

TARTU ÜLIKOOL
LOODUS- JA TEHNOLOOGIATEADUSKOND
ÖKOLOOGIA JA MAATEADUSTE INSTITUUT
GEOLOOGIA OSAKOND

Timmu Kreitsmann

**LÖÖGIMOONDE MINERALOOGILISED INDIKAATORID
SÄÄKSJÄRVI JA LAPPAJÄRVI IMPAKTKIVIMEIS**

Magistritöö

Juhendajad: Juho Kirs

Ulla Preeden

Kaitsmisele lubatud:

Kuupäev:

Allkiri:

Tartu 2013

Sisukord

Annotatsioon	3
1. Sissejuhatus	4
2. Impaktstruktuuride lühiiseloostus	5
2.1 Sääksjärvi	5
2.2 Lappajärvi.....	7
2.3 Kärkla	10
3. Löögimoonde tunnused kvartsis.....	11
3.1 Planaarsed mikrostruktuurid	11
3.2 Kobarkvarts (Ballen quartz)	12
3.3 Pruunistunud kvarts (Toasted quartz)	14
3.4 SiO ₂ kõrgerõhulised faasid (koesiit, stišoviit, diaplektiline klaas, lešateljriit).....	14
4. Kivimaterjali uurimiseks kasutatud meetodid.....	16
5. Kivimite mikroskoopilise uurimise tulemused	18
5.1 Sääksjärvi	18
5.2 Lappajärvi.....	24
5.3 PDF-analüüs	31
6. Sääks- ja Lappajärvi impaktkivimite geokeemiline võrdlus Kärkla kraatri kivimitega.....	33
7. Arutelu.....	38
8. Kokkuvõte	42
Kasutatud kirjandus.....	43
Summary	47
LISAD	48

Annotatsioon

Impakti toimumisel salvestuvad löögimoondele unikaalsed tunnused sihtkivimis, mille üheks põhiliseks uurimismeetodiks kasutatakse kristalloptilist vaatlust. Käesolevas töös oli uurimisobjektiks Soomest pärit Sääksjärvi ja Lappajärvi kivimiline materjal. Detailsel petrograafiliste õhikute kirjeldamisel tulid nähtavale mitmed impaktkivimites laialt levinud struktuurid, kui ka löögimoondele unikaalsed tunnused. Biotiidil oli iseloomulik valtsitud deformatsioonid. Kvarts esines nii kärjelise tekstuuriga kobarkvartsina, mosaiikselt kustuva, rohkem või vähem dekoreeritud planaarseid deformatsioonelemente sisaldava, kui ka deformeerimata sekundaarse kvartsina. Sääksjärvi impaktbretšades teostatud PDF-uuring andis tunnistust rõhkudest, mis pidid olema 10-25 GPa vahel, samas kobarkvartsi esinemine, mida leidis hulgaliselt ka Lappajärvi proovides, viitab rõhkudele >35 GPa ja temperatuuridele >1200 °C. Esialgsed geokeemilised analüüsid näitasid, et kummaski, ei Sääks- ega Lappajärvi, impaktkivimites pole toimunud problemaatilist kaaliumiga rikastumist.

Märksõnad: löögimoone, Sääksjärvi, Lappajärvi, planaarsed deformatsioonelemendid

1. Sissejuhatus

Impaktprotsess on tänapäevaks üldtunnustatud fenomen, mis on meie Päikesesüsteemis kõige sagedamini esinev planeetide pindu mõjutav sündmus. Impaktgeoloogia on suhteliselt noor ja kiiresti arenev teadussuund, mis alustas oma võidukäiku alles eelmise sajandi teisel poolel, kui avastati unikaalsed impaktsündmustele omased mineraloogilised tunnused (kõrgerõhulised kvartsi erimid, koesiit ja stišoviit ning planaarsed deformatsioonelemendid). Suure tõuke andis ka Kriidi lõpu väljasuremise seostamine Chixculubi kraatriga (French, 1998). Kuna kokkupõrke korral hävineb suurem osa impaktorist, esineb enamus diagnostilisi tunnuseid just sihtkivimis, mida on tabanud ekstremaalsed rõhud ja temperatuurid, mis võivad olla suuremad kui 100 GPa ja 3000 °C (Melosh, 1989).

Enamus impaktkraatritele iseloomulikke tunnuseid pole unikaalsed. Nende hulka kuuluvad: struktuuri ringikujulisus ja kivimdeformatsioonide mosaiik, ulatuslik lõhede ja bretšade teke, ringikujulised gravitatsiooni- ja magnetanomaaliad ning tardkivimite esinemine. Ühemõtteline impaktstruktuuride identifitseerimine põhineb aga väikesel hulgal löögimoonde tunnustel, mis kõige paremini on esindatud kvartsi terades (French & Koeberl, 2010).

Käesoleva magistritöö peamine eesmärk on löögimoonde indikaatorite kirjeldamine Sääks- ja Lappajärvi kivimilises materjalis (impaktbretšad, impaktsulakivimid ja süeviidid). Uuritud kivipalad on pärit Lauri Pesoneni poolt kokkupandud kogust. Lühidalt võrreldakse Eesti, Kärddla impaktstruktuuri kivimilise materjaliga, seda ennekõike nende kraatrite aluskorra kivimite sarnasuse tõttu. Käesoleva töö põhirõhk seisneb siiski uuritud impaktkivimite detailsel mineraloogilisel kirjeldusel ning põgusalt peatutakse kivimite esmaste keemiliste analüüside interpreteerimisel. Kristalloptiliseks uuringuks kasutas autor polarisatsioonimikroskoopi ja universaalset lauda. Lisaks telliti kahest proovist kivimite põhi- ja jälgelementide analüüs ning probleemsetest piirkondadest mineraloogiline röntgen-difraktsioonanalüüs.

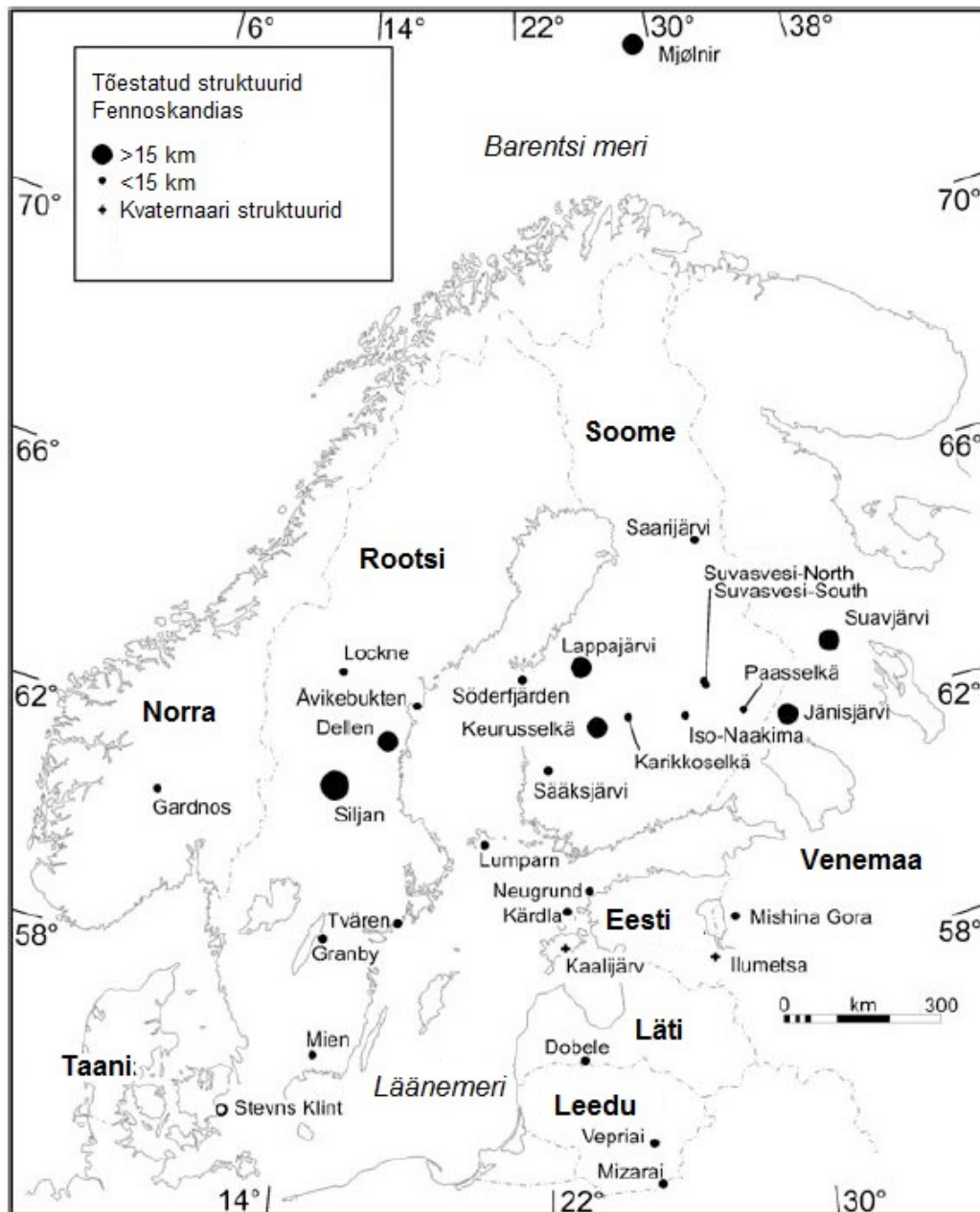
2. Impaktstruktuuride lühiiseloormustus

2.1 Sääksjärvi

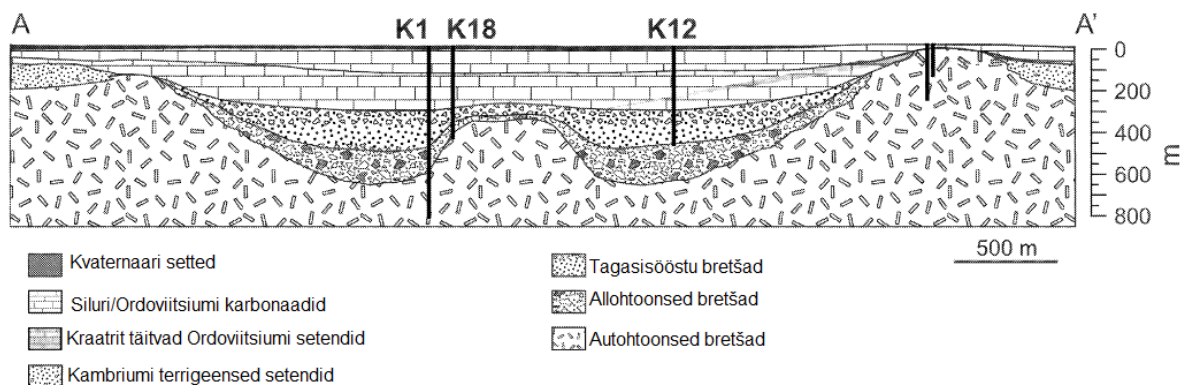
Sääksjärvi on 5-6 km läbimõõduga erodeeritud lihtkraater Edela-Soomes, koordinaatidega 61°24' N ja 22°24' E (joonis 1). U-Pb dateeringuga on selle vanuseks saadud 602±17 Ma (Dypvik *et al.*, 2008), samas Ar-Ar dateering on andnud mõnevõrra noorema vanuse, milleks on 560±16 Ma (Müller *et al.*, 1990). Vastavalt Tagle ja tema rühma poolt tehtud uuringutele on impaktoriks olnud raudmeteorii (Tagle *et al.*, 2009).

Sääksjärvi impaktstruktuur paikneb Svekofenni orogeeni protsessides migmatiseeritud vilgugneisside ja granodioriidi-tonaliidi tüüpi kivimite levilas (joonis 3), mida katavad nooremad kvaternaari setted (Kinnunen & Lindqvist, 1998). Kraatri tekkel moodustunud impaktsula ega süevite ei paljandu, küll aga võib neid leida rahnudena struktuurist lõuna poole jäävates glatsiaalsetes setetes (Elo *et al.*, 1992). Võrreldes teiste Soome impaktstruktuuridega, on Sääksjärvit uuritud suhteliselt vähe ning seejuures on piiratud geofüüsikaliste töödega. Intensiivsemad analüüsid viidi läbi 1990. aastate alguses, kui Soome Geoloogiakeskuse poolt teostati geofüüsikalised mõõtmised ning tehti mitu puurauku. Tulemused näitasid -6.5 mgal suurust ringikujulist gravitatsiooni anomaaliat ning anomaalselt väikese tihedusega poorseid kraatrit täitvaid kivimeid (Elo *et al.*, 1992).

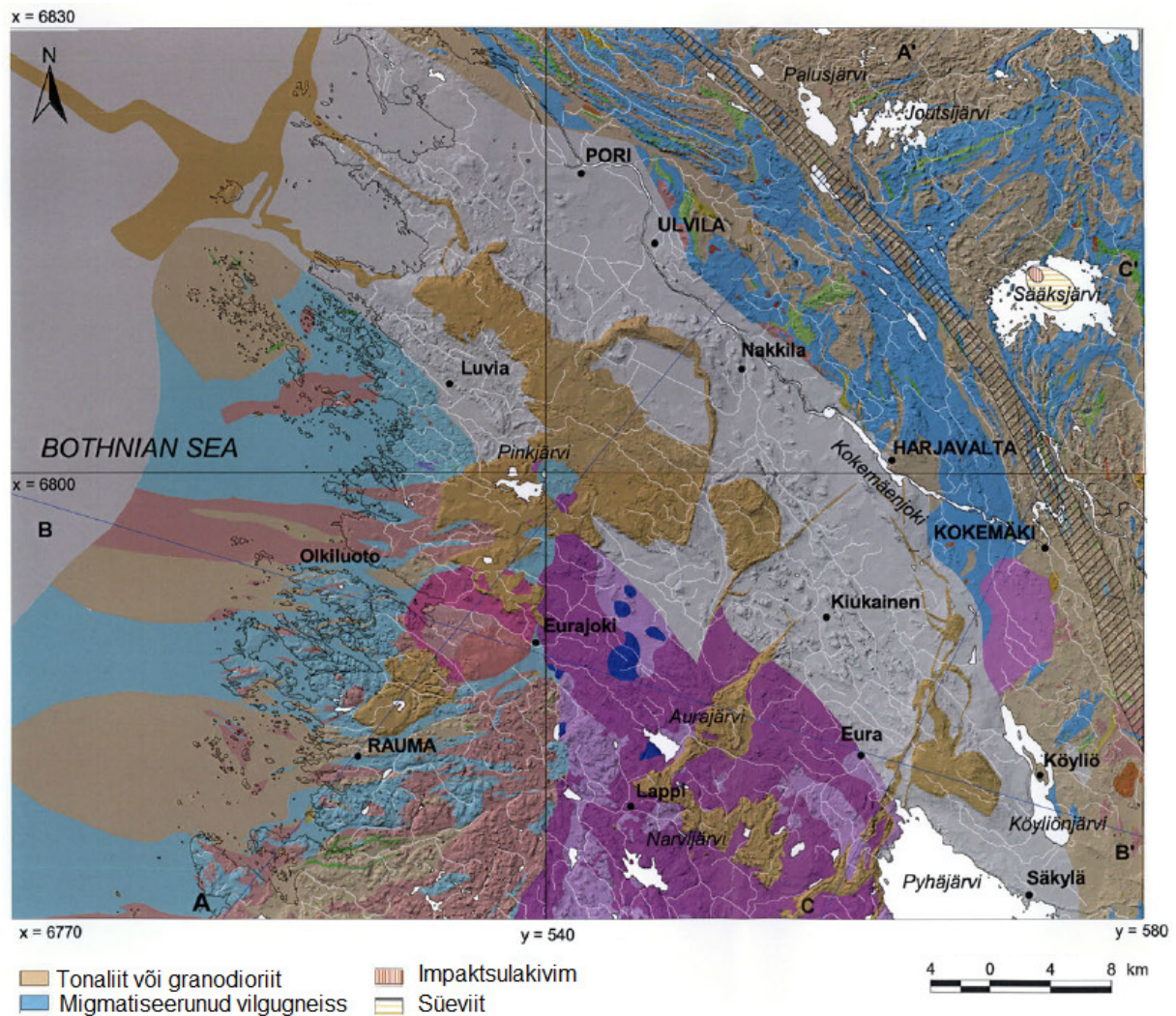
Sääksjärvi meteoriiitse päritolu pakkus välja H. Papunen 1969. aastal ilmunud artiklis, kus ta uuris Karhiniemi kruusakarjäärist leiduvaid rändrahne, milles esines löögimoondele iseloomulikke tunnuseid ning arvas, et need võivad olla pärit karjäärist põhja poole jäävast Sääksjärvi järvest. Rändrahnudes avastas ta valtsitud ning oksüdeerunud biotiiti ja planaarseid deformatsioonelemente kvartsis, millest viimane on ainult impaktstruktuuridele omane tunnus (Papunen, 1969).



Joonis 1. Impaktstruktuurid Skandinaavias ja Balti riikides (Dypvik *et al.*, 2008 järgi).



Joonis 2. Edela-Kirde suunaline Kärda kraatri läbilõige puursüdame asukohtadega (Jõelett *et al.*, 2005 järgi).



Joonis 3. Sääksjärvi asend Lõuna-Satakunta piirkonna aluspõhja geoloogilisel kaardil topograafilise reljeefiga. Legend: kraatri ja selle aluspõhja kivimid (Paulamäki *et al.*, 2002 järgi).

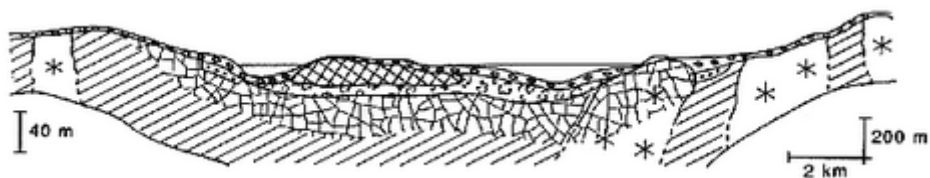
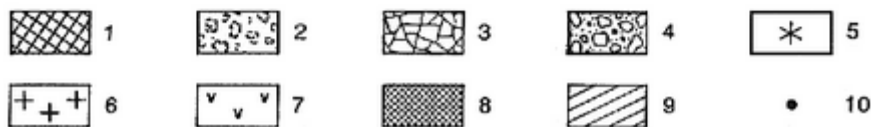
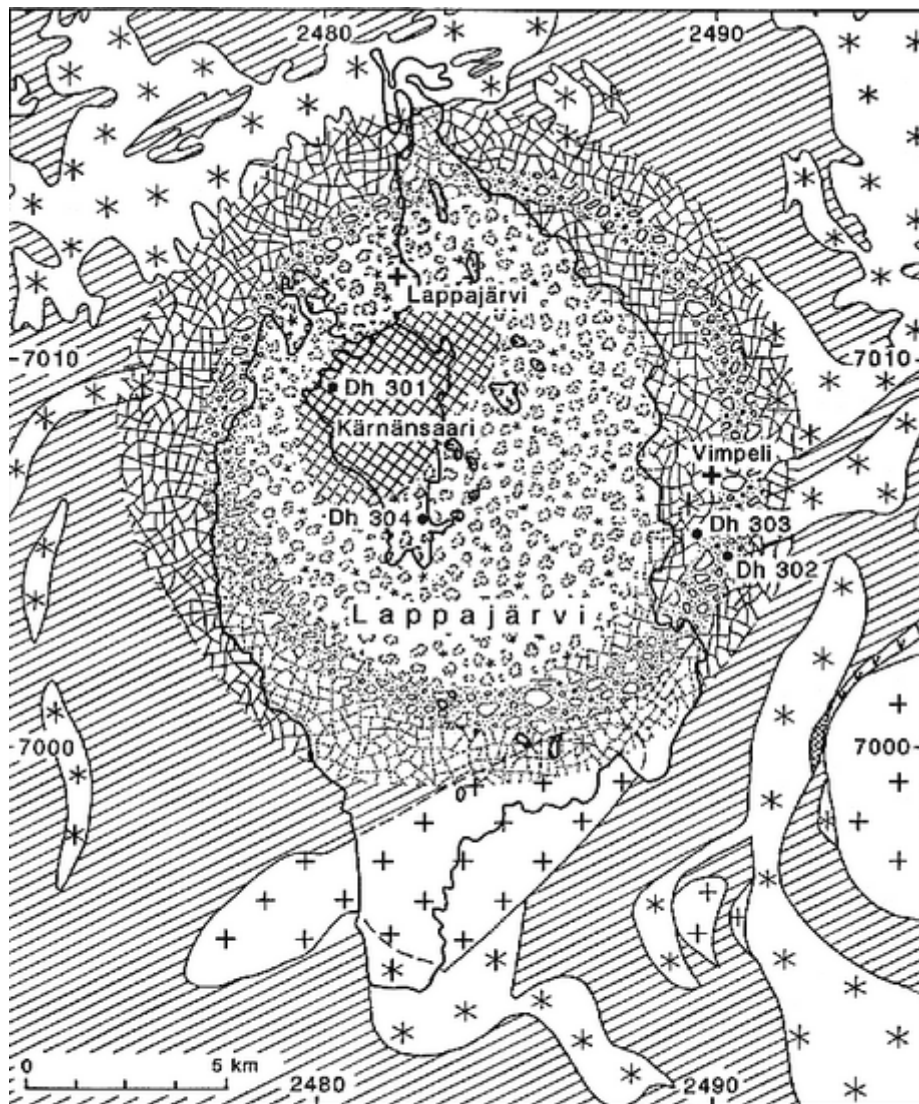
2.2 Lappajärvi

Lappajärvi on tugevalt erodeeritud impaktkraater, mille meteoriitse päritolu hüpoteesi püstitas esimesena Franz E. Wickman 1950. aastatel, aga detailsemad analüüsid tehti Engelhardti ja Svenssoni poolt aastatel 1967 ja 1968 (Lehtinen, 1976). Lappajärvi paikneb Lääne-Soomes, Vaasa linnast 100 km idas, koordinaatidel 63°09' N ja 23°42' E (joonis 1). Tegu on ~23 km läbimõõduga impaktstruktuuriga, mille U-Pb vanuseks on saadud 73.3 ± 5.3 Ma (Mänttari & Koivisto, 2001). Kõige uuem Ar-Ar dateering annab aga vanuseks 76.20 ± 0.29 Ma (Schmieder & Jourdan, 2013). Järv on elliptilise põhja-lõuna suunas välja venitatud kujuga, pindalaga 160 km², mida on tugevalt erodeeritud nii Pleistotseeni jäätumistega, kui ka enne seda. Järve

keskkoht ei pruugi olla esialgse impaktkraatri keskkohaks. Tõenäoliselt on järv „liikunud“ erosiooni tagajärjel veidi kagu suunas. Gravimeetrilised uuringud näitasid, et esineb -10 mgal suurune gravitatsiooni anomaalia, mille keskkoht jääb Kärnäsaari alla (Lehtinen, 1976).

