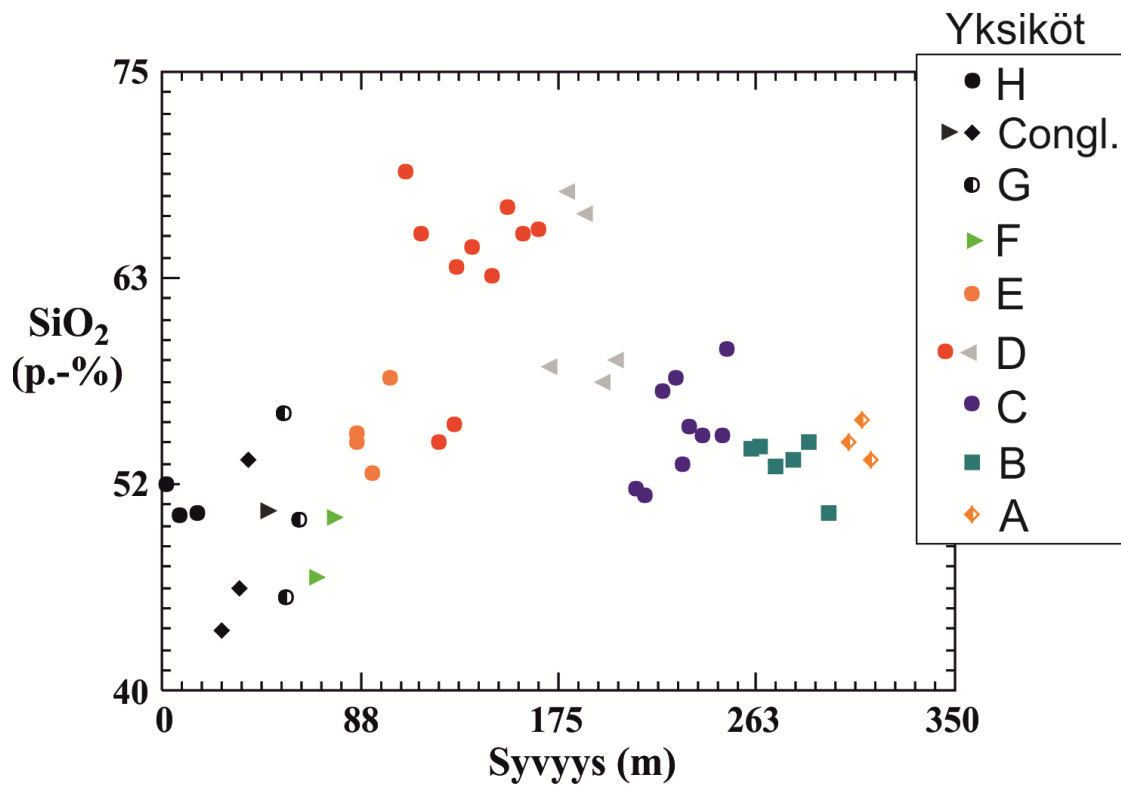
Yksikkö C käsittää välin 251,7- 206,3 m kairareistä 6A (kuva 6). Se koostuu kahdeksasta 2-9 m paksusta, mikrokiteisestä mafisesta laavavirtauksesta (Kuva 17B), joita erottaa kuusi 2-5 m paksua laavabreksiaa (Kuva 17C). Yksikkö C sisältää hyvin paljon manteleita (kuva 17A); ainoastaan kolme laavapatjaa on mantelittomia ja rakenteeltaan massiivisia. Mantelit ovat yleensä kvartsi-kloriittitäytteisiä ja niiden koko vaihtelee mikroskooppisista kolmen senttimetrin kokoisiin (Kuva 15). Syvyydeltä 230,30 m löytyy myös yksi isompi kvartsitäytteinen manteli, jonka halkaisija on yli 10 cm. Mantelit ovat paikoin kerrosrakenteellisia. Laavabreksioiden klastit ovat epäsäännöllisen muotoisia ja kooltaan maksimissaan 10 cm, ja niiden suuntaus vaikuttaisi olevan kohtisuorassa kairareiän suuntaa kohden. Hyvin monissa klasteissa on manteleita, ja osassa esiintyy trakytoidista tekstuuria. Klastien materiaali on samaa kuin perusmassa laavapatjassa. Klastien ajatellaan syntyneen laavavirran pinnalle muodostuneesta kivimurskasta.



Kuva 15. Kvartsi- ja kloriittitäytteisiä manteleita trakyandesiidissä. Kuva skannatusta ohuthieestä syvyydeltä 240,34 m.

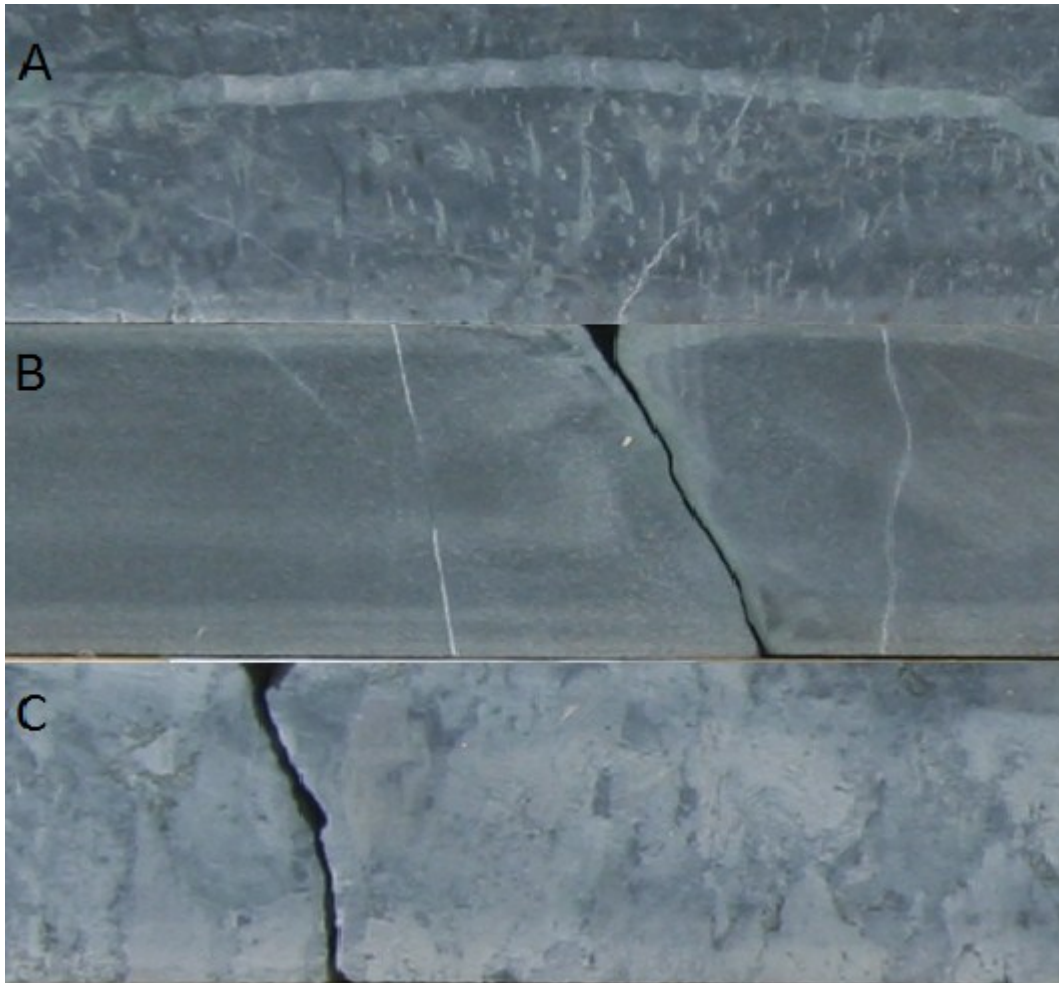
Muita kivissä esiintyviä rakenteita ovat ohuet kvartsijuonet, joiden paksuus vaihtelee muutamasta millimetristä muutamiin senttimetreihin. Ne ovat yleensä suuntautuneet

kohtisuoraan kairasydämen suuntaa vasten, mutta paikoin esiintyy myös kairasydämen suuntaisia juonia.



Kuva 16. Kuetsjärven vulkaniittien SiO₂-pitoisuuksia eri syvyyksillä.

Kemiallisen koostumuksen perusteella kivet menisivät mugeariittien ja trakyandesiiittien luokkaan. MgO vaihtelee välillä 1-6 p-%, mikä johtunee kivien muuttumisesta. Myös SiO₂ vaihtelee paljon, mikä johtunee mantelien aiheuttamasta SiO₂-lisäyksestä (Kuva 16). Liikkumattomien ja sopimattomien (incompatible) alkuaineiden pitoisuudet korreloivat hyvin keskenään, mikä viittaisi samaan kantamagmaan kaikille yksikön näytteille. Matalat Cr- ja Ni-pitoisuuden viittaisi magman kehittyneeseen luonteeseen. Nb/Y-suhde on subalkaalisten ja alkaalisten kivien välillä. Yksiköiden A ja C pää- ja hivenalkuaineita vertaillen huomaa niiden välillä samankaltaisuutta, mikä vahvistaisi päätelmää siitä, että yksikkö B olisi intrusiivinen.