Esialgne kraatri sihtkivim ning praegune järve aluspõhi koosneb migmatiseerunud Paleoproterosoikumi vanusega graniitpegmatiidist, vilgugneisist, harvem muskoviitgraniidist ning granodioriidist (Lehtinen, 1976). Lisaks on puursüdamikes leitud ka väikeses koguses Mesoproterosoikumi vanuselisi liivakive ja aleuoliite (Pipping, 2000). Lappjärvi struktuuris esineb kolme tüüpi impaktkivimeid- bretšad, süeviidid ja kärnaiit, millest paljandub ainult viimane, aga rändrahnudena võib leida kõiki kolme. Kärnaiit on Kärnäsaari järgi pandud kivimi nimetus, mille all peetakse silmas allohtoonseid impaktsulakivimeid (Pipping, 2000) (joonis 4). Need on murenemisele küllaltki vastupidavad, samas kui impaktbretšad ja eriti süeviidid lagunevad üsnagi kiiresti ning paari aastaga jääb neist järgi vaid savikas kivimi- ja klaasifragmente sisaldav materjal (Lehtinen, 1976).

Lappjärvi struktuurist on leitud kõiki lööklaine poolt kvartsis tekitatud deformatsiooni modifikatsioone, välja arvatud stišoviiti, ning muude tunnustega võrreldes leidub diaplektilist klaasi suhteliselt harva. Planaarseid deformatsioonelemente (PDF) esineb nii dekoreeritult kui dekoreerimata kujul ning kõigis impaktkivimeis, kuid kõige paremini on need jälgitavad impaktbretšades. Kvartsile on iseloomulik laiguline heterogeenne kustumine ning osa terasid on värvunud pruunikaks (Lehtinen, 1976), mille puhul on tegu nn. pruunistunud (inglise keeles “*toasted*”) kvartsiga, mida on detailsemalt hakatud uurima alles viimase kümne aasta jooksul (Whitehead *et al.*, 2002; Ferrière *et al.*, 2009c). Lehtinen kirjeldab ka mikroskoopilisi ümardunud (ovoidilise) kujuga kvartsi agregate, mille tekkepõhjuseks ei pea ta otseselt löögimoonet vaid impaktjärgset kõrgetemperatuurilist keskkonda. Kõige sagedamini on see “ovoidiline” kvarts seotud valtsitud biotiidi, diaplektilise päevakivi ning selle klaasi koosesinemisega. Enamasti on need “munakad” ümbritsetud isotroopse räni ümbrisega ning võivad olla värvunud pruunikaks (Lehtinen, 1976). Selle kirjelduse järgi võib arvata, et tegu on kärjelise tekstuuriga kobarkvartsi agregaatidega, mis tekivad rõhkudel alates 35 GPa ja temperatuuril alates 1200 °C (Stöffler & Langenhorst, 1994). Peaaegu kõik löögimoonde poolt tekitatud kivimitüübid Lappjärvi struktuuris on poorsed või sisaldavad mandleid. Sekundaarsetest mineraalidest on süeviitides kõige sagedamini tseoliite ja kärnäiidis kaltsiiti (Lehtinen, 1976).



Joonis 4. Lappajärvi meteoriidikraatri piirkonna litoloogiline kaart ja läbilõige (Vaarma & Pipping, 1997 järgi). 1- impaktsula (kärnait) 2- süviit ja impaktbretšad 3- autohtoonsed impaktbretšad 4- Mesoproterosoikumi vanuselised sette kivimid (aleuoliit ja liivakivid) 5- pegmatiitgraniit 6- granodioriid ja tonaliit 7- aluselised ja keskmised metavulkaniidid 8- dolomiit 9- vilgugneiss 10- puuraugud.

2.3 Kärkla

Kärkla impaktstruktuur (58°58'N & 22 °46'E) paikneb Hiiumaal Kärkla linna lähisel (joonis 1). Tegu on 4 km läbimõõduga komplekskraatriga, mis tekkis Hilis-Ordoviitsiumis madalasse epikontinentaalsesse merre ligikaudu 455 Ma tagasi ning mattus pärast impakti paari miljoni aasta jooksul nooremate Paleosoikumi setendite alla, säiludes sel viisil tänapäevani (Suuroja *et al.*, 2002). Piirkonnas katab Paleosoikumi kivimeid ka õhuke Kvaternaari setete kiht. Kraatri detailsemad geofüüsikalised uuringud ja puuraukude rajamine viidi läbi 1970. esimesel poolel, millal pooldati veel kraatri krüptovulkanismilist päritolu. Meteoriidne hüpotees püstitati Maisaitise ja tema tööühma poolt aastal 1980 ilmunud artiklis, kus nad kirjeldasid planaarse deformatsioonielementidega kvartsi terade leidmist Kärkla materjalist (Suuroja *et al.*, 2002).

Hiiumaa aluskord koosneb Paleoproterosoikumi vanuselistest Svekofenni orogeneesil metamorfiseeritud kivimitest, millest levinuimad on migmatiseeritud graniidid, granitogneisid ja amfiboliidid. Aluskorra ülaosas levib keskmiselt 15 m paksune kaoliniidirikas murenemiskoorik. Kraatri tekkel olid sihtkivimeiks veel aluskorda kattev Kambriumi kvartsaleuriit liiva ja savi vahekihtidega (170 m), orgaanikarikas muda (2 m) ning Kesk- ja Alam-Ordoviitsiumi lubjakivid (25 m) (Puura *et al.*, 2004).

Impaktil tekkinud kivimitest on levinud mitmesugused bretšad (joonis 2). Esineb nii allohtonseid kui autohtonseid polümiktseid bretšasid, mis võivad koosneda nii aluskorra kui settekivimite klastidest. Impaktsula kihti ega kivimeid pole Kärkla struktuurist leitud, küll on aga kraatriurija K. Suuroja maininud süeviidisarnaste bretšade esinemist (Suuroja, 2008). Löögimoonde tunnuseid on näha kvartsis, mikrokliinis ja biotiidis. Plagioklass ja küünekivi on asendunud submikroskoopilise ortoklassi ja kloriidi agregaatidega. Unikaalseid impaktdeformatsioonile viitavaid tunnuseid (PDFd kvartsis) esines vaid aluskorra kivimi klastidest moodustund polümiktsetes allohtonsetes bretšades, samas mineraloogilise ja keemilise koostise muutusi esineb ka autohtonsetes bretšades ja lõhelises kraatri põhjas (Puura *et al.*, 2004).

3. Löögimoonde tunnused kvartsis

Kvarts on päevakivide kõrval enim levinud kivimitmoodustav mineraal maakooses, milles esinevad löögitunnused on hästi äratuntavad ning säilivad geoloogilises ajas. Lisaks pakub kvarts parimat infot temperatuuri ja rõhu kohta nii impakti, kui ka sellele järgneva termaalse ajaloo kohta ning kontrollitud lööklaine eksperimentid on andnud hea ülevaate, millistes tingimustes kindlad löögimoonde tunnused moodustuvad (Stöffler & Langenhorst, 1994).

Deformeerimata kvarts on õhikus polarisatsioonimikroskoobis paralleelniikolites selge ja läbipaistev ning ristniikolites on sellel hall kuni esimest järku valge interferentsvärvus. Alates 5 GPa hakkavad kvartsis esinema erinevad löögimoonde tunnused, mida mõjutavad rõhu tugevus ning mingil määral ka šokieelne temperatuur. Rõhkudel 5-50 GPa esinevad kvartsis järgmised löögimoonde tunnused: mosaiiksus, planaarsed mikrostruktuurid, osaline või täielik isotroobistumine ja amorfiseerumine e. diaplektilise klaasi tekkimine, osaline kvartsi ümberkristalliseerumine koesiidiks või stišoviidiks ning sulamine ja lešateljriidi tekkimine (Grieve *et al.*, 1996). Lisaks on täheldatud ka kvartsis vähem uuritud tunnuseid nagu kobarkvarts (Ferrière *et al.*, 2009a), pruunistunud kvarts (Whitehead *et al.*, 2002) ja planaarse mikrostruktuuridega kooskäivad sulgjad lamellid (*feather features*) (Poelchau & Kenkmann, 2011).

Mosaiigistumisel koosneb kvartsi kristall ühe homogeense kristalli asemel mitmest väiksemast domeenist, mille kristallvõre on deformeerunud suurenenud rõhu tõttu ning nii tekib sellele nähtusele iseloomulik lapiline kustumine (Stöffler & Langenhorst, 1994). Domeenide suurus on üle 200 nm, nad on jaotunud suhteliselt heterogeenselt ja rõhu suurenemisel üldiselt muutuvad väiksemaks (Grieve *et al.*, 1996). Kuna mosaiigistumine kaasneb ka mitmete endogeensete protsessidega, ei saa seda pidada vaid impaktprotsessile iseloomulikuks tunnuseks (French & Koeberl, 2010).

3.1 Planaarsed mikrostruktuurid

Planaarse mikrostruktuuride all on pikka aega peetud silmas planaarseid lõhesid ja planaarseid deformatsioonelemente, kuid alles viimase kümne aasta jooksul on avastatud ka kolmas nähtus- sulgjad lamellid (Poelchau & Kenkmann, 2011). Planaarsed lõhed (PF) on madalarõhulised (<10 GPa) avatud mõrad, mis on paralleelsed väikeste Milleri indeksitega tasanditega, nagu (0001) ja $\{10\bar{1}1\}$. Nad esinevad paralleelsete süsteemidena, mille

omavaheline kaugus on suurem kui 20 μm . Lõhed on suhtelised õhukesed, jäädes 3-10 μm vahele, mis on aga suuremad kui PDFd (Stöffler & Langenhorst, 1994). French ja Koeberl peavad mitmesüsteemiliste PFe leidumist lööklaine esinemise tunnuseks (French & Koeberl, 2010).

Planaarsete lõhedega võivad koos esineda sulgjad lamellid, mida Poelchau ja Kenkmann peavad samuti löögimoondele omaseks unikaalseks planaarseks mikrostruktuuriks kvartsis. Need esinevad alati koos PFGa ning on ühtlasi seotud kristallograafiliste tasanditega, millest kõige sagedamini esineb (0001), $\{10\bar{1}1\}$ ja $\{11\bar{2}2\}$. Sulgjad struktuurid tekivad nihke-deformatsioonil planaarse lõhede moodustamisel suhteliselt madalatel rõhkudel, mis jäävad kindlasti alla 10 GPa. Sulgjad struktuurid on lühikesed (10-100 μm), paralleelsed või subparalleelsed lamellid, mis väljuvad ühelt poolt planaarseid lõhesid ning nende vahekaugus jääb 1-15 μm vahele. Need näitavad tugevat eelistatud orientatsiooni, mis ühtib lööklaine liikumise suunaga (Poelchau & Kenkmann, 2011).

Planaarsed deformatsioonelemendid kujutavad endast paralleelseid või subparalleelseid amorfsest materjalist planaarseid lõhesid, mille laius on vähem kui 2 μm ja omavaheline kaugus 2-10 μm . Need on orienteeritud paralleelselt kindlate kristallograafiliste tasanditega, kõige sagedamini (0001), $\{10\bar{1}2\}$ ja $\{10\bar{1}3\}$. Eri suundade statistiline jaotumine ja tihedus sõltub rõhust, mille suurenemisel muutuvad PDFd tihedamaks ning need jaotuvad homogeensemalt kogu tera peale. Sõltuvalt rõhu intensiivsusest esineb kristalliinses kivimis sagedasti 3-10 PDFe süsteemi (Stöffler & Langenhorst, 1994). Dekoreeritud PDFe puhul on esialgne amorfne klaas ümberkristalliseerunud kvartsiks ning algsest lõhenevusest on järgi jäänud rida väikeseid fluidisuletisi. Need on moodustunud sekundaarse termaalse efekti tulemusena ja järgivad struktuursete defektide algset orientatsiooni (Stöffler & Langenhorst, 1994; French & Koeberl, 2010).

3.2 Kobarkvarts (*Ballen quartz*)

Kobarkvartsi kirjeldati esmakordselt 1890. aastal Mieni struktuuris Holsti poolt. Tol ajal ei peetud seda meteoriidikraatriks ning kobarkvarts arvati olevat vulkaanilist päritolu (Holst, 1890. cit. Ferrière *et al.*, 2009a). 2010. aasta seisuga on kobarkvartsi leitud rohkem kui 35 impaktstruktuuris. Kõige sagedamini leidub seda impaktsulakivimites ning harvem süveviitides, kus see esineb koos diaplektilise klaasi ja lešateljriidiga või omaette klastidena

(Ferrière *et al.*, 2010). Kobarad on sfäärilised kehad, mis kujult sarnanevad viinamarjadele, mis põimuvad või piirnevad üksteisega. Koosnevad nad puhtast SiO₂ (Ferrière *et al.*, 2009a). Ferrière ja tema meeskond kirjeldasid viit erinevat tüüpi kobarkvartsi:

1. α -kristobaliit-kobar homogeenne kustumisega. Ristniikolites on kõik kobarad isotroopsed (joonis 18). Suletistena võib esineda koosiiti;
2. α -kvarts-kobar homogeenne kustumisega. Kõigil kobaratel on sarnane kustumine (joonis 18);
3. α -kvarts-kobar heterogeense kustumisega. Igal individuaalsel kobaral on homogeenne kustumine (joonis 7);
4. α -kvarts-kobar, milles on toimunud kobarasisene ümberkristalliseerumine. Üksiku kobara sees on heterogeenne kustumine (joonis 19);
5. ränikivi-sarnased ümberkristalliseerunud α -kvarts-kobarad. Kobarad on täielikult ümberkristalliseernud. Ristniikolites on üksikute kobarate ääri raske eristada (joonis 9) (Ferrière *et al.*, 2009a; Ferrière *et al.*, 2010).

Samad autorid on välja pakkunud kaks võimalikku moodust, kuidas kobarkvarts tekib.

Esiteks, tahkis-tahkis üleminekuga- α -kvartsist diaplektiliseks klaasiks ja siis kõrgetel temperatuuridel β -kvartsi või β -kristobaliidi kristalliseerumine, millele järgneb tagasi transformeerumine α -kristobaliidiks ja/või α -kvartsiks.

Teiseks, tahkis-vedelik üleminek- α -kvartsist lešateljriidiks, millele järgneb β -kristobaliidi ja/või β -kvartsi kobarate nukleatsioon ning kasv kõrgetel temperatuuridel ja tagasi transformeerumine α -kristobaliidiks ja/või α -kvartsiks (Ferrière *et al.*, 2009a).

Erinevat tüüpi kobarkvarts on funktsioon rõhu ja temperatuuri parameetritest ning sellepärast saab erinevate kobara tüüpide esinemist kasutada nende tingimuste hindamiseks (Ferrière *et al.*, 2009a). Kobarkvartsi leidumine viitab rõhkude esinemisele, mis pidid ületama ~35 GPa ning temperatuuridele üle 1200 °C (Stöffler & Langenhorst, 1994). Kuigi French ja Koeberl ei pea seda veel 100 % diagnostiliseks tunnuseks plahvatuskraatri iseloomustamiseks, on kobarkvartsi senini leitud vaid impaktstruktuurides ning nendega on kaasnenud alati ka muud diagnostilised tunnused nagu PDFd (French & Koeberl, 2010).

3.3 Pruunistunud kvarts (*Toasted quartz*)

Pruunistunud kvarts on tänaseni suhteliselt vähe tähelepanu saanud löögimoonde tunnus, mida 2009. aasta seisuga on leitud 26 impaktstruktuurist (Ferrière *et al.*, 2009c). Tegu on oranžikas-pruuni kuni hallikaspunakas-pruuni teralise kvartsiga, mis käsipalades omab suuremat peegeldumisvõimet kui tavaline kvarts (Whitehead *et al.*, 2002; Ferrière *et al.*, 2009c). Esmakordselt kirjeldati seda alles Mansoni struktuuris 1996. aastal Shorti ja Goldi poolt (Short & Gold, 1996. cit. Whitehead *et al.*, 2002).

Tumedama värvuse annab suurenenud valguse hajumine, mille põhjustab rohkete põis-defektide, vesiikulite esinemine. Ühe hüpoteesi järgi moodustub pruunistunud kvarts šokijärgses kõrgetemperatuurilises keskkonnas tahke lahuse lagunemise mehhanismina, kus vesi eraldub klaasist, peamiselt mööda planaarse deformatsioonelementide defektistumise vööndeid (Whitehead *et al.*, 2002). Ferrière peab aga pruunistunud kvartsi tekkimise põhjuseks degaseerumisdefektide, vesiikulite tekkimist kvartsis pärast rõhu alanemist kõrgetel šokijärgsetel temperatuuridel, mis kujutab endast kvartsi lagunemise algust kuumutamise tagajärjel (Ferrière *et al.*, 2009c).

3.4 SiO_2 kõrgerõhulised faasid (*koesiit, stišoviit, diaplektiline klaas, lešateljeriit*)

Kõrgematel rõhkudel (>25 GPa) hakkavad kvartsi asemel domineerima selle kõrgerõhulised erimid ja diaplektiline klaas. Nendest viimase puhul on tegu amorfse tihenenud faasiga, mis säilitab tera esialgse kuju ning vahest ka selle sisest struktuuri. Seda iseloomustab väga suur mosaiigistumine ning väikeste domeenide esinemine. Kvartsi tera üleminek diaplektiliseks klaasiks toob kaasa tiheduse ja murdumisnäitaja vähenemise, kuid sünteetilise räni klaasiga võrreldes on diaplektiline klaas siiski umbes 5 % tihedam (Langenhorst, 2002). Diaplektilise klaasi moodustumisel ei läbi kristallid sulamisprotsessi, vaid amorfiseerunud pesad tekivad lööklaine läbimisel ning sellepärast puuduvad nähtusel igasugused voolamisjäljed. Diaplektilise klaasi esinemine on unikaalne tunnus impaktprotsessis, aga seda esineb harvem kui planaarseid mikrostruktuure ning selle ühemõtteline identifitseerimine on küllaltki keeruline (French & Koeberl, 2010).

Amorfne räniklaas, lešateljeriit on kõrgeima rõhu löögimoonde tunnuseks, mida esineb kõige sagedamini settkivimitesse või konsolideerumata setenditesse tekkinud kraatrites. Kvartsi

sisaldavates impaktstruktuurides võib räniklaas esineda suletistena sulakivimis. Lööklaine poolt moodustunud lešateljriidi omadused on väga sarnased sünteetilise räniklaasi omadustele, aga selle esinemine pommikujuliste sulaosakestena impaktkraatri väljapaiske materjalis on selgesti eristuv (Stöffler & Langenhorst, 1994). Lešateljriidi esinemine viitab temperatuurile üle 1750 °C ja rõhule, mis peab ületama 40 GPa. Diaplektilisest klaasist eristab seda vooluliste tunnuste esinemine (French & Koeberl, 2010).

Kõrgerõhulised ülitiheda kvartsi erimid, stišoviit ja koesiit esinevad väga peeneteraliste agregaatitena, mis tekivad kvartsi tera osalisel transformatsioonil. Vastupidiselt faasi-diagrammidele moodustub stišoviit madalamatel rõhkudel kui koesiit, kuna stišoviit moodustub lööklaine kompressiooni faasis ning koesiit hõrendumise faasis. Koesiit tekib rõhkudel 30-60 GPa ning stišoviit 12-45 GPa ja mõlemad muutuvad ebastabiilseteks vastavalt 1100 °C ja 400 °C juures (Stöffler & Langenhorst, 1994). Rõhu ja temperatuuri väärtused, millal need faasid kristalliseeruvad, on erinevad poorsetes settekivimites ning kristalliinsetes kivimites. Liivakivides moodustub koesiit suhteliselt madalamatel rõhkudel (5-10 GPa) ja esineb koos planaarse lõhedega ning diaplektilise klaasiga. Keskmistel rõhkudel (13-30 GPa) esineb killulist ja amorfset kvartsi ning stišoviiti ja koesiiti. Kõrgematel rõhkudel (>30GPa) on levinuimad lešateljriit ja koesiit, mis moodustavad vesikulaarseid kivimeid (Grieve *et al.*, 1996). Kristalliinsetes kivimites leidub koesiiti diaplektilises klaasis ning harvem madalama murdumisnäitajaga ning PDFe sisaldavates kvartsi terades, mis stišoviidi esinemise puhul on vastupidi (Grieve *et al.*, 1996). Mikroskoobi all on koesiit väga peeneteraline värvusetu või pruun 100-200 µm suurune polükristalliline agregaat, mida kõige sagedamini esineb diaplektilises klaasis või harvemal juhul peaaegu isotroopsetes PDF-rikastes kvartsi terades. Stišoviiti pole üldiselt võimalik mikroskoopiliselt identifitseerida (Stöffler & Langenhorst, 1994).

4. Kivimaterjali uurimiseks kasutatud meetodid

Käesoleva magistritöö raames uuris autor nelja impaktkivimite proovi Sääksjärvi (N 61°24' E 22°24') ja Lappajärvi (N 63°12' E 23°42') meteoriidikraatritest Soomes. Puursüdamike materjalist ja käsipaladest koosnev materjal on kogutud Lauri Pesoneni ja Liisa Kivekäse poolt.

Kristalloptilise uuringu tarbeks valmistas autor kivimitest 12 petrograafilist õhikut. Lisaks kirjeldamisele polarisatsioonimikroskoobi all uuris autor õhikuid ka Fjodorovi ehk universaalsel laual, mille eesmärk oli kvartsi mikroskoopiliste planaarse deformatsiooni-elementide (PDF) kristallograafilise orientatsiooni mõõtmine. See meetod on kiireim ning lihtsaim viis nende statistiliseks uuringuks, mis on vajalik lööklaine poolt põhjustatud rõhkude hindamiseks.

Käesolevas töös võttis autor eeskujuks Langenhorsti poolt kirjeldatud kvartsi teodoliitlaual PDFde kristalloptilise uurimise metoodika (Langenhorst, 2002).

Selle meetodi kohaselt tuleb esimese sammuna leida kvartsi tera optiline telg, pannes selle ühtima universaalse laua I-teljega. Alustuseks tuli orienteerida kvartsi üks pealõige vertikaalsena mikroskoobi sümmeetriapinda, tehes seda kvartsi tera kustutamise ja selle säilumise kontrolliga pööratel ümber N ja I-telje. Edasi pöörati lauda uuesti N-telje ümber 90° ja kallutati tera ümber H-telje kuni kustumiseni - ning kui kustumine säilib teodoliitlaua pööramisel ümber I-telje, langeb I-teljega kokku kvartsi optiline telg, mis on ühtlasi ka ringlõike pooluseks.

Teine samm on viia PDF tasandi normaal paralleelseks ida-lääne suunaga. Selleks on vaja viia PDFe mikrolõhed paralleelseks vertikaalse, põhja-lõuna suunalise niitristi haruga ning saada nendest võimalikult terav pilt, kallutusega ümber H-telje.

Kolmas samm on märkida saadud tulemused Wulfi võrgustikule, millelt saab lugeda nurga kvartsi optilise ehk C-telje ja PDF pooluste vahel (Langenhorst, 2002).

Viimaseks sammuks on PDF-pinna Bravais-Milleri indeksite leidmine, milleks transformeeritakse kvartsi optiline telg Wulfi võrgu tsesentrisse. Nüüd saab Bravais-Milleri indeksite määramiseks kasutada standardset stereograafilise projektsiooni näidist, millel on peale märgitud 15 võimalikku PDF-pinna orientatsiooni kvartsis (lisa 3). Ringide suurus on

5°, mis on ka antud meetodi mõõteveaks. Universaalsel laual teostatud mõõtmiste täpsus korreleerub ennekõike teostatud mõõtmiste arvuga (Ferrière *et al.*, 2009b).

Uuritavate palade mineraloogiliseks analüüsiks tehti töö autori poolt seitse röntgen-difraktsioonanalüüsi preparaati, mille tulemusi interpreteeris Tartu Ülikooli teadur, Peeter Somelar ning saadud tulemused on esitatud lisas 2. Mikrofotod tehti töö autori poolt, kasutades Leica DFC 495 digikaamerat koos polarisatsioonimikroskoobi Leica DM2500Pga.

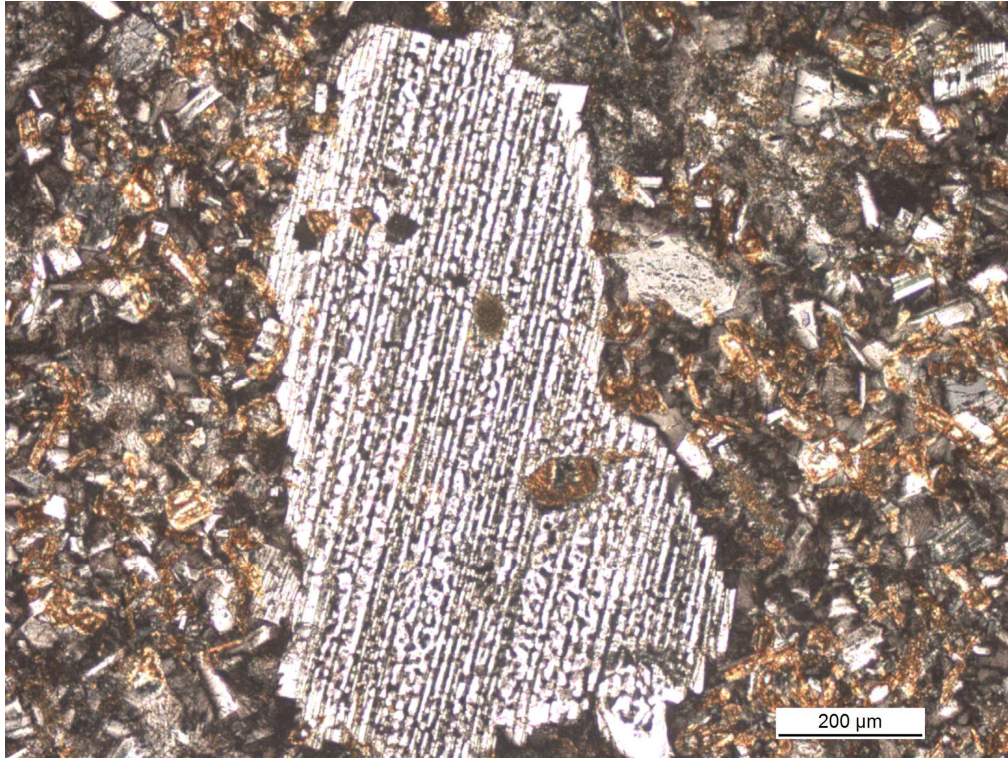
Kahest proovist SJ2-82.1 ja LJ4-37 lasti Kanadas ACME keemialaboris teha kogukivimi põhi- ja jälgelementide analüüs, mille tulemusi võrreldi varasemalt Puura *et al.*, 2004. aasta artiklis ilmunud Loode-Eesti aluskorra ning Kärkla impaktbretšade keemilise koostisega (lisa 1). Keemilise analüüsi andmed on töödeldud petroloogiaprogrammi “IgpPet” abil, normeerides põhielementide sisaldused 100 %, ilma kuumutuskaota.

5. Kivimite mikroskoopilise uurimise tulemused

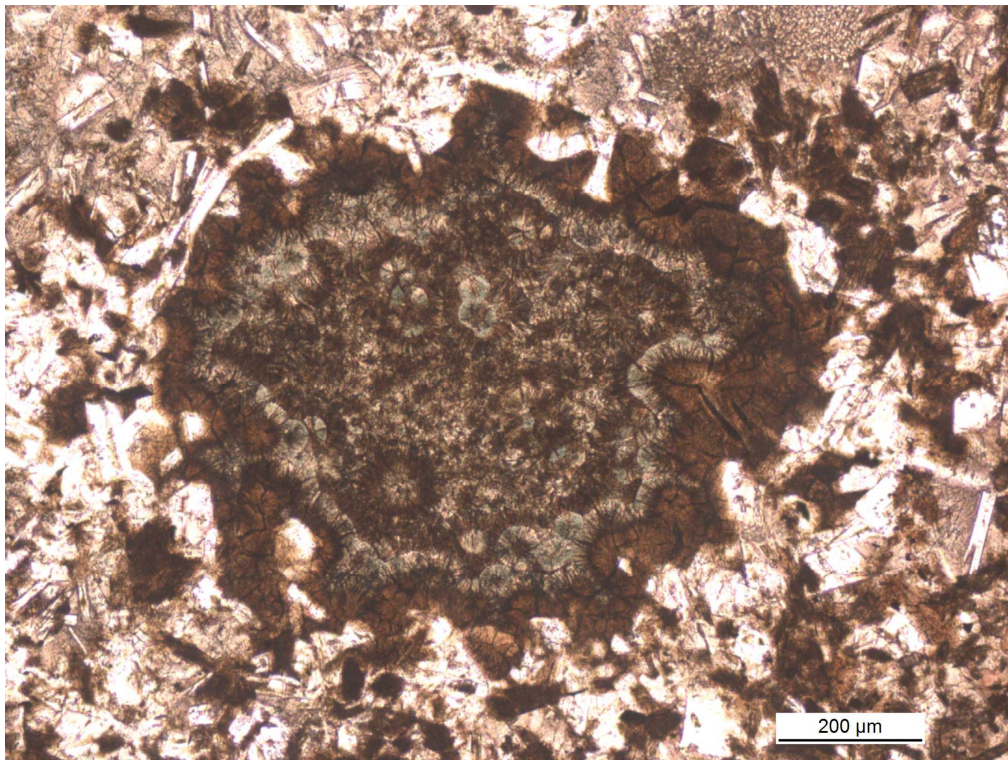
5.1 Sääksjärvi

Sääksjärvi impaktstruktuurist oli analüüsimise all neli proovi (SJ1, SJ2-59.5, SJ2-82.1 ja SJ2-142.7). Impaktsula on korjatud Lauri Pesoneni poolt Sääksjärvi järve kirdekaldalt ning ülejäänud kolm proovi pärinevad puursüdamikust SJ2 (X-6812300 Y-1574120).

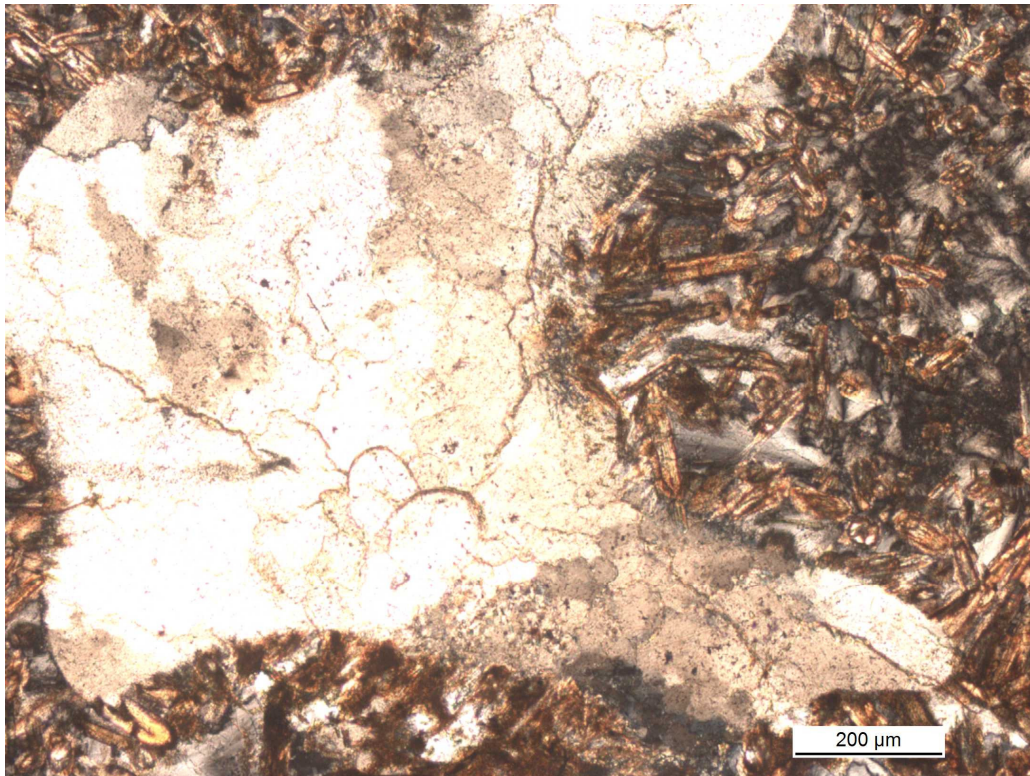
SJ1, impaktsula kiviproovi näol on tegu makroskoopiliselt hallikasmusta väga peeneteralise roostepruuni murenemiskoorikuga harvade alla 0.5 cm läbimõõduga vaiguläikelise kvartsi hajukristallidega kivimiga. Toetudes mikroskoopilistele vaatlustele ning XRD analüüsile (lisa 2), koosneb põhimass tahveljatest tsonaalse kustumisega offiidilise tekstuuriga plagioklassist ning peenelt kibralisest roostepruunist heterogeenselt iddingsiit-kloriitse biotiidi kogumikest (joonis 5). Põhimassis on näha peene biotiidi või plagioklassi agregaatidest rikastunud kloriidist ning biotiidist radiaalkiirelisi või koorikulisi mandleid (joonis 6), mis tõenäoliselt tekkisid impaktsulakivimi tardumisel eraldunud gaasimullidest jäänud tühikutena, kuhu kristalliseerusid hüdrotermaalselt biotiit-kloriitsed radiaalkiirelised või kontsentrilis-koorikulised massid. Lisaks põhimassi koostises leiduvale plagioklassile esineb ka selle relikitseid suuri fenokristalle, mis on, kas tsentrist või kogu tera ulatudes, sõeljalalt läbitud krüptokristalsest-klaasjaist sulamassi tilkadest (joonis 5). Hajusalt esineb kärjelise tekstuuriga kobarkvartsi agregate (joonis 7), mis on Ferrière klassifikatsiooni järgi III tüüpi (Ferrière *et al.*, 2009a), ning kvartsi fenokristalle. Ühtegi kvartsi tera, kus esineks planaarseid mikrostruktuure ei leitud. Kirjanduses on mainitud, et Sääksjärvi kraatrist pärit impaktsulas on olulisel kohal prismaline pürokseen (Müller *et al.*, 1990), aga antud proovis seda mikroskoobi all ei täheldatud ning XRD analüüs näitas samuti vaid minimaalset enstatiidi tüüpi pürokseeni olemasolu (lisa 2).



Joonis 5. Biotiit-plagioklassirikka põhimassiga ümbritsetud reliktnel plagioklass, mis on sõeljalalt läbitud klaasja sula tilkadest ristniikolites. Impaktsulakivim, õhik SJ1.

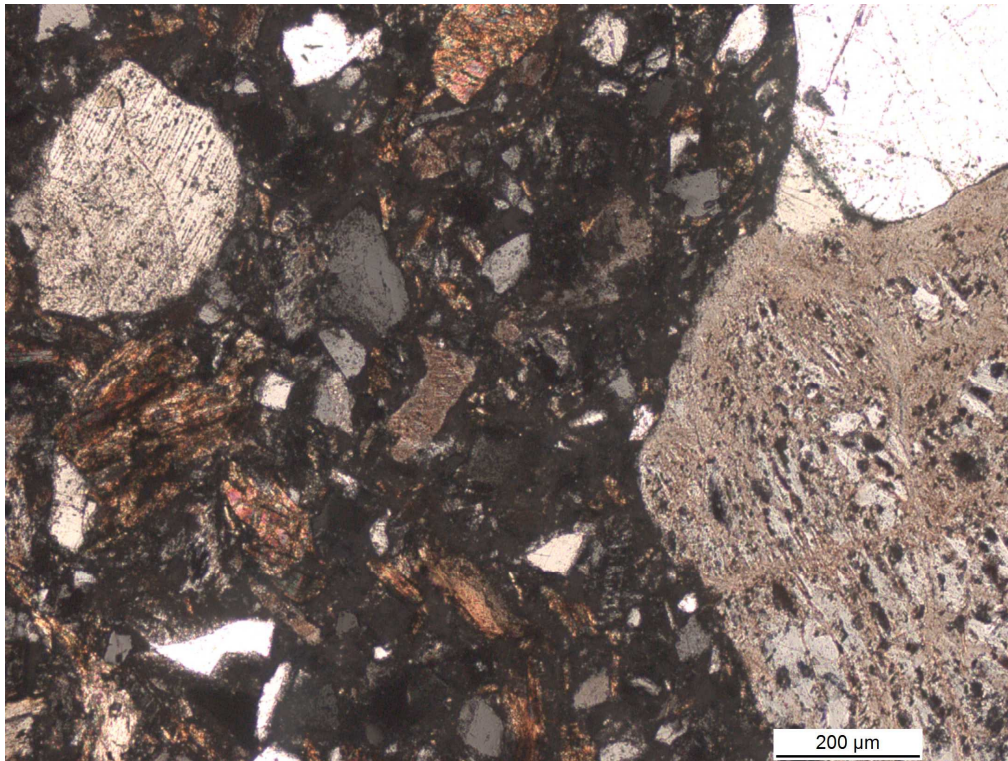


Joonis 6. Kloriidist ning biotiidist radiaalkiirelis-kontsentriiliskoorikuline mandlitäide paralleelniikolites. Impaktsulakivim, õhik SJ1.

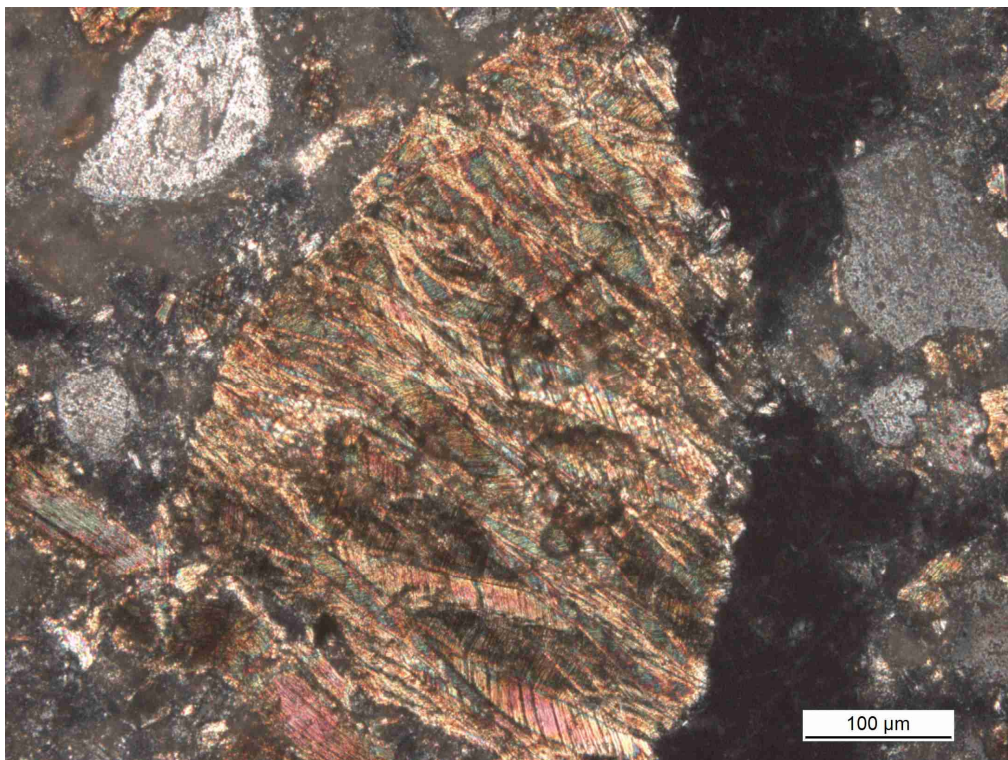


Joonis 7. Kärjelise tekstuuriga III tüüpi kobarkvarts ristniikolites. Impaktsulakivim, õhik SJ1.