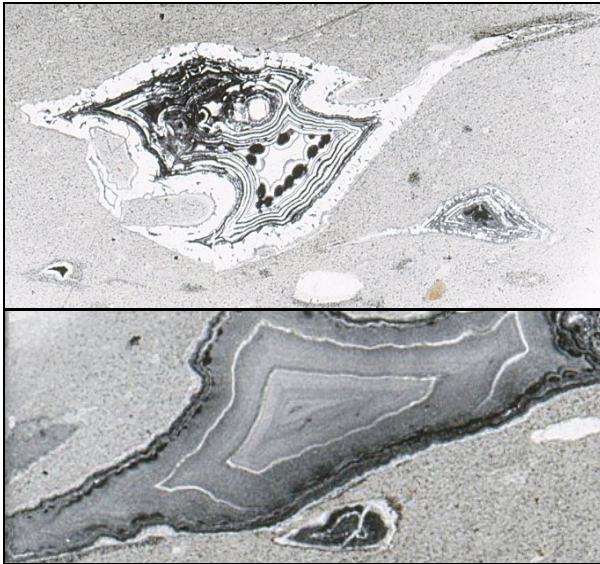


Kuva 17. Kairasydän kuvia **A** Suuntautuneita manteleita ja kairareian suuntainen kvartsi/kloriittijuoni trakyandesiitissa syvyydellä 225,20 m **B** Ohuita kvartsijuonia hienorakeisessa trakyandesiitissa syvyydellä 253,30 m **C** Trakyandesiittibreksiaa syvyydeltä 234,10 m. Kairasydänten leveys 5 cm.

4.1.4 Yksikkö D

Välille 206,3- 101,4 sijoittuva yksikkö D koostuu intermediaarisista ja felsistä laavoista sekä vulkanoklastisista kivistä (kuva 6). Kivet ovat hyvin hienorakeisia ja pääasiassa afyyrisiä, vaikkakin muutamia harvinaisia pieniä plagioklaasihajarakeita löytyy kivistä. Yksikkö koostuu 11 breksioituneesta vyöhykkeestä, joiden paksuudet vaihtelevat välillä 1-4 m, ja n. 20 breksioitumattomasta vyöhykkeestä, joiden paksuudet vaihtelevat välillä 1-16 m (Kuva 21AB). Laavat sisältävät melko paljon manteleita lukuun ottamatta keskiosaa, jossa ne ovat harvinaisia. Alaosassa mantelit ovat paljaalla silmällä nähtävissä (Kuva 21C), mutta yläosassa ne ovat pääasiassa mikroskooppisia. Mantelit ovat täyttyneet kvartsilla, kloriitilla, albiitilla, karbonaatilla, biotiilla, hematiitilla ja jaspiksella. Hyvin monissa

manteleissa näkyy laavavirtauksen aiheuttamaa venymistä. Välillä 174-177 m manteleiden primäärirakenteet ovat säilyneet hyvin. Isoimmissa manteleissa esiintyy hienorakeista kalsedoni-hematiittikehärakenteita, jotka viittaavat mantelien mineraalien uudelleen kiteytymiseen alhaisessa metamorfoosiasteessa sekä tektonisen deformaation vaikutukseen (Hanski et al. 2013). (Kuva 18).



Kuva 18. Trakydasiitin mantelin kalsedoni-hematiittikehärakenteita ohuthieessä syvyydeltä 174,13 m.

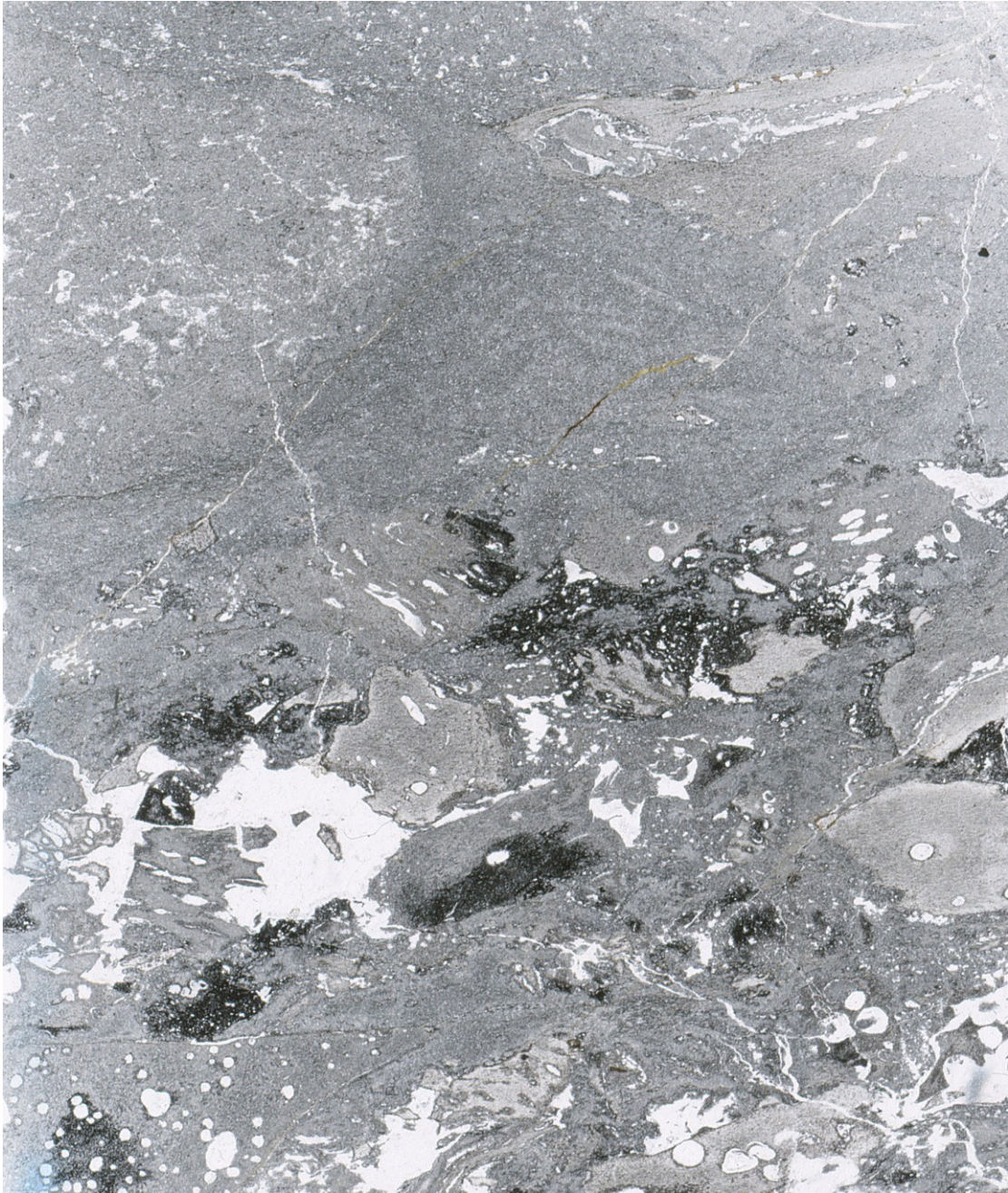
Laavojen virtauksen aiheuttamat raitaiset rakenteet ovat hyvin tyypillisiä yksikön ylä- ja keskiosissa (Kuva 19). Sekundäärinen hapettumien eli hematisaatio liittyy vahvasti kerrosrakenteisiin ja breksiakappaleisiin. Breksiakappaleissa esiintyvä hematisaatio viittaisi breksiakappaleiden syntyneen laavavirtauksen liikkeen aiheuttaman särkymisen seurauksena. Kivissä esiintyy myös kutistumisrakoilun aiheuttamaa rikkoontumista, johon liittyy syn- ja postvulkaanista hematisaatiota.



Kuva 19, laavavirtauksen aiheuttamaa raitaista rakennetta (flow banding) ryodasiitissa.
Kuva skannatusta hieestä syvyydeltä 124.64 m.

Kivissä esiintyy myös hienoa rakoilua ja juonia. Ne ovat paksuudeltaan korkeintaan muutaman millimetrin paksuisia. Juonissa ja rakojen täytteenä on mm. kvartssia, hematiittia ja karbonaattia. Juonet ja raot leikkaavat vulkaanisia rakenteita, joten ne ovat nuorempia

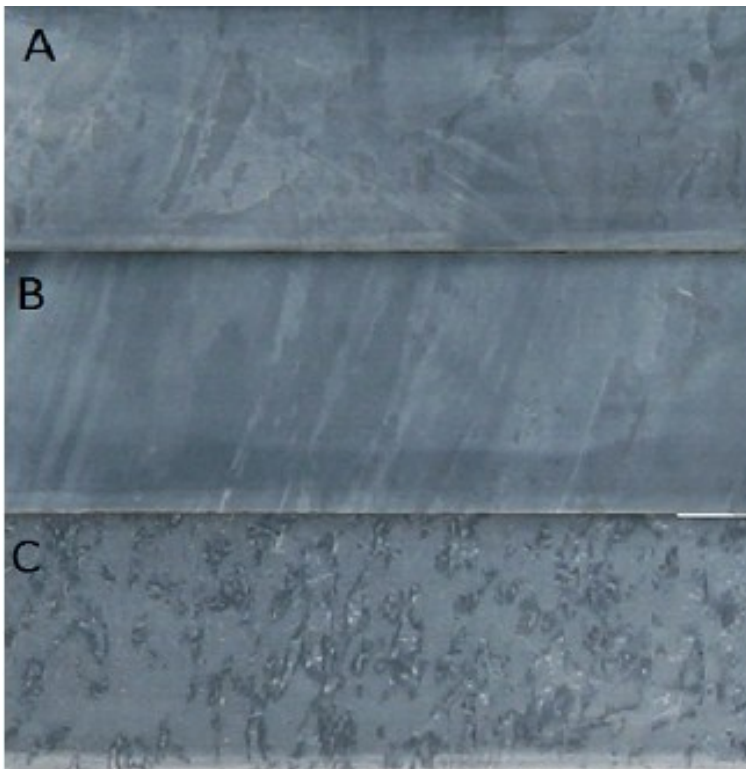
kuin vulkaaniset rakenteet. Hallitseva suunta juonille ja raoille vaikuttasi olevan 40-60° kulma suhteessa kairareiän suuntaan, mutta myös erisuuntaisia rakoja ja juonia esiintyy. Esimerkiksi yksikön keskiosissa, välillä 150–170 m, on kairareiän suuntaisia puolen senttimetrin paksuisia kvartsijuonia.