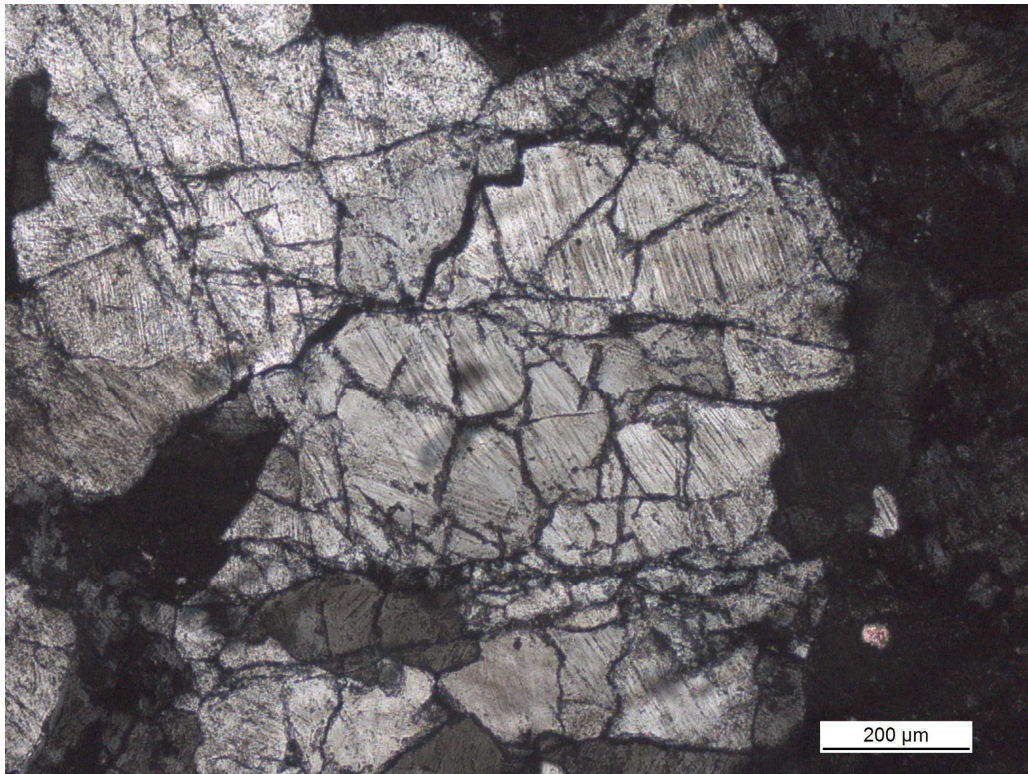
SJ2-82.1 ja **SJ2-59.5** proovid on biotiit-graniitgneisi arvel tekkinud makroskoopiliselt hallika värvusega väheste kavernidega rohkem või vähem direktiivse tekstuuriga impaktbretšad. Õhikus on näha suuremakillulisi biotiitgneisist pärit kvartsi agregate ja mikrokliini klaste sama kivimi biotiidi liblederikkas krüptokristalses põhimassis (joonis 8). Kohati esineb seal karbonaadi kogumikke. Biotiidi libled esinevad direktiivse levikuga ning neile on iseloomulik valtsitud struktuur (joonis 9). Biotiidi arvelt on tekkinud palju suureliblelist rauarikast kloriiti. Hajusalt esineb ksenomorfseid peegelduva valguses hõbekirju mustriaga lagunema hakanud Ti-magnetiidi kogumikke. Kvartsile on iseloomulik killuline esinemine, mosaiikne kustumine ning mitmesuunalised PDFd (joonis 10). Päevakivi on lagunenu, kohati perforeritud (krüptokristalse massiga täitunud augud) ning asendunud muldja roostekarva massiga, mille puhul võib tegu olla rauahüdroksiididega. Klastide ilme on väga heterogeenne- kõrvuti PDFe sisaldavate ja lapiliselt kustuvate kvartsi kogumikega ning muldja K-päevakivi klastidega, levivad samade mineraalide deformeeritud, aga suhteliselt puhtad killud. Nende kahe proovi suurim erinevus seisneb selles, et SJ2-82.1-s esineb mitmesüsteemseid PDFe tunduvalt rohkem.



Joonis 8. Üldpilt mineraalide ja biotiit-graniitgneisi klastidest impaktbretšas proovis SJ2-59.5 ristniikolites. Impaktbretša, õhik SJ2-59.5b.

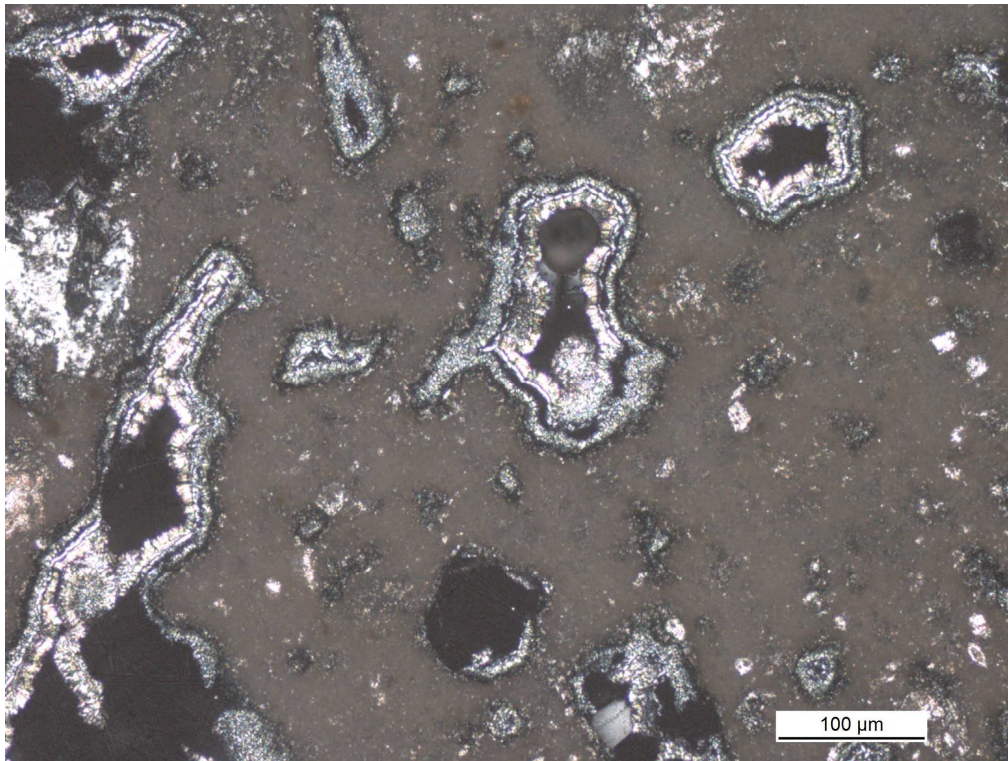


Joonis 9. Valtsitud biotiit ristniikolites proovis SJ2-82.1. Impaktbretša, õhik SJ2-82.1b.

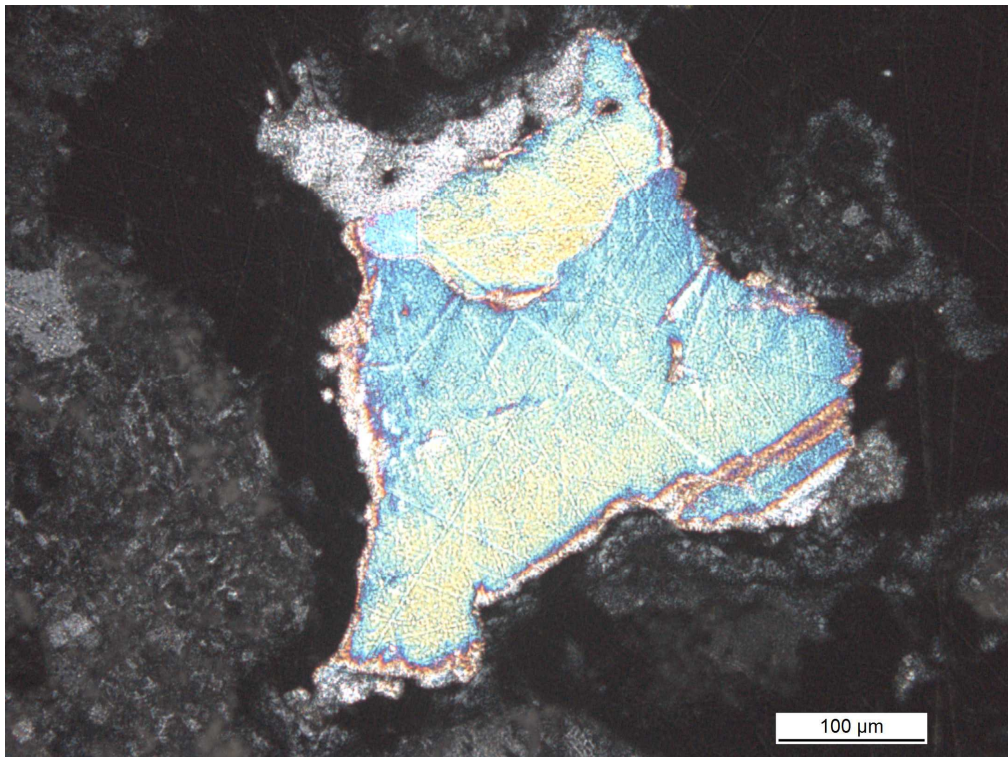


Joonis 10. Nõrgalt dekoreeritud kahesuunalised PDFd proovis SJ2-82.1 kvartsis ristniikolites. Impaktbretša, õhik SJ2-82.1a.

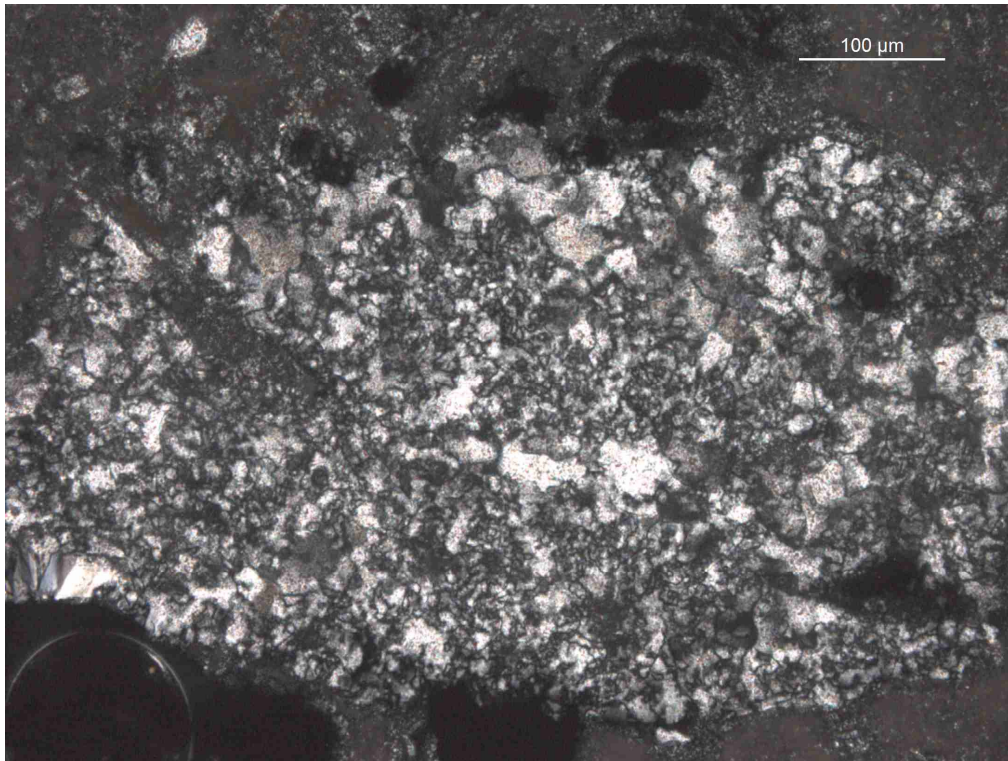
SJ2-142.7 proovi puhul on tegu makroskoopiliselt helehalli peitkristalse väga kavernoosse valgete mattide klastidega tufiilmelise süeviidiga. Kavernide seintel esinevad tumehallid miaroolilised koorikud. Mikroskoobis on see väga kavernoosne mandelkivi mustjaspruuni agregaatse krüptokristalse, ristniikolites halli põhimassiga (joonis 11). Vastavalt XRD analüüsile (lisa 2) koosneb põhimass K-päevakivist ning albiidist. Võimsamal suurendamisel on näha valgete nõeljate, kohati polüsünteesiliselt kaksistunud, albiidi kristallide mosaiiki. Mikrokovernide seinad on kaetud paralleellehvikuliselt kasvanud kergelt rohekate kloriidi libledest koosnevate kontsentris-koorikuliste kihtidega (joonis 11). Mandlid on enamasti täidetud hüdrotermaalse hilisema kaltsiidiga (joonis 12). Klastilises kvartsis on näha kärjelist tekstuuri (III, IV ja V tüüpi) (joonis 13) ning ühe ja kahesuunalisi PDFe. Harva on põhimassis ka plagioklassi ja mikrokliinse K-päevakivi reliktsid kristalle.



Joonis 11. Krüptokristalne põhimass kavernidega tufiilmelises süeviidis ristniikolis. Õhik SJ2-142.7.



Joonis 12. Sekundaarne kaltsiit tufiilmelises süeviidis ristniikolites. Õhik SJ2-142.7.



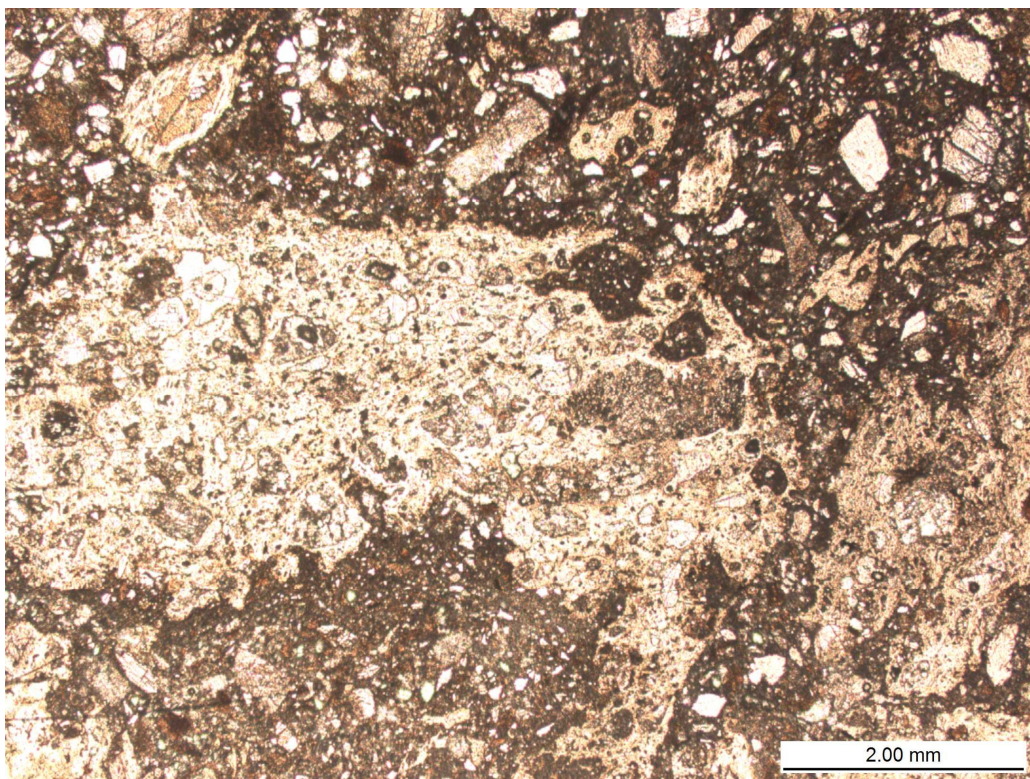
Joonis 13. Ränikivi sarnane V tüüpi kobarkvarts ristniikolites süeviidis. Õhik SJ2-142.7.

5.2 Lappajärvi

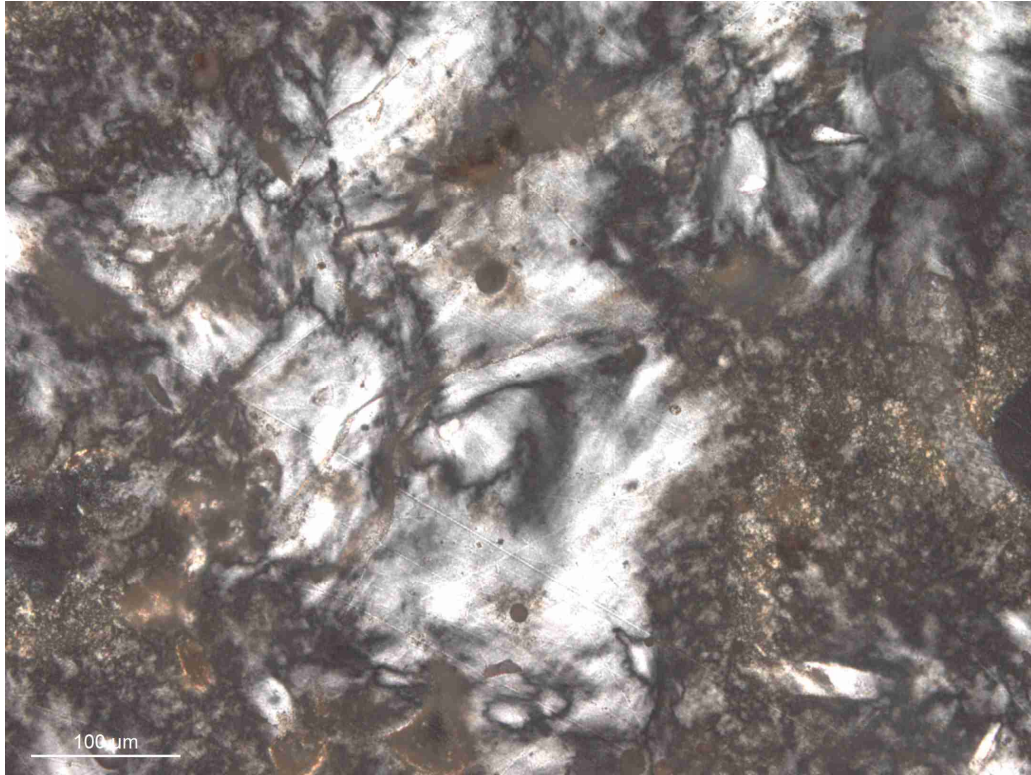
Lappajärvi struktuurist oli uurimise all neli proovi (LJ4-37, 2.1LAK, 2.5LAK, 6.1LAK). LJ4-37 on pärit LJ4 puursüdamikust (joonis 4, X-7005725 Y-2482705), ülejäänud kolm proovi on korjatud Liisa Kivekäse poolt käsipaladena.

LJ4-37 proovi puhul on tegu süeviidiga, mille ehitus on sarnane tufile. Makroskoopiliselt on see beeži värvi peitkristalse peenelt kavernoosse savika põhimassiga keskmiselt tsementeerunud poorne kivim, milles on voolamistunnustega heledamaid piirkondi (joonis 14) ja mitmesuguseid mineraalide ning kivimite klaste. Mineraalid ning nende agregaadid on nii plastilis-rebendilise kui killulise ehitusega. Binokulaari all on tühikutes näha hüdrotermaalse mäekristalli pesi. Õhikus valdab tumepruun biotiidi ja maakmineraalse peene komponendi kildude rikas krüptokristalne impaktsula, milles “ujuvad” kvartsi ja mikrokliini fenokristallid ning heledamad väga mikrokavernoossed, kunagise kvartsi-päevakivi-biotiit-gneisilise kivimi autoksenoliitsed massid, mis on laiguliselt paakununa (pärast sulamist-klaasistumist?) kristalliseerunud radiaalkiirelis-rosetiliste kogumikena (joonis 15). XRD analüüs näitas, et need radiaalkiirelised mineraalimassid koosnevad tseoliidi rühma kuuluvatest šabasiidist ning

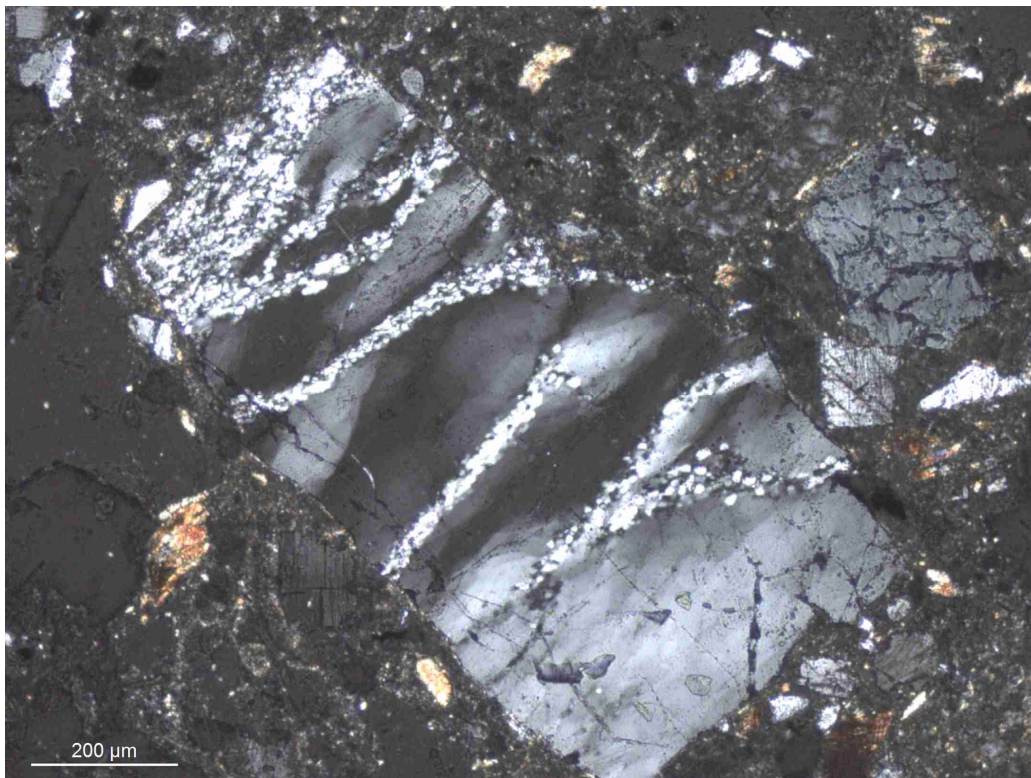
klinoptiliidist. Põhimassis leiduva savi puhul on tegu smektiidiga, mis on tõenäoliselt tekkinud kunagise impaktklaasi ja/või biotiidi arvelt. Ka selles proovis on biotiidile iseloomulik valtsitud struktuur. Klastilise kvartsi hajukristallides ja nende agregaatides esineb löögimoonde tunnuseid (mosaiiksus, PDFd) (joonis 16), sama võib näha ka mikroliini klastides, mis on läbistatud kavernidega, mille äärtes on rauarikka materjali kogumikud (joonis 17). Lisaks esineb sekundaarse hüdrotermaalse päritoluga kvartsi (joonis 16) ning harvem ka kobarkvartsi, mis pole siiski nii levinud, kui see on Lappjärvi impaktsulakivimites.