Kuva 20. Trakydasiittinen laavabreksia vaihtelevan kokoisilla ja muotoisilla breksiakappaleilla. Keskiosassa suuntautuneita kvartsi- ja hematiittitäytteisiä manteleita. Kuva skannatusta ohuthieestä syvyydeltä 186.72 m.

D-yksikön pääalkuaineiden pitoisuudet ovat hyvin vaihtelevia; esim. piioksidipitoisuus vaihtelee välillä 55- 70 p.-%, minkä perusteella kivet voisi luokitella trakyandesiiiteiksi tai ryoliiteiksi. Kuitenkin manteleiden kvartsi vaikeuttaa analyysitulosten tulkintaa. Tuloksista ilmenee Na_2O :n ja K_2O :n negatiivinen korrelaatio, mikä todennäköisesti on kivien muuttumisen aiheuttama. Yksikön vulkaniittien muuttumiseen viittaa myös Zr:n ja TiO_2 :n suhde. Muissa yksiköissä Zr ja TiO_2 korreloivat hyvin keskenään, mutta yksikössä D Zr-pitoisuudet ovat korkeat verrattuna TiO_2 - pitoisuuksiin (Kuva 30). Poikkeavat Zr- ja TiO_2 -pitoisuudet voivat myös johtua fraktioituvasta kiteytymisestä (Mollet et al. 2009). Vaikka yksikön D kivet ovat selvästi muuttuneita, niiden Nb/Y vs. Zr/ TiO_2 -diagrammi osoittaa selvää yhtenäisyyttä tuloksissa, mikä viittaisi yksikön vulkaniittien olevan peräisin samasta kantamagmasta ja sijoittuvan trakyandesiiittien luokkaan.

Em. seikkojen takia kivien nimeämiseen on suhtauduttava pienellä varauksella. Kuitenkin voisi sanoa, että virtausrakenteiset kivet ovat ryodasiitteja ja massiiviset ja manteleita sisältävät kivet ovat trakydasiitteja, jos hyväksyy muutamia poikkeuksia kivien geokemiassa ja rakenteessa (Kuvat 22A ja 22B).



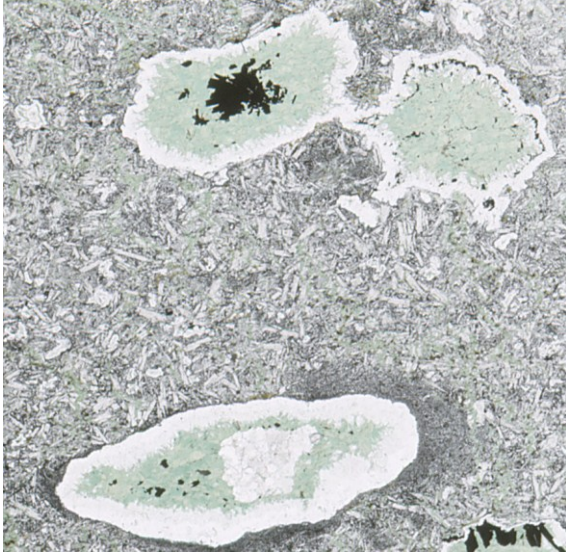
Kuva 21. Kuvia kairansydäimestä 6A. **A)** Ryodasiittista virtausbreksiaa syvyydeltä 104,20 m. **B)** Virtausrakennetta ryodasiitissa syvyydellä 110,90 m. **C)** Epäsäännöllisiä ja hieman venyneitä manteleita ryodasiitissa syvyydellä 131,60 m. Kairasydänten leveys 5 cm.



Kuva 22. Kuvia kairansydäimestä 6A. **A)** Manteleita trakyandesiidissa syvyydellä 189,70 m. **B)** Trakyandesiidista breksiaa syvyydellä 181,20 m. Kairasydänten leveys 5 cm.

4.1.5 Yksikkö E

Yksikkö E sijoittuu välille 101,4-77,6 m (kuva 6). Se koostuu kolmesta mafisesta laavavirtauksesta, joiden paksuus vaihtelee välillä 3-12 m. Ne sisältävät paljon kvartsi-kloriittimanteleita (Kuva 25B), joista isommat ovat halkaisijaltaan jopa neljä senttimetriä. Manteleita esiintyy eniten ylä- ja alakontaktin lähellä. Paikoin mantelit ovat suuntautuneita. Osassa manteleista esiintyy kerrosrakenteita, joissa joko kvartsi- tai kloriittikasauma hallitsee mantelin keskustaa ja toinen niistä sitten ympäröi sitä. Isoimmissa manteleissa em. kvartsin ja kloriitin muodostamia kerroksia voi olla kahdesta kolmeen (Kuva 23). Muutamissa manteleissa on kerrosrakenteiden seassa hematiittista rakentuneita ohuita kerroksia. Raekooltaan kivet ovat alle 0,5 mm, mutta ovat selvästi karkeampi rakeisia kuin yksikön D kivet. Välillä 95,27- 97,42 m esiintyy vulkanoklastinen konglomeraattikerros (Kuva 25C ja 24), jonka klastien koko voi olla jopa 12 cm. Muutamissa klasteissa esiintyy samanlaista hematiittikerroksellisuutta kuin yksikössä D. Yksikön alkupuolella esiintyy hematiittiraitoja, jotka kulkevat epäsäännöllisesti kivessä (Kuva 24A). Paikoin raidat ovat poimuttuneet. Vulkaniiteissa esiintyy vain muutamia harvoja ohuita kvartsijuonia ja vähäistä mikroskooppista rakoilua. Kvartsijuonilla on yhtenäinen suuntaus, joka on kairasydämen kulkuun verrattuna noin 45°.

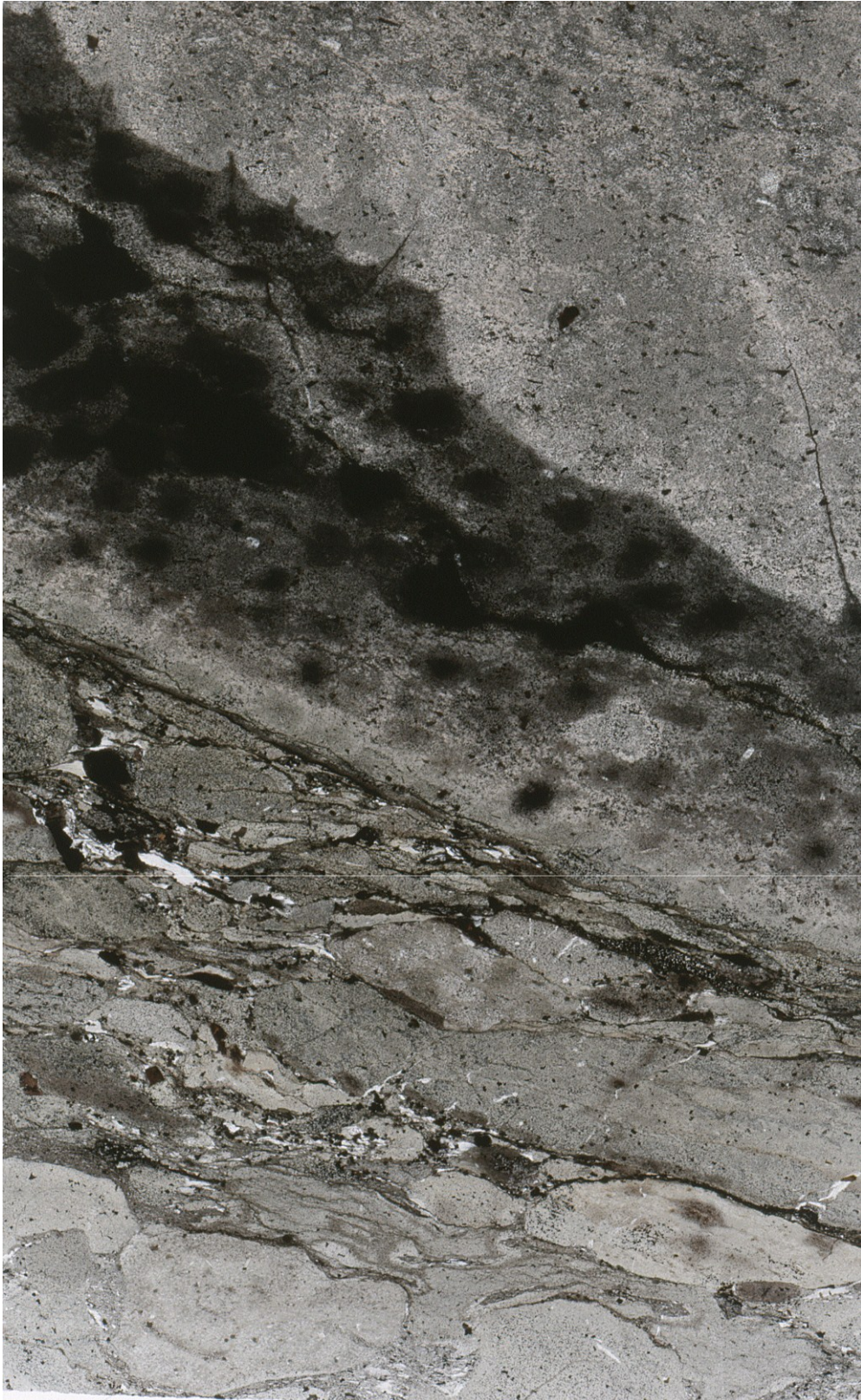


Kuva 23. Manteleiden kvartsin, kloriitin ja hematiitin muodostamia kerrosrakenteita alkalibasaltissa. Kuva skannatusta ohuthieestä syvyydellä 88,25 m.