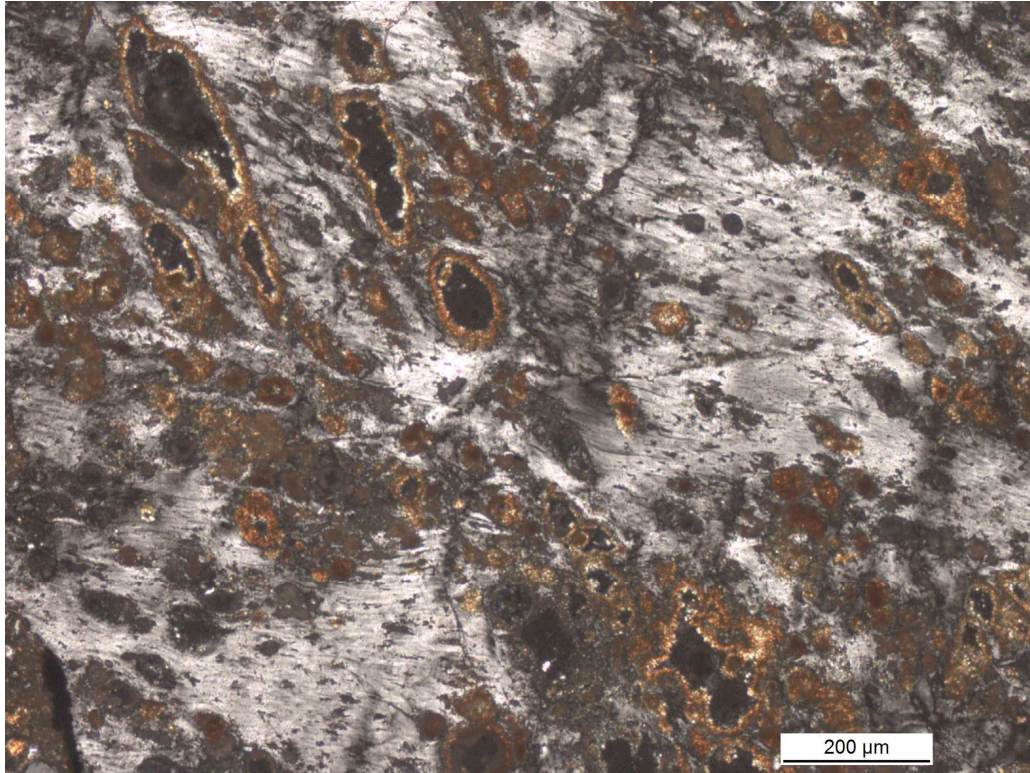
Joonis 14. Tumepruunis voolamisjälgedega süeviidises põhimassis heledad, väga mikrokavernoossed, pooleldi paakunud kunagise biotiit-kvarts-päevakivi gneisi “autoksenoliitsed” killud. Ilma analüsaatorita, süeviit, õhik LJ4-37a.



Joonis 15. Sekundaarse tseoliidi kogumikud süeviidis ristniikolites. Õhik LJ4-37a.



Joonis 16. Mosaiikselst kustuv kvarts löögilõhedega, milles on kristalliseernud hüdrotarmaalne kvarts ristniikolites. Süeviit, õhik LJ4-37a.

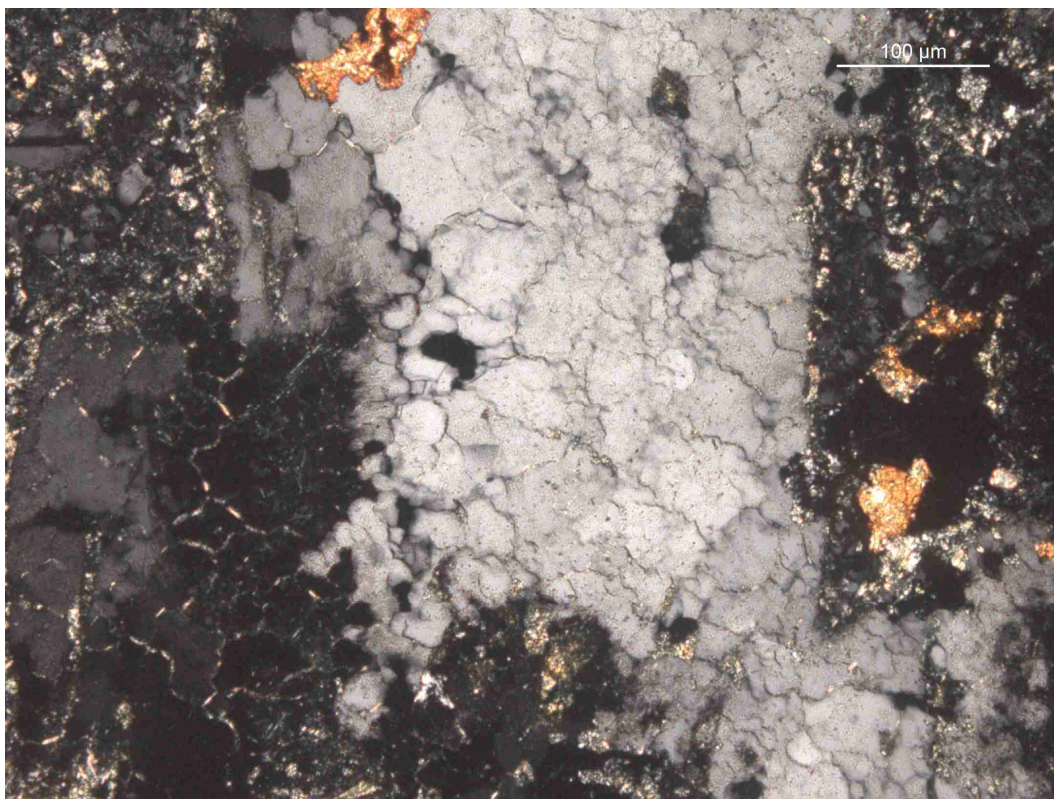


Joonis 17. Perforeeritud, miarooliliste tühikutega päevakivi ristniikolites. Süeviit, õhik LJ4-37a.

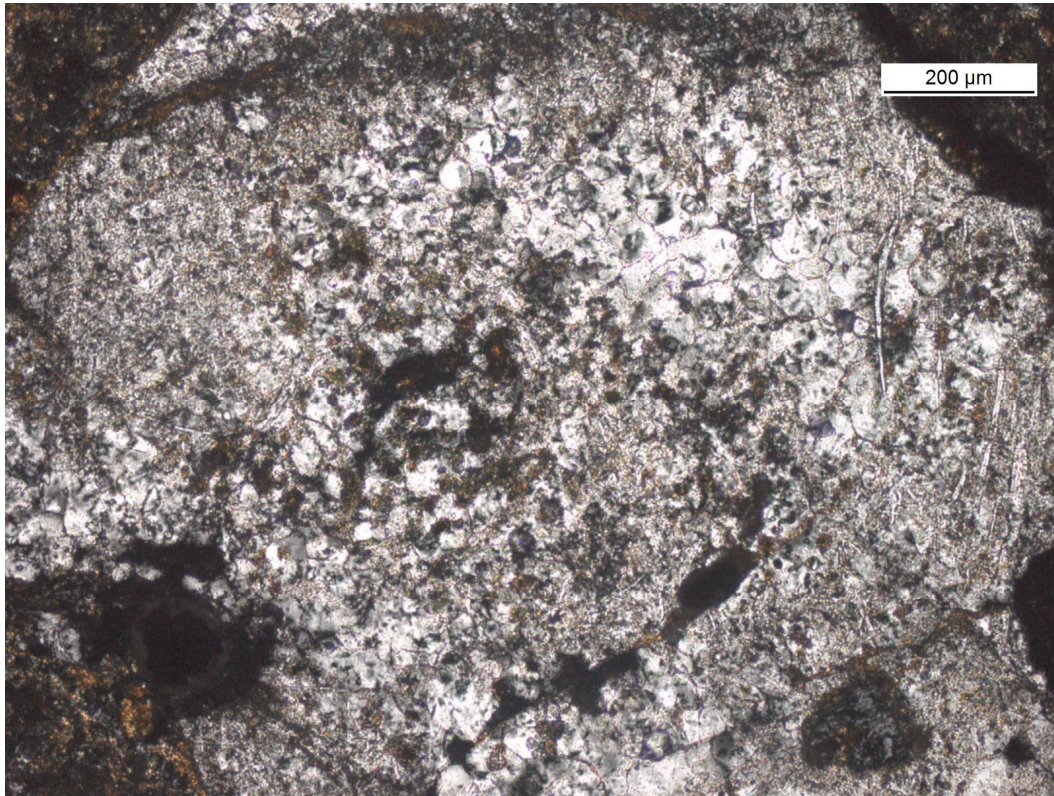
6.1LAK, 2.1LAK ja 2.5LAK puhul on tegu suhteliselt sarnaste ümberkristalliseerunud impaktsulakivimitega, mille Soome keelest tulenev termin on kärnaiit. Makroskoopiliselt on 6.1LAK helehall peitkristalse põhimassi ja mattide valgete alla 1 cm läbimõõduga kvartsi, K-päevakivi ja gneissograniidi klastidega sulakivim, mis on hästi tsementeerunud, aga peente kavernide rikas, mille seintel on roostepruunid miaroolilised koorikud. Selle pala iseloomustus sobib Lehtineni poolt kirjeldatud teist tüüpi kärnaiidi omaga, samas kui teised kaks proovi esimest tüüpi kärnaiidiga (Lehtinen, 1976).

Palad 2.1LAK ja 2.5LAK on beežikas-pruunid, võrreldes eelneva prooviga, tugevamini tsementeerunud peitkristalsema põhimassi ja harvemate kavernidega, aga analoogiliste klastidega sulakivimid. Kivimitmoodustavateks mineraalideks on kvarts, K-päevakivi ja albiit. XRD analüüs (lisa 2) näitas veel smektiit-vermikuliiti, mis tõenäoliselt kuulub põhimassi koostisse ning kõrgetemperatuurilist kvartsi erimit tridümiiti, mis võib olla kristalliseerunud kavernidesse. Põhimass koosneb peeneteralisest/krüptokristalsest iddingsiitse biotiidi kollakas-rohekate liblegregaatide ja värvitu radiaal-agregaatse päevakivi ja kvartsi segust (joonis 20). Põhimass moodustab suurema osa kivist. Proovides esineb mitut

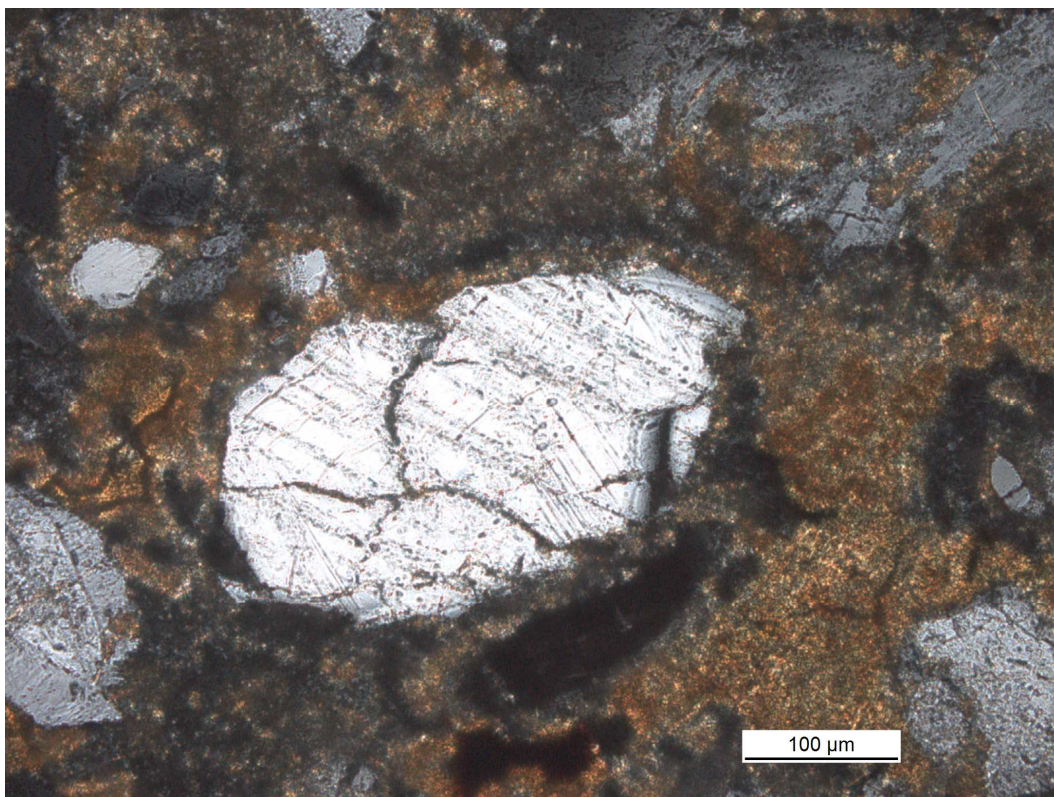
tüüpi kvartsi: esiteks, klastides leiduv kvarts, mis võib kustuda mosaiikselt ning milles võib esineda üksikuid PDFe ja PFe (joonis 20); teiseks, kärjelise tekstuuriga kobarkvarts(I, II, III, ja IV tüüpi) (joonised 18 ja 19); kolmandaks, tühikuid täitvad kvartsi agregaadid ning viimaseks põhimassi koostises olev krüptokristalne kvarts. K-päevakivi ja albiit on lagunened ning tihti asendunud muldja seritsiitse massiga. Maaki leidub väikeste teradena, mille puhul on tõenäoliselt tegu magnetiidiga, mis on oksüdeerunud, andes hematidi punakaid laike (joonis 21). Epidoodi väikeseid terasid esineb nii sporaadiliselt, kui ka peeneteraliste suuremate kogumikena (joonis 22).



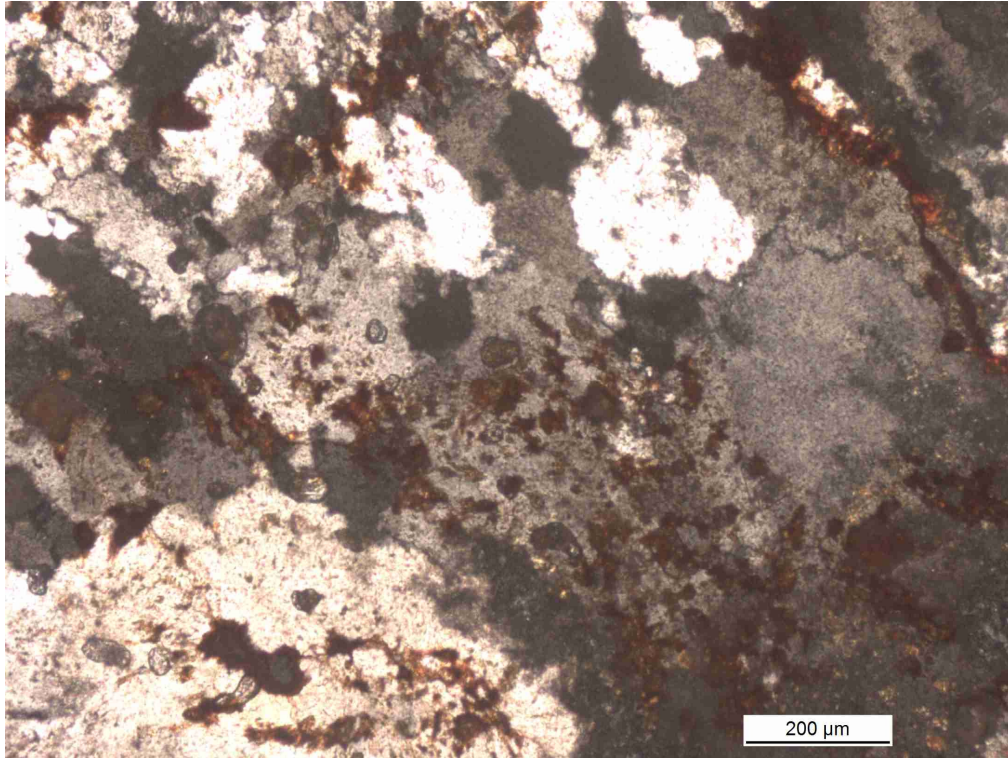
Joonis 18. Üleminekuline situatsioon, kus vasakul ääres on näha I tüüpi isotroopset kristobaliidist kobarkvartsi, mis läheb üle homogeense kustumisega II tüüpi kobarkvartsi agregaadiks. Joonis on tehtud ristniikolites, õhikus 2.1LAK.



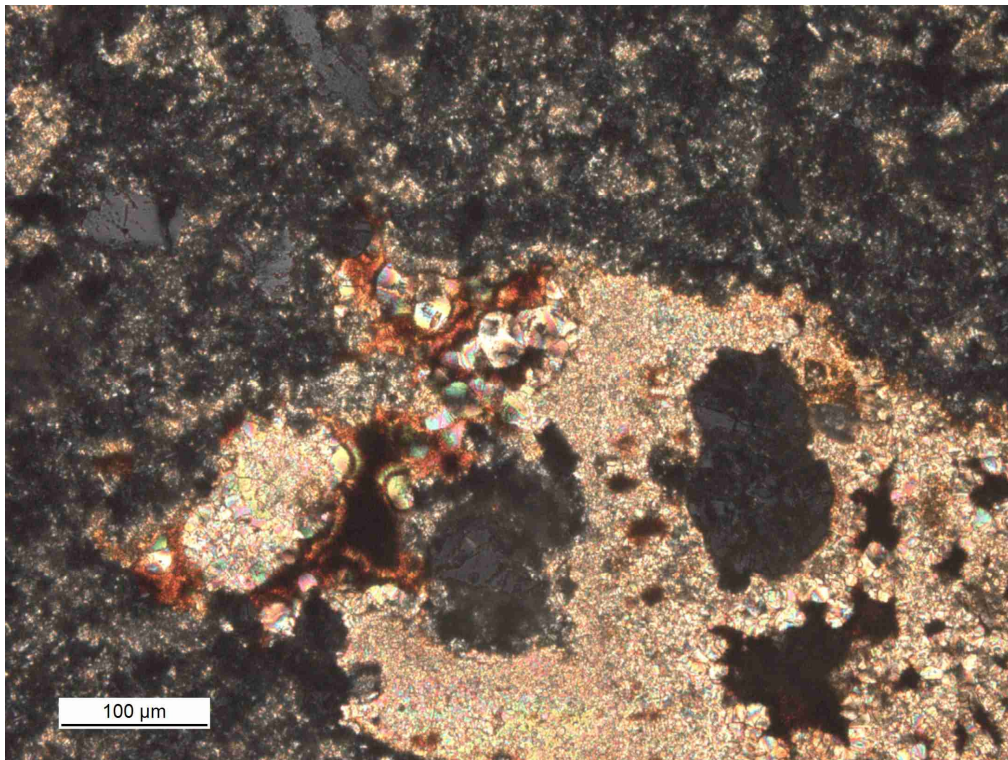
Joonis 19. IV tüüpi kobarkvarts impaktsulakivimis ristniikolites. Õhik 2.1LAK.