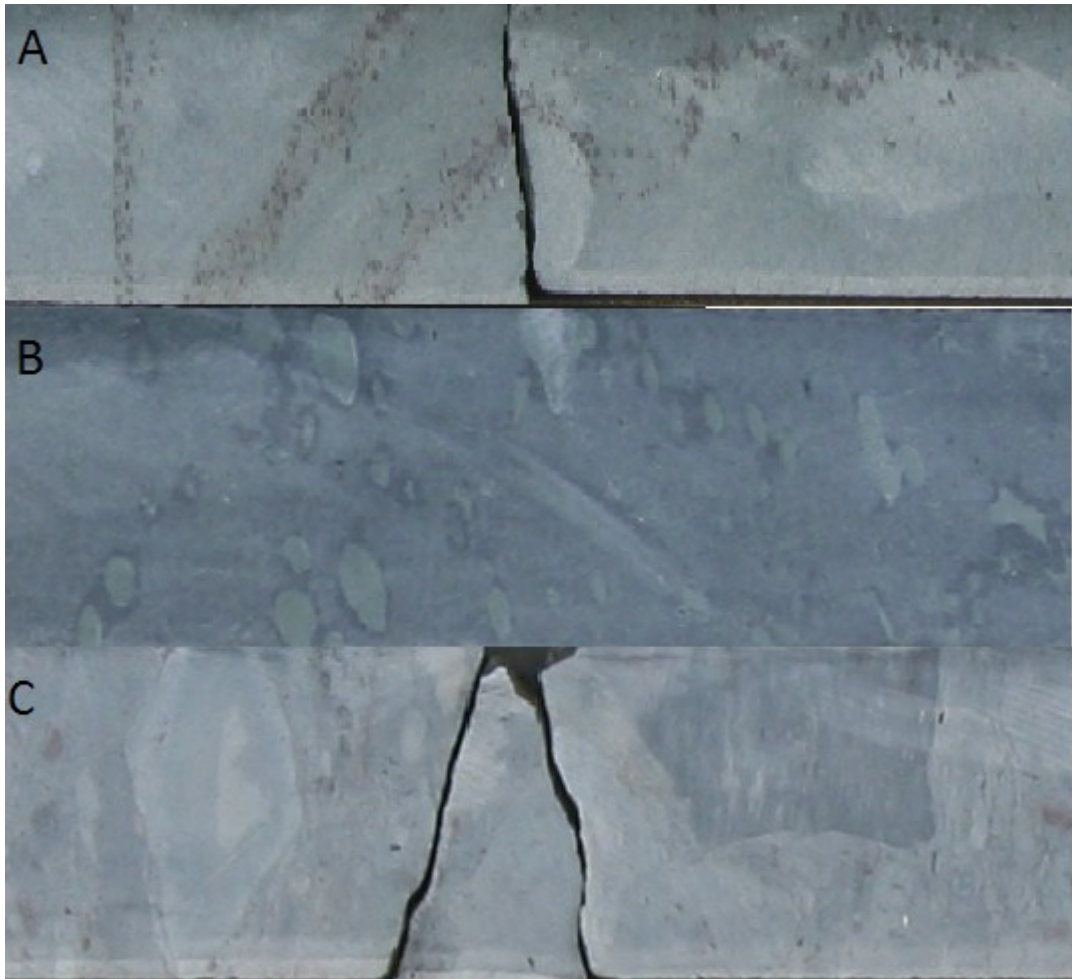
Kemialliselta koostumukseltaan kivet ovat alkalibasaltteja. Niiden MgO-pitoisuus vaihtelee välillä 4,2–6,2 p.-%, TiO₂-pitoisuus on noin 2,2 p.-% ja Cr- ja Ni-pitoisuudet ovat välillä 40-125 ja 80-105 ppm. Hivenalkuaineiden jakauman perusteella yksikkö E on melko samanlainen kuin C ja D yksiköt, jos titaanin pitoisuutta ei oteta huomioon.

4.1.6 Yksikkö F

Välille 77,6- 63,3 m sijoittuva yksikkö F koostuu kahdesta laavapatjasta, joiden paksuudet ovat 6 ja 8 m (kuva 6). Yksikön F kivet ovat primitiivisimpiä koko 6A reiän kivistä. Ne ovat hienorakeisia oliviinifyyrisiä pikriittibasaltteja, joissa on maksimikooltaan 5 mm halkaisijaltaan olevia, kvartsi- ja karbonaattitäytteisiä manteleita (kuva 27B). Manteleita esiintyy eniten laavavirtausten ylä- ja alaosissa. Osa manteleista on suuntautunut laavavirtauksen mukaisesti. Oliiviiniharakeet ovat jopa 5 mm halkaisijaltaan ja ovat korvautuneet kloriitilla, hematiitilla, kvartsilla ja karbonaatilla. Osassa oliviiniharakeissa korvaavat mineraalit muodostavat vajaata kerrosrakennetta, eli yksi korvaava mineraali muodostaa löyhän helminauhan kaltaista kehärakennetta toisen mineraalin täyttämään harakeeseen (Kuva 26). Lisäksi yksikön laavojen seassa esiintyy muutamia senttimetrejä halkaisijaltaan olevia, silttikivistä koostuvia ksenoliittejä (kuva 27A).

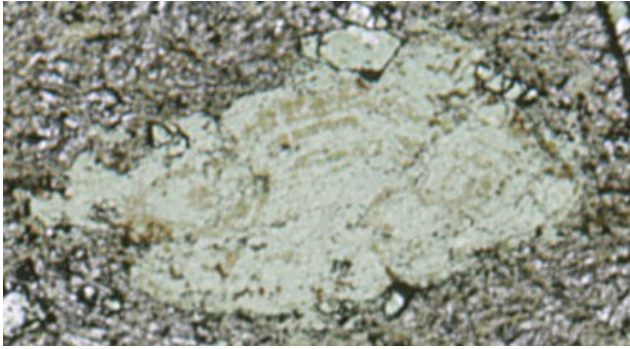


Kuva 24. Vulkanoklastista konglomeraattia. Kuva skannatusta ohuthieestä syvyydeltä 96,32 m.

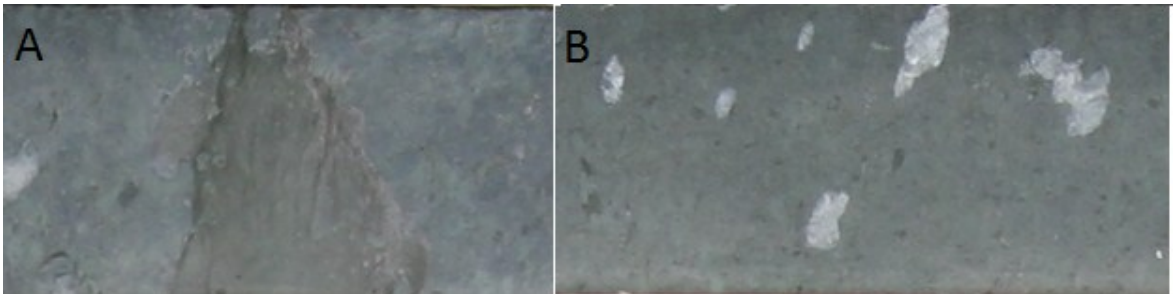


Kuva 25. Kuvia kairansydämeistä 6A. **A)** Hematiittiraitoja alkaalibasaltissa syvyydellä 82,30 m. **B)** Kvartsi- ja kloriitti täytteisiä manteleita alkalibasaltissa syvyydellä 91,90 m. **C)** Vulkanoklastista konglomeraattia syvyydellä 95,90 m. Kairasydänten leveys 5 cm.

Yksikössä F on hyvin vähän havaittavissa muita kuin vulkaanisia rakenteita. Muutamia ohuita kvartsijuonia esiintyy. Niiden paksuus on maksimissaan muutamia millimetrejä. Näiden harvojen kvartsijuonien suuntaus vaikuttaisi olevan sama kuin aikaisemmissakin yksiköissä olevilla juonilla eli n. 45° kairareian suuntaan verrattuna.



Kuva 26. Pikriittibasaltin oliviinihajarakenteen korvaavien mineraalien edustama vajaa kerrosrakenne. Hajarakeen mineraalit: vaaleanvihreä kloriitti, musta hematiitti ja ruskea karbonaatti. Ohuthie kairanäytteestä syvyydeltä 73,86 m.



Kuva 27. Kuvia kairansydäimestä 6A. **A)** Punertava silttikivixenoliitti pikriittisessä basaltissa syvyydellä 74,5 m. **B)** Kvartsi-karbonaattimanteleita ja pieniä oliviinihajarakeita pikriittisessä basaltissa syvyydellä 74,30 m. Kairasydänten leveys 5 cm.

Yksikön MgO-pitoisuus vaihtelee välillä 10,5-12,9 p.-%, Ni-pitoisuus välillä 290-360 ppm ja Cr-pitoisuus välillä 850-1360 ppm. TiO_2 :n taso on noin 2 p.-% ja totaalirautaa (FeO_T) on 11,9-14,6 p.-%, mikä on pienempi kuin ferropikriiteillä ylempänä Pilgujärven muodostumassa. Yksikön kivet sisältävät melko paljon sopimattomia hivenalkuaineita ajatellen niiden primitiivistä luonnetta, ja tämän takia yksikkö F ei juuri eroa alapuolisesta yksiköstä sopimattomien hivenalkuaineiden pitoisuuksien suhteen.

4.1.7 Yksikkö G

Välille 63,0-49,6 m sijoittuvan yksikön G erottaa yksiköstä F niiden välinen 30 cm paksu hiekka- ja silttikivikerros (kuva 6). Yksikkö G koostuu kahdesta hienorakeisesta mafisesta laavapatjasta, joista alempi on 2 m ja ylempi 13 m paksu. Ylemmässä laavapatjassa

esiintyy vähän oliviinihajarakeita (Kuva 28), jotka ovat korvautuneet kvartsilla, kloriitilla ja hematiitilla. Lähellä laavapatjojen kontaktia esiintyy paljon manteleita (Kuva 29B). Kuitenkaan yksikön yläosassa ei esiinny manteleita, mistä voisi epäillä, että yläpuolisen konglomeraattiyksikön muodostuminen olisi erodoinut yksikön G yläosan pois. Manteleiden mineraaleina esiintyy kvartsia, karbonaattia, kloriittia ja hematiittia. Ylemmässä laavapatjassa esiintyy muutaman millimetrin paksuisia hematiittiraitoja, jotka vaikuttaisivat muodostavan 5-10 cm halkaisijaltaan olevia kehärakenteita (Kuva 29A).

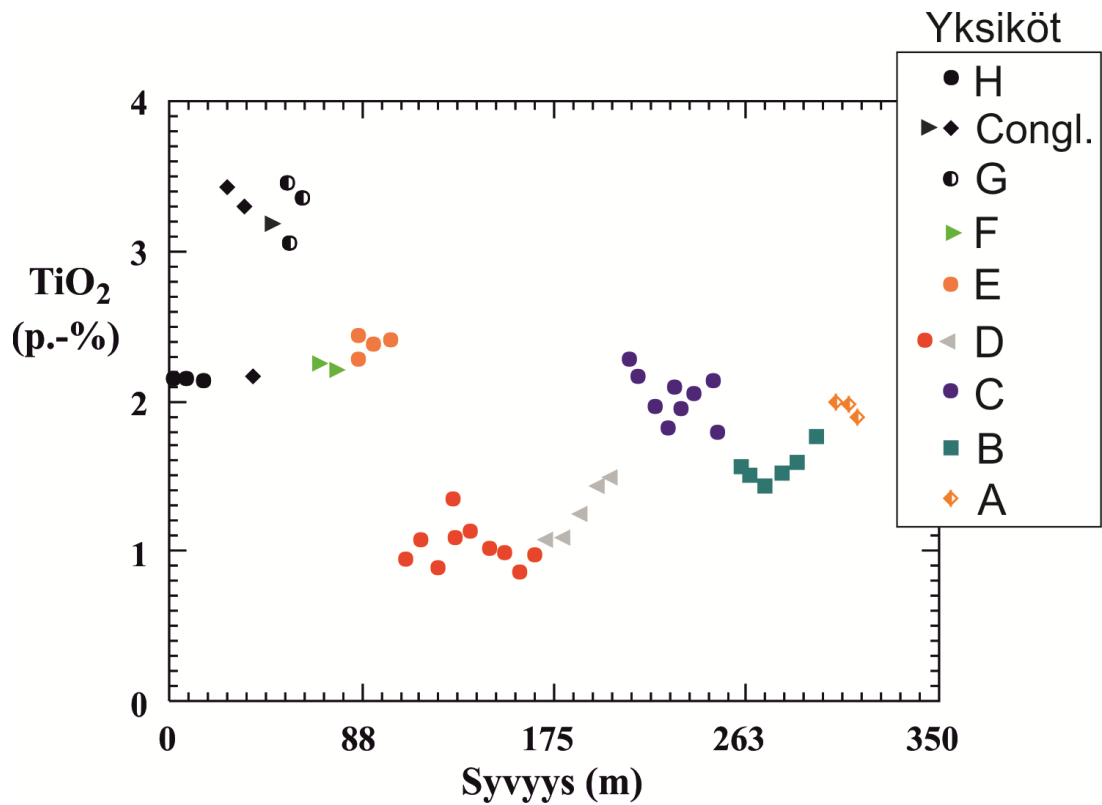


Kuva 28. Kuva skannatusta ohuthieestä ylemmän laavapatjan oliviinihajarakeesta, joka on korvautunut kloriitilla, kvartsilla ja hematiitilla. Hajarakeen ympärillä perusmassana hienorakeista mafista vulkaniittia, jossa osittain omamuotoista plagioklaasia. Ohuthie kairanäytteestä syvyydeltä 50.61 m.

Yksikössä G esiintyy samanlaisia kvartsijuonia ja raon täytteitä kuin em. yksiköissä. Paikoin näyttäisi, että ohuet kvartsijuonet leikkaavat ylemmässä laavavirtauksessa olevia hematiittiraitoja.



Kuva 29. Kuvia kairasydämeistä 6A. **A)** Hematiittiraitoja trakyandesiidissa. Syvyys n. 59 m
B. Yksikön G laavavirtausten välistä trakyandesiidista laavabreksiaa, jossa manteleita.
 Syvyys n. 60 m. Kairasydänten leveys 5 cm (Melezhik ja Hanski 2012; Springerin luvalla).



Kuva 30, Kuetsjärven muodostuman vulkaniittien TiO₂-pitoisuuksia.

Laavapatjojen piioksidipitoisuudet vaihtelevat paljon, ja ne tuskin edustavat alkuperäistä koostumusta. Korkea Nb/Y-suhde viittaisi kivien olleen alun perin trakyandesiiitteja. Yksikön G TiO₂-pitoisuus on koko kairansydämen 6A korkein 2,8- 3,1 p.-%. Myös FeO_T-pitoisuus on korkea 14,4-17,1 p.-% (Kuva 30).

4.1.8 Konglomeraattijäsen

Konglomeraattijäsen sijoittuu välille 49,61- 19,90 m (kuva 6). Se koostuu viidestä vulkanoklastisesta seurannosta, jotka raekooltaan hienonevat kohti yläpintaa. Seurantojen koostumukset ja paksuudet vaihtelevat. Alin seurannoista koostuu 11 m paksusta konglomeraatista ja 1,2 m paksusta silttikivikerroksesta. Seuraava seuranto koostuu 3,4 m paksusta hiekkakivestä ja 0,2 m paksusta silttikivestä. Keskimäinen seuranto on ohut ja koostuu 0,7 m paksusta konglomeraatista ja 0,6 m paksusta, karkearakeisesta hiekkakivestä. Toiseksi ylin seuranto koostuu 6,7 m paksusta konglomeraatista ja 0,3 m paksusta silttikivestä, ja ylin seuranto koostuu 4,3 m konglomeraatista ja 1,5 m hiekkakivestä.

Kaikki konglomeraattikerrokset ovat klastikannatteisia, ja perusmassana niissä on vulkanoklastista hiekkakiveä (Kuva 31A). Klastien koko vaihtelee välillä 15-40 cm. Alimmissa konglomeraattikerroksissa esiintyvät suurimmat klastit. Alimman kerroksen klastien kemiallinen koostumus vastaa alla olevan yksikön G kemiallista koostumusta. Klasteissa esiintyy manteleita ja massiivista rakennetta, ja klastien koostumus vaihtelee mafisesta felsiseen. Em. seikat viittaisivat siihen, että konglomeraattien kerrostumista olisi edeltänyt merkittävä alla olevien vulkaniittien eroosio mahdollisesti monien eri laavapatjojen syvyydeltä. Lisäksi klasteissa esiintyy samanlaisia hematiittiraitoja kuin yksikössä D, mikä viittaisi siihen, että raidat olivat syntyneet ennen konglomeraattien kerrostumista ja klastit olisivat mahdollisesti peräisin yksiköstä D (Kuva 31C).



Kuva 31. Kuvia kairansydäimestä 6A. **A)** Paralleelikerroksellista silttikiveä, vasemmassa reunassa hiekkakivikannatteista konglomeraattia. Syvyys n. 25 m. **B)** Karkeaa, vulkanoklastista hiekkakiveä, jossa hematiittirikkaita silttikivikerroksia. Syvyys n. 33 m. **C)** Hematiittiraitainen dasiittiklasti vulkanoklastisessa hiekkakivessä. Syvyys n. 37 m. Kairasydänten leveys 5 cm (Melezhik ja Hanski 2012; Springerin luvalla).

Karkearakeista hiekkakiveä esiintyy vain keskimmäisen seurannon yläosassa. Se koostuu karkeasta hiekkakivestä ja hematiittirikkaista, paralleelikerroksellisista, vulkanoklastisista hiekka/siltti/savikivivälikerroksista, joiden väri vaihtelee harmaasta tumman violettiin (Kuva 31B).

Toiseksi alimmassa ja ylimmässä seurannossa esiintyvät hiekkakivet ovat vulkanoklastisia ja massiivisia, ja niiden seassa esiintyy paikoin pyöristyneitä laavaklasteja. Konglomeraattiyksikössä ylempänä olevan hiekkakiven ja sen alla olevan konglomeraatin raja on asteittainen.

Silttikivet konglomeraattiyksikön yläosassa sisältävät paralleelikerroksellisia, hematiittirikkaita välikerroksia, joiden väri vaihtelee tumman ruskeasta tumman violettiin. Alimmissa paksummissa silttikivikerroksissa myös esiintyy hienorakeisia hiekkakivikerroksia. Silttikivistä tehdyt analyysit paljastivat niiden olevan melko kromirikkaita, mikä viittaisi siihen, että silttikivet sisältävät yksikön F piikriittisten basalttien materiaalia.

4.1.9 Yksikkö H

Yksikkö H käsittää kairansydämen 6A ylimmän osan 19,9-0 m (kuva 6). Se koostuu hienorakeisesta, massiivisesta, mafisesta laavasta. Yksikön yläosassa syvyydellä 0-5 m on suuria, epäsäännöllisen muotoisia manteleita, jotka ovat täyttyneet epidootilla, aksiniitilla, kalimaasälvällä, albiitilla, kvartsilla, kloriitilla ja biotiitilla (kuva 32). Manteleissa olevaa aksiniittia esiintyy myös pieninä, violetteina juonina, joiden paksuus on suurimmillaan 2 cm. Yksikön kivissä esiintyy myös ohuita kvartsi- ja kloriittijuonia.

Yksikön pintaosassa välillä 0-10 m kivien rakopinnoilla näyttäisi olevan kalimaasälpää ja merkkejä hapettumisesta. Päärakoilusuunta on noin 45-60° kairasydämen suuntaan verrattuna. Myös suurin osa juonista kulkee samaan suuntaan.

Kemialliselta koostumukseltaan yksikön H kivet ovat tholeiittisia basaltteja. Niiden MgO vaihtelee välillä 4,9–5,4 p.-%, TiO₂-pitoisuus on noin 2 p.-% ja Ti/Zr-suhde 76–77. Verrattuna yksikköön G yksikön H sopimattomien alkuaineiden pitoisuudet eivät ole yhtä korkeat, vaikka yleisimpiä sopimattomia hivenalkuaineita tarkastellessa ovat yksiköt melko samanlaisia.