Joonis 20. PFe ja PDFe sisaldav kvartsi tera impaktsulakivimis ristniikolites. Õhik 2.1LAK.



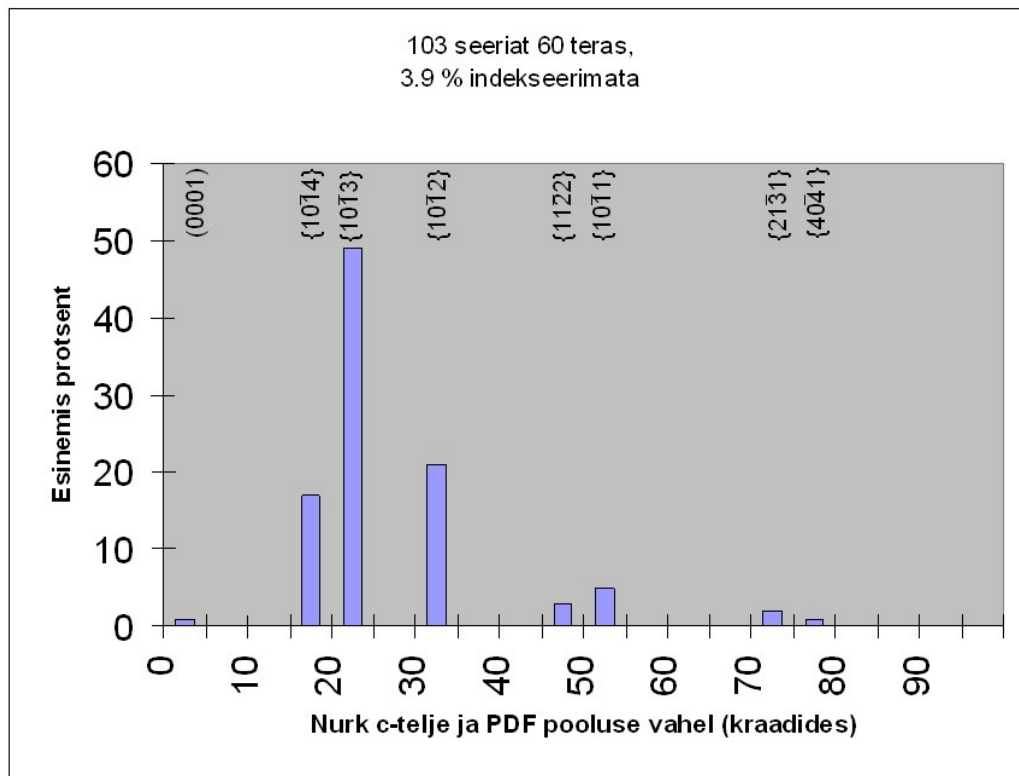
Joonis 21. Hematiidi punakate kogumikega kvartsi agregaat ristniikolites. Impaktsulakivim, õhik 6.1LAK.



Joonis 22. Epidoodi kogumik krüptokristalses põhimassis ristniikolites impaktsulakivimis. Õhik 2.5LAK.

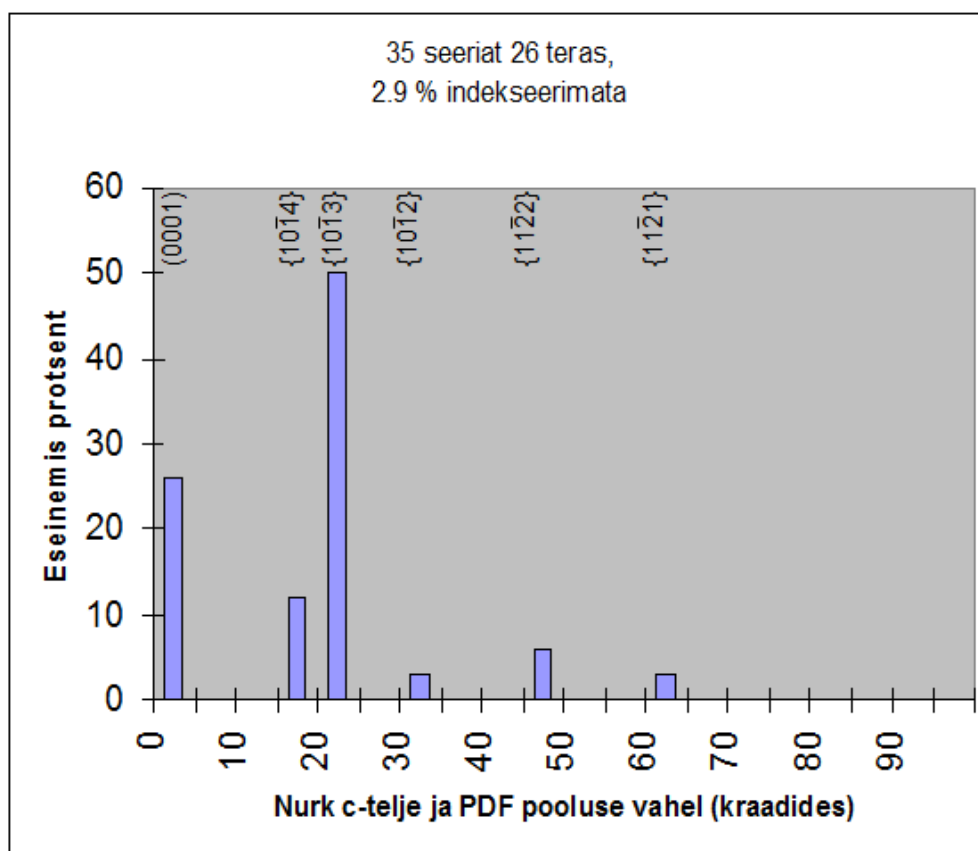
5.3 PDF-analüüs

Kaheksast uuritud kiviproovist esines kvartsis planaarseid deformatsioonelemente seitsmes, puududes ainult Sääksjärvi struktuuri impaktsulas. Enim esines PDFe SJ2 puursüdamikust pärit impaktbretšades (SJ2-82.1 ja SJ2-59.5). Nimetatud kahes proovis teostati kvartsis PDFe orientatsioonide mõõtmised, kusjuures proovis SJ2-82.1 leidis PDFe enim. Defektide süsteemid olid maksimaalselt neljasuunalised, sagedamini aga kaheasuunalised. Proovis SJ2-82.5 tehti kolme õhiku peale 103 mõõtmist 60 kvartsi teras. Saadud tulemused on toodud joonisel 23. Kokku identifitseeriti kaheksa erinevat PDFe orientatsiooni. Valdavalt oli tegu rohkem või vähem dekoreeritud PDFga. Peaaegu pooled indekseeritud PDFst olid paralleelsed $\{10\bar{1}3\}$ võretasandiga ning teisena oli kõige sagedamini esindatud $\{10\bar{1}2\}$ tasandiga paralleelsed orientatsioonid (21 %). Toetudes kirjanduses viidatud lööklaine eksperimentidel saadud tulemustele ning nende võrdlemisel optiliselt määratud orientatsioonidega, võib arvata, et see proov on tekkinud keskkonnas, kus rõhk pidi olema vähemalt 20 GPa (Grieve *et al.*, 1996). PDFe omavaheline kaugus varieerus, jäädes mõõdetud terades 2.5 μm kuni 12.5 μm vahele, kõige sagedamini aga 5 μm lähedale.



Joonis 23. Proovis SJ2-82.1 kvartsis mõõdetud PDFe orientatsioonid.

Proovis SJ2-59.5 teostas autor 35 mõõtmist 26 kvartsi teras. Saadud tulemused on esitatud joonisel 24. Enamasti oli tegu ühe- või kahesuunaliste PDFi süsteemidega. Ühes teras identifitseeriti kolmesuunalised kimbud. Võrreldes eelmise prooviga, esines siin tunduvalt vähem PDFe ning need olid paralleelsed väikeste Bravais-Milleri indeksitega ($\{10\bar{1}3\}$, (0001), $\{10\bar{1}4\}$). Identifitseeriti kuus erinevat PDFe orientatsiooni. Nende omavaheline kaugus oli suurem, kui eelmises proovis, jäädes 3.75 μm ja 12.5 μm vahele, kõige sagedamini 8 μm lähistele. Basaalse, (0001) PDF tasandi suur sagedus ning pea täielik $\{10\bar{1}2\}$ tasandilise orientatsiooni puudumine viitab palju väiksematele rõhkudele, võrreldes prooviga SJ2-82.1. Vastavalt kirjandusele pidi rõhk jääma 10 GPa ümber (Grieve *et al.*, 1996). Nimetatud töö autorid väidavad ka, et (0001) orientatsiooniga PDFd võivad kvartsi teras koos eksisteerida $\{10\bar{1}3\}$ tasandi defektidega, mis omakorda saavad koos olla $\{10\bar{1}2\}$ tasandi defektidega. (0001) ja $\{10\bar{1}2\}$ defektid aga ei saa esineda samas teras, küll aga harvadel juhtudel ühes proovis. Need variatsioonid lööklaines on põhjustatud heterogeensest sihtkivimist (Grieve *et al.*, 1996). Käesolevas töös saadud mõõtmistulemused ühtivad varem kirjanduses mainitud seaduspärasustega.



Joonis 24. Proovis SJ2-59.5 mõõdetud PDFe orientatsioonid.

6. Sääks- ja Lappajärvi impaktkivimite geokeemiline võrdlus Kärkla kraatri kivimitega

Autori käsutuses on kogukivimi keemilise analüüsi andmed Sääksjärvi biotiitgraniitsest impaktbretšast (proov SJ2-82.1) ja Lappajärvi tuffbretša ilmega süeviidist (proov LJ4-37) (lisa 1), mida saab võrrelda Loode-Eesti Kärkla impaktstruktuuri aluskorra amfiboliidi ja graniidi ning nende arvelt tekkinud impaktbretšade ja bretša maatriksi keskmise koostisega, kasutades Puura *et al.*, 2004 artiklis avaldatud andmeid. Kärkla kraater sai valitud võrdluseks Lappa- ja Sääksjärvi struktuuride aluspõhjale nii sarnase granitoidse kui sellest erineva amfiboliitse sihtkivimi esinemise ja sama orogeense vööndi tõttu.

Harkeri diagrammid on esitatud joonisel 26, kus oksiidide protsendilised sisaldused on normeeritud ilma kuumutuskaota saajale protsendile. SiO₂ sisaldus Sääksjärvi proovis on 58.10 massiprotsenti (m%), mis on veidi väiksem, kui Lappajärvi süeviidis (63.12 m%). Sellised sisaldused ühtivad enamvähem kirjanduses mainitud sihtkivimitega, milleks Lappajärvis on migmatiseeritud graniit või granodiorit ning Sääksjärvis tonaliit ning vilgugneisid. Võrreldes Kärkla struktuuri bretšadega, jääb nende ränisisaldus Kärkla amfiboliitse (51.5 m%) ja graniitse (77.3 m%) impaktbretša vahele.

Uuritavate impaktbretšade K-sisaldust uurides nähtub, et Lappajärvi süeviit on teistest enam kaaliumist vaesustund. K₂O sisaldus on siin 4.14 m%. Sääksjärvi bretšas on K₂O sisaldus veidi suurem (6.02 m%), aga Kärkla bretšadele iseloomulikku kaaliumiga rikastumist neis kivimeis näha pole.

Fe₂O_t sisaldus on Sääksjärvi ja Lappajärvi proovides vastavalt 5.32 m% ja 3.75 m%, mis on suurem, kui Kärkla lähtekivimi graniidis (3.29 m%) ja selle arvelt tekkinud bretšades (2.42 m%), aga siiski tunduvalt väiksem kui Kärkla amfiboliitses lähtekivimis (12.4 m%) ja selle arvelt tekkinud bretšas (9.37 m%). Soome kivimite kõrge Fe₂O_t kontsentratsioon võib olla tingitud nendes esineva biotiidi ja kloriidi rohkusest.

CaO sisaldus on Kärkla bretšades vaesustund aluskorra sihtkivimitega võrreldes. Lappajärvi süeviidis on CaO sisaldus suhteliselt kõrge, 2.76 m%, mis on tõenäoliselt tingitud šabasiidi ja klinoptiloliidi esinemisest antud proovis. Sääksjärvi bretšas on CaO sisaldus 1.3 m%, mis on veidi rohkem, kui seda leidub Kärkla aluskorra graniidis, selle arvelt tekkinud bretšades ning bretša maatriksis, kuid jääb oluliselt alla Kärkla aluskorra amfiboliidi (5.4 m%) ja selle arvelt

tekkinud bretša (3.39 m%) CaO kontsentratsioonidele. Kõrgenenud CaO sisalduse taga mängib olulist rolli ka sekundaarse kaltsiidi esinemine.

Nii Sääks- kui Lappajärvi proovid on kõrge Al₂O₃ sisaldusega, mille väärtused on vastavalt 15.80 m% ja 15.35 m%. Kärkla proovide puhul on bretšad kergelt vaesustund Al₂O₃ väärtustega lähtekivimi koostisega võrreldes. Sääks- ning Lappajärvi proovide suhteliselt kõrgete Al₂O₃ kontsentratsioonide taga on sihtkivimi kõrge Al-sisaldus, sest nii Sääks- kui Lappajärvi sihtkivimites on kirjeldatud Al-rikaste mineraalide koosluste paikkondlikku esinemist (Lehtinen, 1976; Paulamäki *et al.*, 2002).

Võrreldes lähtekivimite proovidega, on Kärkla impaktbretšad vaesustunud Na₂O sisaldustega. Sääksjärvi bretša ja eriti Lappajärvi süeviidi kõrgenenud Na₂O sisaldus (2,48 m%), võrreldes Kärkla bretšadega, viitab Na fikseerumisele süeviitses sulas.

MgO sisaldus Sääksjärvi proovis on 5.06 m%, mis jääb Kärkla aluskorra amfiboliidi (10.2 m%) ning graniidi (0.63 m%) väärtuste vahele. Selle suurenenud kontsentratsiooni taga võib olla rohke kloriidi esinemine antud proovis. Lappajärvi süeviidis on MgO sisaldus 1.68 m%, mis on sarnane graniidi klastidest koosnevatele bretšadele.

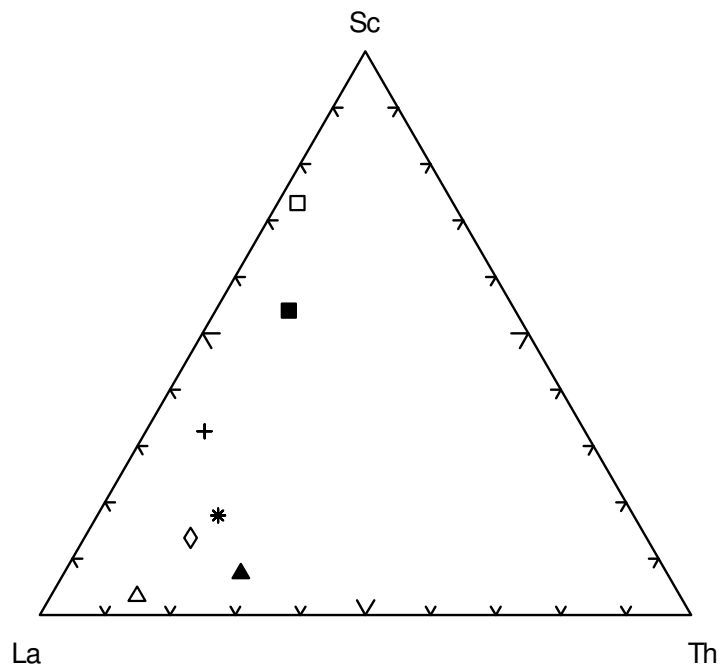
Tervikuna, nagu joonisel 26 esitatud Harkeri diagrammidest nähtub, on Kärkla sihtkivim impakti käigus vaesustunud rauast, alumiiniumist, kaltsiumist, naatriumist ja magneesiumist ning bretšad ainsana rikastunud kaaliumist (eriti Kärkla bretšade põhimassis). Sääks- ja Lappajärvi bretšas jäävad nende elementide sisaldused Kärkla bretšade sisalduste vahepealseiks, välja arvatud nende mõningane rikastumine naatriumist (eriti Lappajärvi süeviidis) ja Kärkla bretšadele vastupidine kaaliumi käitumise tendents (jälle Lappajärvi süeviidis). Viimane tuleneb ilmselt naatriumi fikseerumisest süeviidi sula massis. Vilgulise komponendi suuremale osakaalule Lappajärvi ja Sääksjärvi bretšades (eriti viimases), võrreldes Kärkla kivimitega, viitab esimeste kõrgem Al-sisaldus.

Lappa- ja Sääksjärvi impaktkivimite paiknemine joonisel 25 esitatud La-Sc-Th kolmnurk-diagrammil lantaani kontsentreerivate granitoidsete kivimite piirkonnas kinnitab nende lähtekivimite valdavalt granitoidset tüüpi, erinevalt Kärkla skandiumist rikastunud amfiboliitset sihtkivimist.

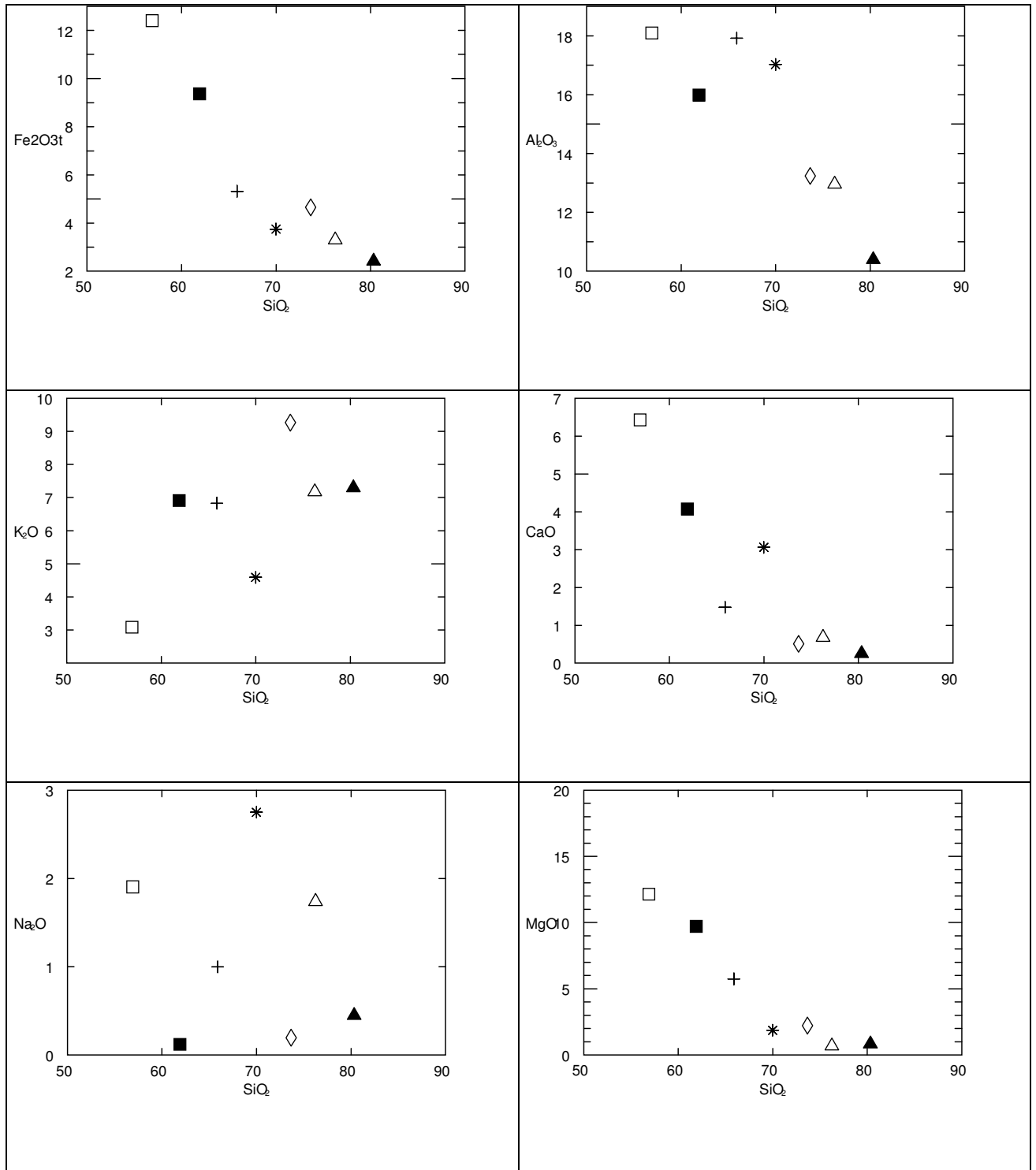
Kivimite lantanoidide sisalduste kondriidi suhtes normeeritud graafik (joonis 27) näitab Kärkla granitoidsete bretšade mõningast vaesustumist ja amfiboliitsete bretšade rikastumist impaktil, kusjuures erinevate lantanoidide suhtvahekorrad üldjoontes säiluvad, sealhulgas

amfiboliitsete bretšade rikastatus rasketest lantanoididest, võrreldes granitoidse kivimi impaktbretšaga. Lappajärvi ja sellest veidi lantanoididevaesema Sääksjärvi impaktkivimite spektrid on granitoidsete bretšadele sarnased, erinedes neist siiski elementide madalamate sisalduste poolest, eriti raskete lantanoidide osas. Erinevalt Kärkla amfiboliitset aluskorra kivimist iseloomustab kõiki granitoidseid kivimeid sihtkivimi primaarne, plagioklassi magmalisest fraksioneerumisest pärit, euroopiumi negatiivne anomaalia, mis aga Kärkla impaktil on veidi vähenenud. Nõrk üterbiumi negatiivne anomaalia Lappajärvi süeviidis võib peegeldada Lappajärvi sihtkivimis seda elementi kivisula tekkel kinnihoidva granaadi esinemisele.