Kuva 32. Yksikön H tholeiittisen basaltin epäsäännöllisen muotoinen manteli, jossa on violettia aksiniittia, vaalean vihreää epidoottia, punaista kalimaasälpää, harmaata albiittia ja tumman vihreää kloriittia ja lisäksi hieman kvartsia ja biotiittia. Kuva halkaistusta kairasydämeistä noin 3 m:n syvyydestä. Kairasydänten leveys 5 cm (Melezhik ja Hanski 2012; Springerin luvalla).

Petsamon vihreäkivivyöhyke sijaitsee Venäjällä Kuolan niemimaalla. Se on osa suurempaa vihreäkivivyöhykettä, joka ulottuu Venäjän Kuolan niemimaalta Suomen ja Norjan puolelle. Petsamon vihreäkivivyöhykkeen läpi kulkee luode-kaakkosuuntainen Poritashin siirrosvyöhyke, joka jakaa vihreäkivivyöhykkeen Pohjois- ja Etelä-Petsamon ryhmään. Pohjois-Petsamon ryhmä koostuu neljästä syklisesti muodostuneesta sedimentti- ja vulkaniittikivimuodostumasta, jotka ovat vanhimmasta nuorimpaan: Neverskrukin ja Ahmalahden muodostumat, Kuetsjärven sedimenttinen ja vulkaaninen muodostuma, Kolosjoen sedimenttinen ja vulkaaninen muodostuma ja Pilgujärven sedimenttinen ja vulkaaninen muodostuma (Kuva 3). Syklit koostuvat siten aina alemmasta sedimenttisestä yksiköstä, jota seuraa paksumpi vulkaaninen yksikkö. Etelä-Petsamon ryhmän stratigrafia ei ole hyvin tunnettu, sillä se vaikuttaisi koostuvan tektonisten liikuntojen kasaamista kivilajiyksiköistä, jotka on nimetty maantieteellisen sijaintinsa mukaan. Pohjoisen Petsamon ryhmän on ajateltu olevan eteläistä ryhmää vanhempi, mutta sitä ei ole pystytty varmaksi todistamaan eteläisen ryhmään vaikuttaneen metamorfoosin ja huonon paljastuneisuuden takia.

5.1 Kuetsjärven vulkaniitit ja rakenteet

Kuetsjärven vulkaaninen muodostuma koostuu 800-2000 m paksusta vulkaanisesta seurannosta, joista suurin osa on ilmanalaisten purkausten tuottamia sisältäen manteleita, virtausrakenteisia laavoja ja laavabreksioita. Muodostuman U-Pb-ikäksi on mitattu 2058 ± 2 miljoonaa vuotta, joka on saatu muodostuman keskiosan konglomeraateista (Melezhik et al., 2007).

Tässä tutkielmassa keskityttiin tutkimaan tarkemmin Kuetsjärven muodostuman vulkaniittien rakenteita ja geokemiaa kansainvälisen FAR-DEEP- kairausprojektin tekemän, 320 metrisen kairareian 6A perusteella. Kuetsjärven vulkaaninen muodostuma jaetaan kolmeen osaan: Basalttiseen yläosaan, andesiitti-ryoliittiseen alaosaan ja niiden välissä olevaan konglomeraattikerrostumaan. Kairareikä 6A lävistää näiden kolmen yksikön kontaktit.

Kairareian 6A lävistämät kivet on jaettu yhdeksään eri yksikköön niiden rakenteiden, kivilajien ja geokemian perusteella. Vulkaniiittiyksiköt on nimetty yksinkertaisesti aakkosilla A:sta H:on alkaen kairareian pohjalta, ja yksiköiden G ja H välissä oleva sedimenttinen yksikkö on nimetty konglomeraattijäseneksi (Kuva 6).

Yksikkö A koostuu kahdesta intermediäärisestä laavapatjasta, joiden välissä on noin metrin paksuinen vulkaaninen breksiakerros. Rakenteeltaan yksikön A kivet ovat hienorakeisia ja tiiviitä. Yksikön pinta- ja pohjaosissa esiintyy toistuvaa samansuuntaista rakoiluverkostoa, joka vaikuttaisi olevan kuivumisrakoilun kaltaista. Raot ovat täyttyneet kvartsilla, epidootilla, kloriitilla ja opakeilla mineraaleilla. Yksikön geokemiallisen koostumuksen perusteella on tulkittu, että yksikön kivet ovat muuttuneita, mutta ovat alun perin olleet trakyandesiiitteja.

Yksikkö B on massiivinen ja mafinen yksikkö, joka erottuu muista yksiköistä geokemiallaan ja tunnistettavien vulkaanisten rakenteiden puutteella. Yksikön rakeisuus vaihtelee ja keskiosa on ylä- ja alaosa karkeampaa. Yksikössä esiintyy myös myrmeikiittistä kvartsin ja maasälvän myrmeikiittistä yhteenkasvettumarakennetta, joka osoittaa magman ollen tholeiittista ja siten poikkeavaa muiden yksiköiden kantamagmasta (Hanski et al. 2013). Näiden eroavaisuuksien takia on päätelty, että yksikkö B on intrusiivinen kivilajiyksikkö, joka ei kuulu muiden yksiköiden kanssa samaan vulkaaniseen vaiheeseen.

Yksikkö C koostuu kahdeksasta mafisesta laavavirtauksesta ja kuudesta laavabreaksiasta. Yksikkö sisältää hyvin paljon manteleita; ainoastaan muutama laavapatja on manteliton ja rakenteeltaan massiivinen. Mantelit ovat yleensä täyttyneet kvartsilla ja kloriitilla. Laavabreaksioiden klastien materiaali on samaa kuin laavapatjojenkin. Kemiallisen koostumuksen perusteella yksikön C kivet menisivät trakyandesiiittien ja mugeariittien luokkaan, mikäli kivien muuttuneisuus jätetään huomioimatta.

Yksikkö D koostuu intermediäärisistä ja felsisistä laavoista, jotka esiintyvät noin 20 laavapatjana ja 11 breksioituneena vyöhykkeenä. Yksikön kivet ovat hyvin hienorakeisia ja rakenteeltaan afyyrisiä. Yksikössä esiintyy hyvin paljon manteleita keskiosaa lukuunottamatta. Mantelit ovat täyttyneet kvartsilla, kloriitilla, albiitilla, karbonaatilla,

biotilla, hematiitilla ja jaspiksella. Syvyysvälillä 174-177 m manteleiden primäärirakenteet ovat säilyneet hyvin, ja muutamissa isommissa manteleissa on nähtävissä kalsedoni-hematiittikehärakenteita, jotka viittaavat mineraalien uudelleen kiteytyneen alhaisessa metamorfoosiasteessa sekä tektoniseen deformaatioon vaikutukseen. Hematiittia esiintyy myös breksioiden klasteissa, ja sen synty liittyy sekundääriseen hapettumiseen. Yksikön kivien kemiallisessa koostumuksessa esiintyy paljon vaihtelua. Jos hyväksyy pieniä poikkeuksia kivien luokitteluun, niin voisi sanoa, että virtausrakenteiset ovat ryodasiitteja ja manteleita sisältävät ja massamaiset kivet ovat trakydasiitteja.

Yksikkö E koostuu neljästä mafisesta laavapatjasta ja noin 2 m paksusta vulkanoklastisesta konglomeraattivälikerroksesta. Laavapatjoissa esiintyy paljon kvartsi- ja kloriittitäytteisiä manteleita. Raekooltaan yksikön E kivet ovat hieman karkeampia kuin Yksikön D kivet. Konglomeraattivälikerroksen klasteissa esiintyy samanlaisia hematiittiraitoja kuin yksikössä D. Yksikön E pintaosissa esiintyy epäsäännöllisesti kulkevia hematiittiraitoja, jotka ovat paikoin poimuttuneet. Kemiallisen koostumuksen mukaan kivet luokiteltaisiin alkalibasalteiksi.

Yksikkö F koostuu kahdesta laavapatjasta, jotka ovat muodostuneet oliviinifyyrisestä pikriittibasaltista ollen siten luonteeltaan primitiivisin verrattuna muihin yksiköihin. Yksikkö on hienorakeinen, ja siinä olevat oliviinihajarakeet ovat korvautuneet kloriitilla, hematiitilla, kvartsilla ja karbonaatilla. Yksikön laavapatjojen ylä- ja alaosissa esiintyy kvartsi- ja karbonaattitäytteisiä manteleita, ja lisäksi laavojen sisällä on silttikiviksenoliittejä.

Yksikkö G koostuu kahdesta hienorakeisesta, mafisesta laavapatjasta, ja sen erottaa yksiköstä F noin 30 cm paksu silttikivikerros. Ylemmässä laavavirtauksessa esiintyy vähän oliviinihajarakeita, jotka ovat korvautuneet kvartsilla, kloriitilla ja hematiitilla. Manteleita esiintyy paljon laavapatjojen kontaktien lähellä, ne ovat täyttyneet kvartsilla, kloriitilla, karbonaateilla ja hematiitilla. Ylemmän laavapatjan yläosasta mantelit puuttuvat kokonaan, mikä mahdollisesti johtuu ylemmän konglomeraattikerroksen kerrostumisen aikaisesta kuluttavasta toiminnasta. Ylemmässä laavapatjassa esiintyy myös muutaman millimetrin paksuisia hematiittiraitoja, jotka näyttävät muodostavan kehämäisiä rakenteita. Kemialliselta koostumukseltaan kivet sijoittuvat trakyandesiiittien luokkaan.

Konglomeraattijäsen koostuu viidestä vulkanoklastisesta seurannosta, jotka hienonevat kohti pintaosia. Seurannot koostuvat sedimenttipareista, joissa alimmaisena on karkeampi ja ylimmäisenä hienorakeisempi materiaali. Sedimenttiparien materiaalina esiintyy konglomeraattia, karkeaa ja hienorakeisempaa hiekkakiveä sekä silttikiveä. Seurantojen paksuudet vaihtelevat. Konglomeraattien kemiallinen koostumus viittaa niiden muodostuneen alueen vulkaanisista kivistä, ja niiden muodostamiseksi on erodoitunut useampien vulkaanisten yksiköiden materiaalia. Lisäksi osassa klasteissa on nähtävissä samanlaisia hematitiraitoja kuin yksikössä D.

Yksikkö H on kairareiän 6A ainoa basalttiryhmää edustava yksikkö, joka koostuu massiivisesta hienorakeisesta mafisesta laavasta. Epäsäännöllisen muotoisia manteleita esiintyy yksikön yläosassa. Mantelit ovat täyttyneet epidootilla, aksiniitilla, kalimaasälvällä, albiitilla, kvartsilla, kloriitilla ja biotiitilla. Yksikössä esiintyy myös ohuita aksiniittijuonia. Kemialliselta koostumukseltaan yksikön kivet ovat tholeiittisia basaltteja.

Kuetsjärven vulkaniittien kerrostumisympäristöksi on ehdotettu ilmanalaista, mannerlaatan sisäistä repeämävyöhykettä, jossa oli matalan veden vaiheita konglomeraattiyksikön ja alemman basalttiryhmän tyynylaavojen muodostuessa. Tätä tulkintaa tukee vulkaniittien kemiallisen koostumuksen vaihtelu, mikä kertoo magman kontaminoituneen kuoren materiaaleista. Lisäksi vulkaniitit sijoittuvat kemiallisen koostumuksensa perusteella mannerlaatan sisäisen vulkanismin tai saarikaarivulkamismin luokkiin. Vulkaniittien rakenteissa esiintyvät kuivumisrakoilut, tyynylaavojen puuttuminen ja laavabreksiat viittaisivat ilmanalaiseen kerrostumiseen. Matalan veden vaihetta tukee konglomeraattiyksikkö ja Kuetsjärven alemman basalttiosion tyynylaavat. Konglomeraattijäsenessä esiintyvä klastikoon vaihtelu ja paikoin esiintyvät pyörityneet klastit viittaisivat matalan veden vaiheessa vaihtelevaan veden virtaukseen ja veden korkeuden vaihteluun. Kairareiän 6A yksikössä E olevan kaksimetrisen konglomeraattikerros ja yksiköiden F ja G välissä oleva 30 cm paksu silttikivikerros viittaisivat lyhytaikaisia matalan veden vaiheita olleen muulloinkin.

5.2 Kuetsjärven vulkaaninen muodostuma ja GOE

Kuetsjärven vulkaaninen muodostuma eroaa muista Petsamon vulkaniiteista korkeammalla Fe_2O_3 -pitoisuudellaan, joka vaihtelee välillä 6,34-21,3 p.-%. Kolmenarvoisen raudan osuus totaaliraudasta ($\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe}$) on yli 0,3, mikä on myös korkeampi kuin muilla muodostumilla, joista Kuetsjärven yläpuolisilla muodostumilla se on alle 0,3 ja alapuolisilla alle 0,25 (Hanski et al. 2013, Rybachi et al. 2013). Erot raudan hapettumisasteessa voivat johtua vulkaniittien kerrostumisympäristöstä. Kuetsjärven muodostumaa nuoremmat vulkaniitit purkautuivat merenalaisesti ja vanhemmat vulkaniitit ovat puolestaan ilmanalaisia, mutta kuitenkin niukan happipitoisuuden omaavan ilmakehän aikaisia.

Kuetsjärven vulkaniiteissa esiintyvissä manteleissa on hyvin monenlaisia mineraaleja, mikä viittaa pohjaveden vaihtelevaan koostumukseen ja lämpötilaan, sillä ilmanalaisten vulkaniittien mantelit yleensä täyttyvät niiden vajottua pohjaveden pinnan alle. Osassa manteleista esiintyy titaniittia ja allaniittia, jotka ovat todennäköisesti kiteytyneet hydrotermisistä fluideista. Puolestaan puhtaasti kvartsista täyttyneet mantelit viittaavat niiden kiteytyneen matalien lämpötilojen hydrotermisistä fluideista. Lisäksi muutamissa manteleissa esiintyy kvartsin ja hematiitin raidallista rakennetta, mikä viittaisi sekundääriseen hapettumiseen. Manteleiden vaihteleva mineralogia viittaa niiden kiteytyneen vaihtelevissa oloissa hydrotermisten fluidien ja pohjaveden vaikutuksesta. Manteleiden lisäksi sekundääriseen hapettumiseen viittaa myös kairareian 6A yksiköissä D-H esiintyvät hematiitit ja hematiittiraidat. Hematisaatiota esiintyy varsinkin vulkaanisissa breksioissa, missä se voisi olla happipitoisen pohjaveden aiheuttamaa.

Kuetsjärven vulkaniittien korkea hapettumisaste voi olla joko primääriä tai sekundääristä alkuperää (Rybachi et al. 2013). Primäärissä alkuperässä korkean hapetusasteen aiheuttaa hapettunut ylävaippa ja sekundäärisessä aiheuttajana on syvälle vaikuttava hapettava rapautumistoiminta. Primäärisessä alkuperässä hapettuneisuuteen vaikuttaa magman alkuperän lisäksi fysikaaliset prosessit, joista varsinkin vulkaanisten kaasujen poistuminen on merkittävä tekijä. Esimerkiksi joissain tapauksissa hiilidioksidi esiintyy magmassa nestemäisenä ja magman saavuttaessa pinnan se muuttuu kaasuksi. Kaasumuodossa hiilidioksidi pyrkii erkaantumaan magmasta ja näin tehdessään se nostaa magman hapettumisastetta (Oppenheimer et al. 2011). Sekundäärisessä alkuperässä kivet ovat

altistuneet hapettaville fluideille joko purkaantumisen ja kerrostumisen aikana tai pian sen jälkeen. Hapettavana fluidina on voinut toimia happirikas pohjavesi, joka on kiertänyt rakoilleiden vulkaniittien seassa. Kato et al. (2009) ehdottaa, että pohjaveden hapettava vaikutus on mahdollinen kahdessa eri tilanteessa: 1) joko hapettomasta ilmakehästä suljetussa systeemissä, missä syanobakteerien toiminta on hyvin aktiivista tai 2) tilanteessa, jossa ilmakehän happipitoisuus on noin 1,5 % nykyisestä happipitoisuudesta. Vaikka primäärin ja sekundäärin hapettumisen aiheuttajat ovat hyvin erilaisia, niiden erottaminen toisistaan on hyvin hankalaa. Kuitenkin Fennoskandian kilven alueella hapettuminen on vanhempaa kuin alueellinen metamorfoosi, mikä viittaisi sen aiheuttajaksi jotain alueellista litosfäärin pintaosiin vaikuttanutta tekijää.

Vaikka Kuetsjärven vulkaniittien hapettumisen alkuperää ei ole vielä varmaksi selvitetty, vulkaniiteissa on silti nähtävissä selvästi korkeammat Fe_2O_3 -pitoisuudet kuin muissa yksiköissä. Myös vulkaniittien rakenteissa näkyvät hematiittiraidat ja manteleissa esiintyvä hematiitti viittaavat siihen, että niiden kerrostumishetkellä tai hieman sen jälkeen kerrostumisympäristössä tapahtui jotain, mikä kohotti vulkaniittien hapettuneisuutta. Ikänsä puolesta vulkaniitit ajoittuvat Suuren hapettumistapahtuman kanssa yhteen. Kuitenkaan Kuetsjärven vulkaniiteissa ei hapettumisen lisäksi esiinny mitään muita suoria viitteitä Suureen hapettumistapahtumaan, mitkä paljastaisivat, onko hapettuminen sekundääristä vai primääriä. Joka tapauksessa esimerkiksi konglomeraattiyksikön hapettuneet fragmentit osoittavat pintavesien ollen jo happipitoisia niiden kerrostuessa. Asian selvittämiseksi tulisi tutkia enemmän vulkaniittien manteleiden kemiallista koostumusta sekä kehittää jokin metodi, jolla voitaisiin poistaa vulkaniittien muuttumisen vaikutus kivien analyyseista niin, että kivien alkuperäinen koostumus tulisi esille.

Balashov YuA (1996) Paleoproterozoic geochronology of the Pechenga-Varzuga structure, Kola Peninsula. *Petrology* 4, 1–22.

Blank CE, Sánchez-Baracaldo P (2010) Timing of morphological and ecological innovations in the cyanobacteria e a key to understanding the rise in atmospheric oxygen. *Geobiology* 8, 1-23.

Gilyarova MA (1967) Stratigraphy and structure of Pechenga. Leningrad University, Leningrad, 95 s. (venäjäksi)

Gorbunov GI, Yakovlev YuN, Goncharov YuV, Gorelov VA, Telnov VA (1985) The nickel areas of the Kola Peninsula. Teoksessa: Papunen H, Gorbunov GI (toim.) Nickel-copper deposits of the Baltic Shield and Scandinavian Caledonides, *Geol. Surv. Finl. Bull.* 333, 41–109.

Hanski EJ (1992) Petrology of the Pechenga ferropicrites and cogenetic, Ni-bearing gabbro-wehrlite intrusions, Kola Peninsula, Russia. *Geol. Surv. Finl. Bull.* 367, 192 s.

Hanski E (2012) Evolution of the Palaeoproterozoic (2.50–1.95 Ga) non-orogenic magmatism in the eastern part of the Fennoscandian Shield. Teoksessa: Melezhik V, Prave A, Hanski E, Fallick A, Lepland A, Kump L, Strauss H (toim.) Reading the Archive of Earth's Oxygenation. Volume 1: The Palaeoproterozoic of Fennoscandia as context for the Fennoscandian Arctic Russia - Drilling Early Earth Project, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, s. 179–245.