Joonisel 28 on kujutatud A-CN-K kolmnurkdiagramm, milles $A=Al_2O_3$, $CN=CaO+Na_2O$ ja $K=K_2O$. Sellel graafikul ilmnevad nii K-metasomatoosi (ühtlase Al- ja K-sisalduse suurenemise) kui murenemise (Al-sisalduse tõusu) trendid (Fedo *et al.*, 1995). Esimest protsessi peegeldavad ilmekalt Kärkla siht- ja impaktkivimite koostispunktide asendid. Nii Sääks- kui Lappajärvi granitoidse bretša ja süeviidi punktide paiknemine ei viita metasomatoosi ega murenemise protsessidele, demonstreerides vaid nende mõnevõrra suuremat lähtekivimist pärit Al-sisaldust.

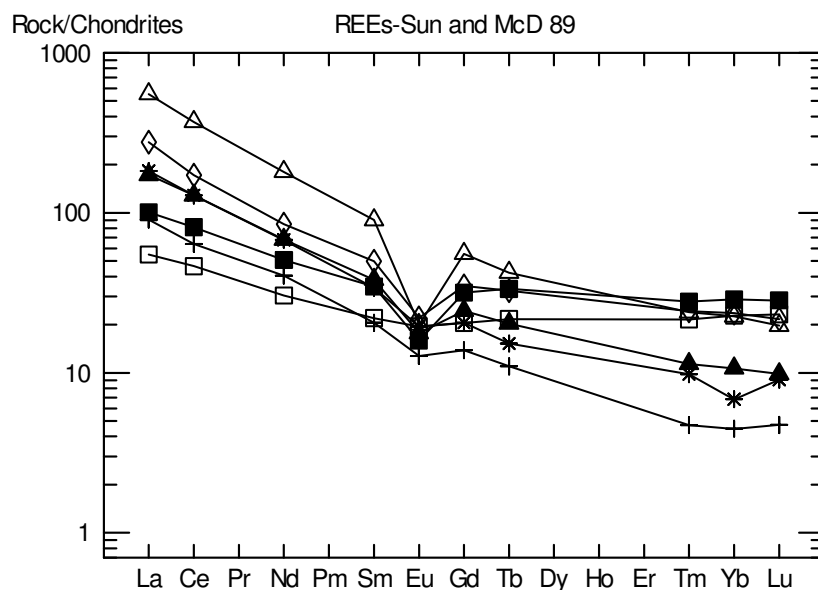


Joonis 25. Loode-Eesti vundamendi graniidi, amfiboliidi, nende arvelt tekkinud Kärkla impaktbretšade, Kärkla bretša maatriksi ning Sääksjärvi bretša ja Lappajärvi süeviidi koostised Lantaan-Skandium-Thoorium kolmnurkdiagrammil. Mikroelementide sisaldused on mg/kg. Legend vt. jooniselt 26.

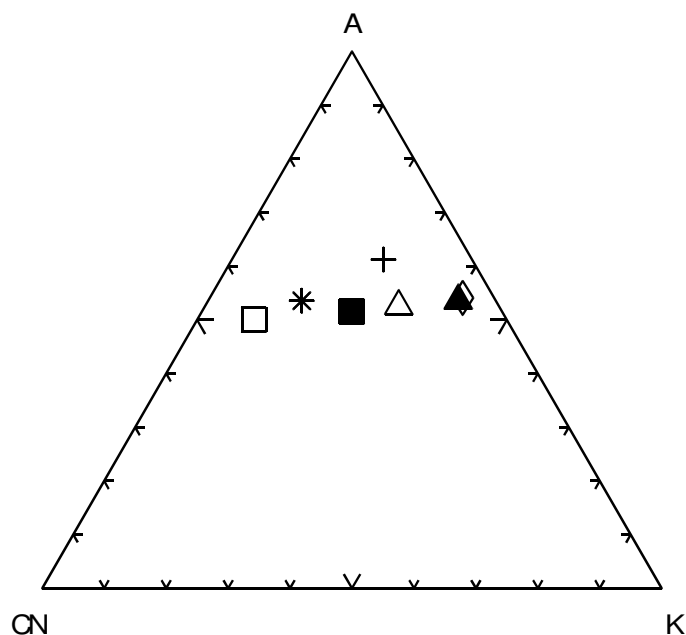


△ -Loode-Eesti vundamendi graniit ▲ -Kärdla bretša graniidi klastidega
 □ -Loode-Eesti vundamendi amfiboliit ■ -Kärdla bretša amfiboliidi klastidega
 ◇ -Kärdla bretša maatriks + -Sääksjärvi bretša * -Lappajärvi süeviit

Joonis 26. Loode-Eesti vundamendi graniidi, amfiboliidi, nende arvelt tekkinud Kärdla impaktbretšade, Kärdla bretša maatriksi ning Sääksjärvi bretša ja Lappajärvi süeviidi Harkeri diagrammid. X ja Y-telgede väärtused on vastavate oksiidide massiprotsendid kuumutuskadu arvestamata.



Joonis 27. Loode-Eesti vundamendi graniidi, amfiboliidi, nende arvelt tekkinud Kärkla impaktbretšade, Kärkla bretša maatriksi ning Sääksjärvi bretša ja Lappajärvi süeviidi lantanoidide sisaldused kondriidi suhtes normeeritud Sun & McDonough'i (1989) järgi. Legend vt. jooniselt 26.



Joonis 28. Loode-Eesti vundamendi graniidi, amfiboliidi, nende arvelt tekkinud Kärkla impaktbretšade, Kärkla bretša maatriksi ning Sääksjärvi bretša ja Lappajärvi süeviidi koostised A-CN-K kolmnurkdiagrammil. A=Al₂O₃, CN=CaO+Na₂O, K=K₂O. Oksiidide kogused moolhulkades normeerituna sajale. Legend vt. Jooniselt 26.

7. Arutelu

Nii Lappajärvi kui Sääksjärvi impaktstruktuurid on väga esinduslikud näited mitmekülgsede löögimoonde tunnuste jaoks. Need on kohati küllaltki sarnased struktuurid, kuid samas esineb ka mitmeid erinevusi. Sihtkivim on mõlemal juhul olnud analoogne ränirikas vilgugneiss ja pegmatiitgraniit, kus Sääksjärvi puhul mängib olulist rolli ka ränivaesem tonaliitne kivim, millele annab tõestust keemiline analüüs (joonis 26). Olulise erinevuse toob kaasa nende kahe impaktkraatri suuruse vahe, kuna Sääksjärvi on 5-6 km läbimõõduga lihtkraater, aga Lappajärvi ~23 km diameetriga komplekskraater, kus leidub suurtes kogustes impaktsulakivimit, kärnaiiti. Mõlemat struktuuri on aja jooksul tugevalt erodeeritud, tänu millele leidub löögitunnustega rahne ümberkaudsetes kruusakarjäärides.

Kärdla impaktstruktuur tekkis küllaltki erinevas situatsioonis, sest impakt toimus mitmekihilisse sihtkivimisse (aluskorra tardkivimid ja Paleosoikumi setendid) ning madalaveelisse epikontinentaalsesse merre, kus hiljem jätkus settimine, kaitstes tekkinud kraatrit erosiooni eest. Unikaalsetest löögimoonde tunnustest on Kärdlas esindatud ennekõike planaarsed deformatsioonialemendid, mida leidub aluskorra klastidega polümiktsetes impaktbretšades (Puura *et al.*, 2004). Impaktsula ega süeviite pole Kärdla kivimites leitud, küll on aga mainitud süeviidi sarnaste bretšade esinemist, milles leidub isotroopse klaasi jälgi (Suuroja *et al.*, 2002).

Käesolevas töös uuritud proovides üheks läbinuimaks löögimoonde tunnuseks oli kobarkvarts, mille iseloomustamiseks on kasutatud Ferrière *et al.*, 2009. aasta artiklis kirjeldatud klassifikatsiooni. Eri tüüpi kobarkvarts moodustub erinevates rõhu ja temperatuuri tingimustes (Ferrière *et al.*, 2009a), mille väärtused algavad ~35 GPa ning 1200 °C (Stöffler & Langenhorst, 1994). Tugevama löögimoonde läbinud, erineva optilise orientatsiooniga kobarad võivad tekkida rõhkudel >50 GPa ja temperatuuridel >1750 °C, kus need on tekkinud lešateljriidi arvelt (Grieve *et al.*, 1996). Sääksjärvi impaktsulakivimis leidub III tüüpi ja tufilmelises süeviidis, SJ2-142.7 III, IV ja V tüüpi kobarkvartsi, mis annab tunnistust väga kõrgeastmelisest löögimoondest. Sääksjärvi ja Kärdla impaktbretšades kobarkvartsi ei esine, kuna see on seotud ennekõike impaktsula kivimitega ja süeviitidega.

Lappajärvi impaktsulakivimites ja süeviidis täheldati I, II, III ja IV tüüpi kobarkvartsi. Kusjuures I tüüpi, α -kristobaliidist kobarkvartsi pole selles struktuuris varem kirjeldatud. Üldiselt seostatakse I tüüpi kobarkvartsi vaid noorte impaktstruktuuridega, kus α -kristobaliit pole jõudnud ümberkristalliseeruda (Ferrière *et al.*, 2010). Proovis 2.5LAK esinesid I ja II

tüüpi kobarkvarts ühes agregaadis (joonis 18), mida on varem täheldatud vaid Mieni, Wanapitei ja Popigai struktuurides, mille põhjuseks on arvatud α -kristobaliidi ajajooksul tagasi transformeerumist α -kvartsiks ja/või kobarate kiiret jahtumist, mille tõttu on α -kristobaliidi üleminek α -kvartsiks pärsitud (Ferrière *et al.*, 2010).

Üldiselt esineb kobarkvarts koos diaplektilise klaasiga või lešateljriidiga, mida käeolevas töös kasutatud proovides ei täheldatud. Selle põhjuseks võib olla, et need faasid pole geoloogilises ajas stabiilsed ning suurem osa neist võib olla ümberkristalliseerunud. Kui tegu on süveviitide või impaktsulakivimitega, võib nende arvelt tekkida näiteks kristobaliiti (Grieve *et al.*, 1996). Teine oluline faktor on impakti poolt indutseeritud hüdrotermaalse protsessi toimumine, mille tagajärjel võib enamus isotroopsest klaasist ümberkristalliseeruda sekundaarseteks tseoliitideks ja savimineraalideks (Naumov, 2002). Võib arvata, et Lappajärvi süveviidis, proovis LJ4-37 voolu tekstuuridega piirkonnad on kunagised lešateljriidi suletised, mis on hüdrotermaalse protsessi käigus ümberkristalliseerunud smektiidiks ja šabasiidiks. Seda toetab ka fakt, et sellest proovist on leitud mitmesugust kobarkvarts. Lisaks on lešateljriidi olemasolu kinnitanud ka teised autorid (Lehtinen, 1976).

Planaarseid deformatsioonelemente esines kõigis proovides, väljaarvatud kvartsiklastide vaeses Sääksjärvi impaktsulas. Nende orientatsioonide mõõtmine teostati proovides SJ2-82.1 ja SJ2-59.5. Saadud tulemused näitavad, et proov SJ2-82.1 on tekkinud tugevama lööklaine keskkonnas (>20GPa), kui sellest maapinnale lähemal paiknev SJ2-59.5 proov (~10 GPa). Lihtkraatrite puhul on täheldatud, et maksimaalne löögimoone esineb bretšavööndi ülemises ja alumises osas. Neist keskele jäävates kivimites kvarts ei oma unikaalseid löögimoonde tunnuseid. Selle põhjuseks arvatakse esialgse kraatri modifikatsiooni käigus selle sissepoole kollapseeerumisega seotud liikumisi, mille tulemusel algselt süviku servadele paisatud bretšamass katab kõrgema moonde läbi teinud kivimeid (Grieve *et al.*, 1996). Oluline on ka märkida, et tegu on polümiktsete bretšadega, mis koosnevad heterogeensest materjalist, kus on segunenud erineva löögiastmega kivimiklastid. Samast puuraugust uuriti ka kolmandat proovi, SJ2-142.7, mille puhul oli tegu väga poorse süveviidiga, kus reliktsid kvartsi fragmente ei esinenud piisavalt palju, et teha statistiliselt usaldusväärset PDF-uuringut. Küll aga leidis selles proovis hulgaliselt erinevat tüüpi kobarkvarts, mis annab tunnistust isegi kõrgemaastmelisest löögimoondest, kui on seda PDFe esinemine.

Lappajärvi proovides autor PDF-uuringut ei teostanud, kuna uuritud proovides ei leidunud neid piisaval hulgal. Lehtinen kirjeldab mitmete orientatsioonidega ($\{10\bar{1}3\}$, $\{10\bar{1}1\}$, $\{10\bar{1}2\}$,

$\{21\bar{3}1\}$, $\{10\bar{1}0\}$, $\{11\bar{2}0\}$, $\{51\bar{6}1\}$ ja (0001)) PDFe esinemist, kuid ei esitanud saadud tulemusi histogrammina, mille tulemusena on raske teha järeldusi lööklaine tugevuse kohta (Lehtinen, 1976). Kärkla impaktkraatris leidus enamus PDFe granitoidse polümiktse bretša klastides, kus nad esinesid enamasti ühe või kahe ning maksimaalselt kolmesüsteemselt. Saadud orientatsioonide põhjal jääb lööklaine tugevus 10-35 GPa vahele (Puura *et al.*, 2004).

Sääksjärvi struktuuri on kirjanduses käsitletud kui lihtkraatrit (Dypvik *et al.*, 2008) ning selle suuruseks on erinevad autorid pakkunud 5-6 km, mis on aga mõningas vastuolus praeguseks üldtunnustatud impaktkraatrite tekkemehhanismile, mille kohaselt ei tohiks lihtkraatrid olla Maal suuremad kui paar, maksimaalselt 4 kilomeetrit (French, 1998). Sääksjärvi lihtkraatri olemuse teevad diskussiooniliseks ka hinnangulised impaktil esinenud rõhud, mis mõõdetud PDFe orientatsoone arvestades pidid olema >20 GPa ja ka kobarkvartsi esinemine viitab rõhkudele >35 GPa. Siia võiks lisada ka impaktsula kihi puudumise puursüdamikes, samas kui rändrahnudena on selle kivimit ümberkaudsetes karjäärides hästi teada. Ühe võimaliku põhjusena võib arvata, et kraatri sügava erosiooni löike tõttu võivad nii kraatri impaktsula kiht kui keskkerge olla maha kulutatud.

Kõiki kolme impaktstruktuuri ühendab sekundaarse hüdrotermaalse süsteemi teke impakti järgselt. Kärkla impaktkivimeis on seda väga detailselt uuritud ning E. Versh jt. on kirjeldanud keskmise- ja madalatemperatuurilist (100-300 °C) hüdrotermaalset süsteemi, milles ta eristab kaheksa erinevat mineraalide faasi, milleks on autigeenne K-päevakivi, Fe-kloriit/korrensiit, kvarts, kaltsiit, dolomiit, hematit, götiit ja kalkopüriit/püriit (Versh *et al.*, 2005).

Sääksjärvi struktuuris pole seal esinenud hüdrotermaalse süsteemi kohta detailseid uuringuid tehtud, kuid leiduvate mineraalide koosluste põhjal võib arvata, et tegu on olnud samuti madala- ja keskmistemperatuurilise süsteemiga. Mandlites on kristalliseerunud kloriit, kaltsiit ning süeviidi puhul ka vermikuliit. Impaktbretšades on biotiidi arvelt moodustunud hulgaliselt rauarikast kloriiti ning ka seal esineb kaltsiidi kogumikke. Osinski jt. on lisaks ära märkinud hüdrotermaalset päritolu tseoliitide ja kvartsi leidumise Sääksjärvi impaktbretšades (Osinski *et al.*, 2012), aga käesolevas töös kasutatud proovides seda ei täheldatud.

Sekundaarset hüdrotermaalset protsessi on seotud Lappajärvi impaktstruktuuriga juba 1976. aastal Lehtineni poolt. Soojusallikateks on seal peetud keskkerget ning kraatrit täitvaid impaktiite, mis panid aluse 0,6-1,6 Ma kestvale hüdrotermaalsele süsteemile (Schmieder & Jourdan, 2013). Käesolevas töös on kirjeldatud mitmekülgsete hüdrotermaalsete faaside esinemist:

smektiiti, tseoliite, kloriiti, kvartsi ja epidooti. Võrreldes teise kahe struktuuriga, võib eeldada, et Lappajärvis on toimunud intensiivsem ning ulatuslikum hüdrotermaalne protsess, sest epidooti peetakse üldiselt kõrgetemperatuuriliseks mineraaliks.

Geokeemilised analüüsid näitavad Lappa- ja Sääksjärvi kivimite erinevusi üksteisest, kui ka Kärddla struktuurist pärit impaktbretšadest. Suurimaks iseärasuseks on Kärddla impaktkivimite kaaliumiga rikastumine, mille sarnast trendi on täheldatud ka Neugrundi struktuuris (Puura *et al.*, 2004; Suuroja & Suuroja, 2000). Lappa- ja Sääksjärvi impaktkivimites torkavad silma pigem Al, Ca ja Na kõrge sisaldused, mille taga võib olla nii sihtkivimi signaal, kui ka hüdrotermaalsed muutused. Schmieder on märkinud, et Fennoskandia kilbil paiknevate impaktstruktuuride sulakivimites on leeliste sisaldus stabiilne ning puuduvad märgid olulisest leelis metasomatoosi mõjust (Schmieder *et al.*, 2008). Puura on toonud kaaliumiga rikastumise põhjuseks plagioklassi asendumise ortoklassiga (Puura *et al.*, 2004). K-metasomatoosi mõju impaktprotsessides pole veel päris selge ja on tänaseni diskussiooni tekitav teema. Üheks hüpoteetiliseks seletuseks võib olla, et see mängib olulisemat rolli just vette toimunud impaktidel, kus fluidid on veerikkamad ning kaalium pääseb lihtsamini liikuma ning saab toimuda sekundaarse K-päevakivi kristalliseerumine.

Kuna nii Lappa- kui Sääksjärvi struktuuridest analüüsiti vaid üht proovi, siis ei sa märkimisväärseid trende nendes impaktkivimites toimunud muutuste kohta kahjuks välja tuua. Selle jaoks on vaja teha täiendavaid uuringuid.

8. Kokkuvõte

Käesoleva töö eesmärk oli kirjeldada Sääksjärvi ja Lappajärvi kivimite mineraloogilist koostist ning ennekõike keskenduda löögimoonde tunnustele. Lisaks kirjeldati ka kivimite esialgseid geokeemia tulemusi, mida võrreldi Kärkla struktuuri siht- ja impaktkivimite koostisega.

Sääksjärvi materjalist oli uurimise all impaktsula, süeviidi ja kaks impaktbretša proovi, milles on iseloomulik valtsitud biotiidi ja mosaiikse kustumise ning killulise ehitusega kvartsi esinemine. Unikaalsetest löögimoonde tunnustest esineb seal palju PDFe (v.a. impaktsulas), mis on rohkem või vähem dekoreeritud, ja kobarkvartsi kogumikke. SJ2-82.1 ja SJ2-59.5 proovides teostatud PDF-uuring näitas, et keskkonda läbinud rõhud pidid olema vastavalt >20 GPa ja ~ 10 GPa, ehk sügavamalt pärit proov on tekkinud suurema rõhuga keskkonnas. See tuleneb esialgse kraatri modifikatsiooni käigus selle sissepoole kollapseeerumisega seotud liikumistest, kus nõrgemate löögimoonde tunnustega bretšad katavad tugevama moonde läbi teinud kivimeid.

Lappajärvi struktuurist oli analüüsimiseks süeviit ja kolm impaktsulakivimit. Kõigis neljas proovis esines PDFe ja mitut tüüpi kobarkvartsi, mis annab tunnistust rõhkudest ja temperatuurist, mis pidid ületama 35 GPa ja 1200 °C. Isotroopset impaktsula klaasi üheski proovis ei täheldatud, küll aga leidis süeviidis voolujälgedega tseoliidist ja smektiidist klaste, mis võivad olla kunagise lešateljeriidi pseudomorfoosid, mis on hüdrotermaalse protsessi tulemusena ümberkristalliseerunud.

Võrreldes Kärkla impaktkivimitega, pole Sääks- ja Lappajärvi kivimmaterjalis täheldatud K-metasomatoosi ilminguid. Pigem iseloomustab neid suurenenud alumiiniumi sisaldus, mille taga on lähtekivimi signaal ning kõrgeenenud naatriumi kontsentratsioon, seda just Lappajärvi struktuuris, mida võib põhjustada Na fikseerumine süeviidi sulamassis.

Tänuavaldused

Suurimad tänuavaldused kuuluvad mu juhendajatale Juho Kirsile ja Ulla Preedenile, kellel jätkus aega ning pühendumust minuga tegeleda. Lisaks soovin tänada Peeter Somelari, kes interpreteeris XRD-analüüsi tulemusi, Kalle Kirsimäed ning Lauri Joosut, kes olid abiks õhikute valmistamisel ja Lauri Pesoneni ning Satu Mertaneni, kes olid abiks uuritavate proovide kohta taustainfo leidmisel.

Kasutatud kirjandus

- Dypvik, H., Plado, J., Heinberg, C., Håkansson, E., Pesonen, J. L., Schmitz, B., Raiskila, S., 2008. Impact structures and events – a Nordic perspective. *Episodes*, 31: 107-114.
- Elo, S., Kivekäs, L., Kujala, H., Lahti, I.S., Pihlaja, P., 1992. Recent studies of the Lake Sääksjärvi meteorite impact crater, southwestern Finland. *Tectonophysics*, 216: 163-167.
- Fedo, M.C., Nesbitt, H.W., Young, M.G., 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, 23: 921-924.
- Ferrière, L., Koeberl, C., Reimold, W.U., 2009a. Characterization of ballen quartz and cristobalite in impact breccias: new observations and constraints of ballen formation. *European Journal of Mineralogy*, 21: 203-217.
- Ferrière, L., Morrow, J.R., Koeberl, C., 2009b. Systematic study of universalstage measurements of planar deformation features in shocked quartz: implications for statistical significance and representation of results. *Meteoritics and Planetary Science*, 44: 925-940
- Ferrière, L., Koeberl, C., Reimold, U.W., Hecht, L., Bartosova, K., 2009c. The origin of “toasted” quartz in impactites revisited. Houston, Texas, *Lunar and Planetary Science*, 40, kokkuvõte nr. 1751.
- Ferrière, L., Koeberl, C., Libowitzky, E., Reimold, W.U., Greshake, A., Brandstätter, F., 2010. Ballen quartz and cristobalite in impactites: New investigations. *The Geological Society of America Special Paper*, 465: 609-619.
- French, B.M. 1998. *Traces of Catastrophe. A Handbook of Shock-Metamorphic Effects in Terrestrial Meteorite Impact Structures*. Houston, LPI Contribution, Lunar and Planetary Institute, 120 lk.
- French, M.B. ja Koeberl, C., 2010. The convincing identification of terrestrial meteorite impact structures: What works, what doesn't and why. *Earth-Science Reviews*, 98: 123-170.
- Grieve, R.A.F., Langenhorst, F., Stöffler, D., 1996. Shock metamorphism of quartz in nature and experiments: II. Significance in geoscience. *Meteoritics and Planetary Science*, 31: 6-35.

- Jöeleht, A., Kirsimäe, K., Plado, J., Versh, E., Ivanov, B., 2005. Cooling of the Kärđla impact crater: II. Impact and geothermal modeling. *Meteoritics & Planetary Science*, 40: 21-33.
- Kinnunen, A.K. ja Lindqvist K., 1998. Agate as an indicator of impact structures: An example from Sääksjärvi, Finland. *Meteoritics and Planetary Science*, 33: 7-12.
- Langenhorst, F., 2002. Shock metamorphism of some minerals: Basic introduction and microstructural observations. *Bulletin of the Czech Geological Survey*, 77: 265–282.
- Lehtinen, M., 1976. Lake Lappajärvi, a meteorite impact site in western Finland. *Bulletin of The Geological Society of Finland*, 282: 92 lk.
- Melosh H.J., 1989. *Impact cratering – A geological process*. Oxford University Press, New York, 245 lk.
- Mänttari, I. ja Koivisto, M., 2001. Ion microprobe uranium-lead dating of zircons from the Lappajärvi impact crater, western Finland. *Meteoritics and Planetary Science*, 36: 1087-1095.
- Müller, N., Hartung, B. J., Jessberger, K.E., Reimold, W.U., 1990. ^{40}Ar - ^{39}Ar ages of Dellen, Jänisjärvi, and Sääksjärvi impact craters. *Meteoritics*, 25: 1-10.
- Naumov, M. V. 2002. Impact-generated hydrothermal systems: data from Popigai, Kara, and Puchezh-Katunki impact structures. *Kogumikus: Impacts in Precambrian Shields*, toimetajad Plado J. ja Pesonen L. J. Springer-Verlag, Berlin: 71-117.
- Osinski, R.G., Tornabene, L.L., Banerjee, R.N., Cockell, S.C., Flemming, R., Izawa, M.R.M., McCutcheon, J., Parnell, J., Preston, J.L., Pickersgill, E.A., Pontefract, A., Sapers, M.H., Southam, G., 2012. Impact-generated hydrothermal systems on Earth and Mars. *Icarus*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.icarus.2012.08.030> .
- Papunen, H., 1969. Possible impact metamorphic textures in the erratics of Lake Sääksjärvi area in southwestern Finland. *Bulletin of The Geological Society of Finland*, 41: 151-155
- Paulamäki, S., Paananen, M., Elo, S., 2002. Structure and geological evolution of the bedrock of southern Satakunta, SW Finland. Report POSIVA 2002-04, 125 lk.
- Pipping, F., 2000. Impact craters. Lundqvist, T., Autio, S. (toimetajad). Description to the Bedrock Map of Central Fennoscandia (Mid-Norden). Geological Survey of Finland. Special Paper 28: 108-114.

Poelchau, H.M. ja Kenkmann, T., 2011. Feather feature: A low-shock-pressure indicator in quartz. *Journal of Geophysical Research*, 116: B02201, 13 lk.

Puura, V., Huber, H., Kirs, J., Kärki, A., Suuroja, K., Kirsimäe, K., Kivisilla, J., Keesment, A., Konsa, M., Preeden, U., Suuroja, S., Koeberl, C., 2004. Geology, petrography, shock petrography, and geochemistry of impactites and target rocks from the Kärddla crater, Estonia. *Meteoritics & Planetary Science*, 39: 425-451.

Schmieder, M., Jourdan, F., 2013. The Lappajärvi impact structure (Finland): Age, duration of hydrothermal crater cooling, and implications for life. *Geochimica et Cosmochimica Acta* vastuvõetud käsikiri.

Stöffler, D. ja Langenhorst, F., 1994. Shock metamorphism of quartz in nature and experiment: I. Basic observation and theory. *Meteoritics & Planetary Science*, 29: 155-181.

Sun, S. S. ja McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Kogumikus: Magmatism in the ocean basins*, toimetajad Saunders, A. D. ja Norry, M. Geological Society of London Special Publications, 42: 313-345.

Suuroja, K. Ja Suuroja, S., 2000. Neugrund Structure- the newly discovered submarine early Cambrian impact crater. *Kogumikus: Impacts and Early Earth*, toimetajad Gilmour I. ja Koeberl C. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg. *Lecture Notes in Earth Sciences*, 91: 389-416.

Suuroja, K., Suuroja, S., All, T., Folden, T., 2002. K.ardla (Hiiumaa Island, Estonia) - the buried and wellpreserved Ordovician marine impact structure. *Deep-Sea Research II*, 49: 1121-1144.

Suuroja, K., 2008. Geology and lithology of the early palaeozoic marine impact structures Kärddla and Neugrund (Estonia). *Dokoritöö*. Tartu Ülikool, Geoloogia Osakond, Tartu, 234 lk.

Tagle, R., Schmitt, T. R., Erzinger, J., 2009. Identification of the projectile component in the impact structures Rochechouart, France and Sääksjärvi, Finland: Implications for the impactor population for the earth. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73: 4891-4906.

Vaarma, M. ja Pipping, F., 1997. Alajärven ja Evijärven kartta-alueiden kallioperä. Summary: Pre-Quaternary rocks of the Alajärvi and Evijärvi mapsheet areas. Geological Survey of Finland, 83 lk. (Soome keeles)

Versh, E., Kirsimäe, K., Jõelet, A., Plado, J. 2005. Cooling of Kärdla impact crater: I. The mineral paragenetic sequence observation. *Meteoritics & Planetary Science* 40: 3-19.

Whitehead, J., Spray., G.J., Grieve, A.F.R., 2002. Origin of “toasted” quartz in terrestrial impact structures. *Geology*, 30: 431-434

Shock-metamorphic effects in impact rocks from Sääksjärvi and Lappajärvi structures

Summary

The goal of the present master's thesis is to describe shock-metamorphic deformation effects in 560 My old Sääksjärvi and 76 My old Lappajärvi impact structures. A detailed petrographic study of impact breccias, suevites and meltrocks was carried out. Therefore 12 thin-sections were made, photographed and investigated under polarizing microscope and universal-stage. In addition, primary results of the chemical analyses were interpreted and then compared with the results from Kärö structure.

From the results of current study the following can be emphasized:

1. Many shock-induced deformation features were found in the rocks from Sääksjärvi and Lappajärvi structures, which include kink banding in biotite, quartz with mosaic extinction and more or less decorated planar deformation features, as well as quartz with ballen texture.
2. The crystallographic orientations of PDFs were analyzed in two breccia samples (SJ2-59.5 and SJ2-82.1) from Sääksjärvi structure. It indicated that the peak pressure had been different, respectively 10 GPa and 20 GPa, thus the rocks with the higher degree of shock-metamorphism are covered with rocks which are less shocked. It can be explained with the movements associated with the inward collapse of the transient cavity wall during the formation of the simple impact crater.
3. Neither in Sääksjärvi nor Lappajärvi samples isotropic impact melt was found, but quartz with ballen texture was common, which has been interpreted as the replacement of lechatelierite and/or diaplectic quartz. Moreover, impact glasses are unstable phases and are easily replaced in hydrothermal systems.
4. Compared to Kärö impact structure no evidence of potassium enrichment was found in Sääks- and Lappajärvi samples, rather higher concentration of aluminium and sodium were described.

LISAD

Lisa 1. Töös kasutatud kivimite keemiline koostis. Kärkla ja Loode-Eesti proovide andmed on pärit Puura et al., 2004. aasta artiklist.

Proov	Graniit(25*)	Amph(12)	Br-Matr(13)	Br+Gklast(17)	Br+Aklast(4)	BrSJ2-82,1	SuLJ4-37
SiO2	72,4	47,8	67,9	77,3	51,5	58,10	63,12
TiO2	0,4	0,97	0,71	0,37	0,84	0,76	0,51
Al2O3	12,3	15,2	12,2	10	13,3	15,80	15,35
Fe2O3t	3,29	12,4	4,65	2,42	9,37	5,32	3,75
MnO	0,02	0,12	0,04	0,03	0,13	0,07	0,05
MgO	0,63	10,2	2,04	0,79	8,08	5,06	1,68
CaO	0,64	5,4	0,47	0,24	3,39	1,30	2,76
Na2O	1,65	1,6	0,18	0,43	0,1	0,88	2,48
K2O	6,81	2,59	8,54	7,02	5,75	6,02	4,14
P2O5	0,09	0,13	0,09	0,05	0,1	0,18	0,09
k.k.	1,02	3,38	3,07	0,87	7,43	6,2	5,7
summa	99,12	99,73	99,72	98,48	100,06	99,74	99,69
Sc	5,23	39,7	12,8	4,61	37,1	12	12
V	17,7	291	84,5	34,3	205	65	105
Cr	3,7	263	46,9	16,6	130	61,6	82,1
Co	4,3	42,8	11,5	4,2	23,7	17,8	23,2
Ni	5,4	93,3	21	8,5	45,8	16,2	84,1
Cu	50,3	35,8	15,3	3	7,8	25,3	51,3
Zn	53,9	100	65	30,2	105	78	91
As	0,28	0,69	0,29	0,28	0,5	<0,5	0,7
Rb	185	50	150	156	103	143,9	76,7
Sr	66,4	143	57,9	77,3	45,5	68,7	527,0
Y	47,1	28,6	42,3	28,2	38,5	12,3	15,9
Zr	382	83	226	218	131	135,9	146,6
Nb	15	11,8	15,5	12,2	20	6,5	11,7
Sb	3,43	0,31	5,01	5,77	0,26	<0,1	<0,1
Cs	1,34	0,67	2,38	1,82	1,42	5,9	1,0
Ba	735	148	742	869	365	934	1284
La	131	13	65,4	40,9	23,9	21,5	43,3
Ce	226	28,4	105	78,6	49,7	39,1	78,5
Nd	84,3	14,2	39,7	31,8	23,7	18,9	31,6
Sm	13,8	3,36	7,62	5,85	5,29	3,14	5,20
Eu	1,16	1,13	1,28	1,03	0,92	0,74	1,13
Gd	11,4	4,2	7,17	5,02	6,51	2,84	4,22
Tb	1,58	0,81	1,22	0,76	1,25	0,41	0,57
Tm	0,61	0,55	0,62	0,29	0,71	0,12	0,25
Yb	3,83	3,87	4,02	1,81	4,89	0,76	1,16
Lu	0,5	0,59	0,55	0,25	0,72	0,12	0,23
Hf	9,44	1,97	4,38	3,39	3,63	3,7	4,7
Ta	1,27	0,74	1,56	1,45	1,3	0,4	0,7

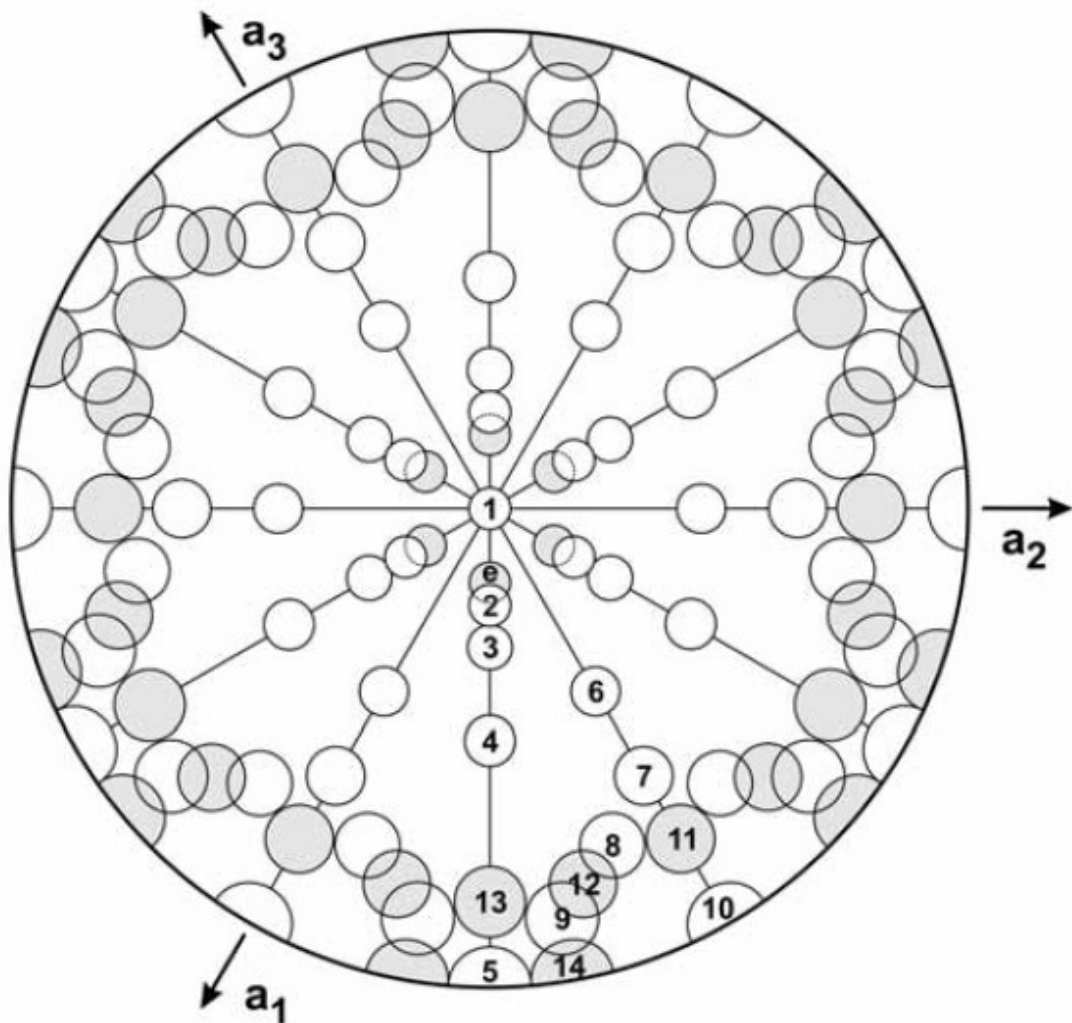
Th	20,8	1,64	15,2	17	7,74	3,3	12,6
U	1,46	1,65	3,48	2,4	3,25	1,4	3,3
Au (ppb)	7	5	5	5	6	<0.5	<0.5

Märkused ja lühendid.*Mitme proovi keskmine koostis. Graniit- Loode-Eesti vundamendi graniit; Amph- Loode-Eesti vundamendi amfiboliit; Br-Matr- Kärkla impaktbretšade maatriks; Br+Gklast- Kärkla impaktbretša graniidi klastidega; Br+Aklast- Kärkla impaktbretša amfiboliidi klastidega; BrSJ2-82.1- Säaksjärvi impaktbretša proov, SJ2-82.1; SuLJ4-37- Lappajärvi süeviidi proov, LJ4-37. Oksiidide väärtused on massiprotsentides (wt%), järgelendid mg/kg (ppm) ja kuld µg/kg (ppb).

Lisa 2. Röntgendifraktsioonanalüüsi mineraloogilised tulemused interpreteeritud Peeter Somelari poolt. Väärtused on massiprotsentides (wt%).

Mineraal\Proov	SJ1	LJ4-37.0 a	LJ4-37.0 b	SJ2-142.7 a	SJ2-142.7 b	SJ2-59.5	6.1LAK
Kvarts	10,2	14,9	22,8	10,1	14,4	24,9	9,9
Smektiit	9	4,7	19,5	2,5			
Vermikuliit	1,1				14,1		
Smektiit-Vermikuliit							11,3
Kristobaliit	9,9						
K-päevakivi	24,3	29,7	22,7	32,9	28,3	39	30,9
Plagioklass	37,2						
Albiit		36	24,6	35,3	26,8	16,5	30,9
Vilgud	0,7	3,7	6,9			13,4	
Kloriit	5,8			17,1	2	6,2	
Enstatiit	1,1						
Šabasiit		4,6	0,8				
Klinoptioliit		5,5	2,7				
Kaltsiit				0,8	13,1		
Tridümiit							14,3
Ilmeniit							0,8
Püriit					1,4		

Lisa 3. Kristallograafiliselt indekseeritud võretasandite stereograafiline projektsioon (Ferrière *et al.*, 2009b) järgi; a_1 , a_2 , a_3 – kristallograafilised teljed.



Plane	Pole angle to c-axis				
1 $\{0001\}$	0.00°	6 $\{11\bar{2}2\}$	47.73°	11 $\{22\bar{4}1\}$	77.20°
2 $\{10\bar{1}3\}$	22.95°	7 $\{11\bar{2}1\}$	65.56°	12 $\{31\bar{4}1\}$	77.91°
3 $\{10\bar{1}2\}$	32.42°	8 $\{21\bar{3}1\}$	73.71°	13 $\{40\bar{4}1\}$	78.87°
4 $\{10\bar{1}1\}$	51.79°	9 $\{51\bar{6}1\}$	82.07°	14 $\{51\bar{6}0\}$	90.00°
5 $\{10\bar{1}0\}$	90.00°	10 $\{11\bar{2}0\}$	90.00°	e $\{10\bar{1}4\}$	17.62°

Lihtlitsents lõputöö reprodutseerimiseks ja lõputöö üldsusele kättesaadavaks tegemiseks

Mina, Timmu Kreitsmann

(sünnikuupäev: 25.08.1989),

1. annan Tartu Ülikoolile tasuta loa (lihtlitsentsi) enda loodud teose „Löögimoonde mineraloogilised indikaatorid Sääksjärvi ja Lappajärvi impaktkivimeis“, mille juhendajad on Juho Kirss ja Ulla Preeden.

1.1. reprodutseerimiseks säilitamise ja üldsusele kättesaadavaks tegemise eesmärgil, sealhulgas digitaalarhiivi DSpace-is lisamise eesmärgil kuni autoriõiguse kehtivuse tähtaja lõppemiseni;

1.2. üldsusele kättesaadavaks tegemiseks Tartu Ülikooli veebikeskkonna kaudu, sealhulgas digitaalarhiivi DSpace'i kaudu kuni autoriõiguse kehtivuse tähtaja lõppemiseni.

2. olen teadlik, et punktis 1 nimetatud õigused jäävad alles ka autorile.

3. kinnitan, et lihtlitsentsi andmisega ei rikuta teiste isikute intellektuaalomandi ega isikuandmete kaitse seadusest tulenevaid õigusi.

Tartus, 24.05.2013