Hanski EJ, Huhma H, Smolkin VF, Vaasjoki M (1990) The age of the ferropicritic volcanics and comagmatic intrusions at Pechenga, Kola Peninsula, USSR. *Bull. Geol. Soc. Finl.* 62, 123–133.

Hanski E, Luo ZhY, Oduro H, Walker RJ (2011) The Pechenga Ni-Cu sulfide deposits, NW Russia: a review with new constraints from the feeder dikes. Teoksessa: Li C, Ripley EM (toim.) Magmatic Ni-Cu and PGE deposits: geology, geochemistry, and genesis. *Reviews in Economic Geology* 17, 145–162.

Hanski EJ, Melezhik VA, Lepland A, Romashkin AE, Rychanchik DV, Luo ZY, Sharkov EV, Bogina MM (2013) Kuetsjärvi Volcanic Formation: FAR-DEEP Hole 6A and Related Outcrops. Teoksessa: Melezhik, VA, Prave AR, Fallick AE, Hanski EJ Kump LR, Strauss H, Lepland A, (toim.) Reading the archive of earth's oxygenation, Vol. 2, The core archive of the Fennoscandian Arctic Russia - drilling early earth project, Springer, Berlin, Heidelberg, s. 650-677.

Holland HD (2002) Volcanic gases, black smokers, and the great oxidation event. *Geochim. Cosmochim. Acta* 66, 3811–3826.

Holland HD (2006) The oxygenation of the atmosphere and oceans. *Phil. Trans. Royal Soc. London, Ser. B*, 361, 903–915.

Ivanova LV, Chapina OS, Melezhik VA (1988) Discovery of coccoidal microfossils in Early Precambrian metamorphosed cherts. *Commun. USSR Acad. Sci.* 303, 210–211. (venäjäksi)

Jones AP, Mutanen T, Tuisku P, Hanski E, Price GD (2003) The Pechenga structure, Russia: giant Ni-Cu mineralisation related to large meteorite impact? Fermor Flagship Meeting “World Class Mineral Deposits and Earth Evolution”, August 19–21, 2003, Cardiff University and the National Museum of Wales, Abstracts, *Trans. Inst. Min. Metall., Sect. B: Appl. Earth Sci.* 112, B149–B150.

Kasting JF, Egger DH, Raeburn SP (1993) Mantle redox evolution and the case for a reduced Archaean atmosphere. *J. Geol.* 101, 245–257.

Kopp RE, Kirschvink JL, Hilburn IA, Nash CZ (2005) The Paleoproterozoic snowball Earth: a climate disaster triggered by the evolution of oxygenic photosynthesis. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA* 102, 11131–11136.

Kozlovsky YeA (toim.) (1984) *The Superdeep Well of the Kola Peninsula*, Springer-Verlag, Berlin, 558 s.

Kump LR, Kasting JF, Barley ME (2001) Rise of atmospheric oxygen and the “upside-down” Archean mantle. *Geochem Geophys Geosyst* 2, No. 2000GC0114, 10 s.

Kump L, Fallick AE, Melezhik VA, Strauss H, Lepland A (2013) *The Great Oxygenation Event*. Teoksessa: Melezhik V, Kump L, Fallick A, Strauss H, Hanski E, Prave A, Lepland A, (toim.) (2013) *Reading the archive of earth's oxygenation. Volume 3: Earth's Oxygenation and associated global events: The FAR-DEEP perspective*, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, s. 1517–1536.

Lepland A, Mesli M, Conze R, Fabian K, Fallick AE, Kump LR (2013) FAR-DEEP core archive and database. Teoksessa: Melezhik, VA, Prave AR, Fallick AE, Hanski EJ, Kump LR, Strauss H, Lepland A, (toim) *Reading the archive of earth's oxygenation, Vol. 2, The core archive of the Fennoscandian Arctic Russia - drilling early earth project*, Springer, Berlin, Heidelberg, s. 493-504.

Li ZXA, Lee CTA (2004) The constancy of upper mantle fO_2 through time inferred from the V/Sc ratios in basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* 228, 483–493.

Melezhik VA, Hanski EJ (2012) *The Pechenga Greenstone Belt*. Teoksessa: Melezhik V, Prave A, Hanski E, Fallick A, Lepland A, Kump L, Strauss H (toim.) *Reading the archive of earth's oxygenation: Vol. 1, The Palaeoproterozoic of Fennoscandian as context for the Fennoscandian Arctic Russia- Drilling Early Earth Project*, Springer, Berlin, Heidelberg, s. 289- 385.

Melezhik VA, Sturt BA (1994) The Paleoproterozoic (2.5–1.7 Ga) Midcontinent rift system of the northeastern Fennoscandian Shield versus The early Proterozoic Pechenga-Varzuga Belt: a case of back-arc spreading, discussion, *Can. J. Earth Sci.* 35, 720–725.

Melezhik VA, Sturt BA, Mokrousov VA, Ramsay DM, Nilsson L-P, Balashov YuA (1994a) The early Proterozoic Pasvik-Pechenga Greenstone Belt: 1:200,000 geological map, stratigraphic correlation and revision of stratigraphic nomenclature. *Norges Geol. Unders., Spec. Publ.* 7, s. 81–91.

Melezhik VA, Hudson-Edwards KA, Skuřin PK, Nilsson LP (1994b) Pechenga area, Russia – Part 1: geological setting and comparison with Pasvik, Norway. *Trans. Inst. Min. Metall. Sect B, Appl. Earth Sci*, 103:B129–B145.

Melezhik VA, Fallick AE, Smirnov YuP, Yakovle, YuN (2003) Fractionation of carbon and oxygen isotopes in ^{13}C -rich Palaeoproterozoic dolostones in the transition from medium-grade to high-grade greenschist facies: a case study from the Kola Superdeep Drillhole. *Geol. Soc. London* 160, 71–82.

Melezhik, VA, Fallick AE, Grillo S., (2004) Subaerial exposure surfaces in a Palaeoproterozoic ^{13}C -rich dolostone sequence from the Pechenga Greenstone Belt: palaeoenvironmental and isotopic implications for the 2330–2060 Ma global isotope excursion of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$. *Precambrian Res.* 133, 75–103.

Melezhik VA, Huhma H, Condon DJ, Fallick AE, Whitehouse MJ (2007) Temporal constraints on the Paleoproterozoic Lomagundi-Jatuli carbon isotopic event. *Geology* 35, 655–658.

Melezhik V, Prave A, Fallick A, Hanski E, Lepland A, Kump L, Strauss H (toim.) (2013) Reading the archive of earth's oxygenation. Volume 2: The core archive of the Fennoscandian Arctic Russia – Drilling Early Earth Project, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, s. 493–1046.

Mints MV, Glasnev VN, Konilov AN, Kunina NM, Nikitichev AP, Raevsky AB, Sedikh YuN, Stupak VM, Fonarev VI (1996) The early Precambrian of the Northeastern Baltic Shield: paleogeodynamics, crustal structure and evolution. *Scientific World*, Moskova, 287 s.

Mollet GF, Swisher CC III, McHenry LJ, Feigenson MD, Carr MJ (2009) Petrogenesis of basalt–trachyte lavas from Olmoti Crater, Tanzania. *J. Afr. Earth Sci.* 54, 127–143.

Negrutsa VZ (1995) Evolution of exogenic processes in the Pechenga paleobasin. Teoksessa: Mitrofanov FP, Smol'kin VF (toim.) *Magmatism, sedimentogenesis and geodynamics of the Pechenga palaeorift*, Kola Science Centre, Apatity, s. 101–123. (venäjäksi)

Oppenheimer C, Moretti R, Kyle PR, Eschenbacher A, Lowenstern JB, Hervig RL, Dunbar NW (2011) Mantle to surface degassing of alkalic magmas at Erebus volcano, Antarctica. *Earth Planet. Sci. Lett.* 306, 261–271.

Pavlov AA, Kasting JF (2002) Mass-independent fractionation of sulfur isotopes in Archean sediments: strong evidence for an anoxic Archean atmosphere. *Astrobiology* 2, 27–41.

Predovsky AA, Fedotov ZhA, Akhmedov AM (1974) *Geochemistry of the Pechenga Complex*. Nauka (Science), Leningrad, 139 s. (venäjäksi)

Rybacki K, Kump L, Hanski E, Melezhik VA (2013) An apparent oxidation of the upper mantle versus regional deep oxidation of terrestrial surfaces in the Fennoscandian Shield. Teoksessa: Melezhik V, Kump L, Fallick A, Strauss H, Hanski E, Prave, A, Lepland A (toim.) *Reading the Archive of Earth's Oxygenation. Volume 3: Global Events and the Fennoscandian Arctic Russia - Drilling Early Earth Project*, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, s. 105–122.

Salminen, PE, Karhu J, Melezhik VA (2013) Tracking lateral $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ variation in the Paleoproterozoic Pechenga Greenstone belt, the northeastern Fennoscandian Shield. *Precambrian Res.*, 228, 177–193.

Skuf'in PK, Theart HFJ (2005) Geochemical and tectono-magmatic evolution of the volcano-sedimentary rocks of Pechenga and other greenstone fragments of the Kola Greenstone Belt. *Precambrian Res.* 141, 1–48.

Sturt BA, Melezhik VA, Ramsay DM (1994) Early Proterozoic regolith at Pasvik, NE Norway: palaeotectonical implications for the Baltic Shield. *Terra Nova* 6, 618–633.

Öskarsson N, Helgason Ö, Steinthorsson S (1994) Oxidation state of iron in mantle-derived magmas of the Icelandic rift zone. *Hyperfine Interact* 91, 733–737.

Internetsivut:

Suomen Akatemia

<http://www.aka.fi/fi/A/Suomen-Akatemia/Organisaatio/Toimikunnat/Luonnontieteiden-ja-teknikan-tutkimuksen-toimikunta/Muu-kansainvalinen-yhteistyö/International-Continental-Scientific-Drilling-Program-ICDP/>

International-Continental-Scientific-Drilling-Program

<http://www.icdp-online.org/home/>