

TARTU ÜLIKOOL
GEOLOOGIA INSTITUUT

ULLA PREEDEN

**IMPAKTRETŠADE PEENFRAKTSIOONI LÕIMIS
KÄRDLA, NEUGRUNDI, ÅVIKE JA LUMPARNI
KRAATRITES**

Magistritöö

Juhendajad: Emeriitprof. Väino Puura
Magister Juho Kirs

TARTU 2004

Sisukord

Annotatsioon.....	3
1. Sissejuhatus.....	4
2. Kraatrite uuritusest.....	6
3. Impaktstruktuurid ja impaktbretšad Maal.....	9
3.1 Impaktbretšad uuritud kraatrites.....	11
4. Metoodika.....	16
5. Šokkmetamorfismi efektid impaktkraatrite kivimites.....	18
6. Tulemused.....	20
6.1 Šokkmetamorfismi efektid uuritud kraatrite kivimites.....	20
6.2 Impaktbretšade maatriksi lõimis.....	25
7. Uuritud kraatrite impaktbretšade peenfraktsiooni lõimise võrdlus.....	48
8. Peenese terasuurus moreenis ja selle võrdlus impaktbretša peenfraktsiooni terasuurusega.....	51
9. Arutelu.....	55
10. Kokkuvõte.....	58
Kasutatud kirjandus.....	60
Summary.....	68
Lisa.....	69
Lisa 1. Impaktiitide terminoloogia.....	70

Annotatsioon

Impaktkraatrite moodustumisel tekivad sihtkivimi purustamisel erilised purdkivimid – impaktbretšad. Selleks et välja selgitada, millise terasuurusega on peamised mineraalid impaktbretša maatriksis, uuriti Kärkla, Neugrundi, Åvike ja Lumparni kraatrite bretšade peenfraktsiooni lõimist. Tulemused näitasid, et kõikide kraatrite impaktbretša maatriksi mineraale iseloomustab kindel valdav terasuuruse vahemik. Kvartsi terad on seaduspäraselt purustatud väiksemateks kildudeks kui päevakivi. Kristalsete kivimite arvel tekkinud impaktbretša maatriksi valdav terasuurus on sarnane liustikupurustus protsessil tekkiva sette – moreeniga. Kusjuures tugevasti tsementeeritud kristalsete kivimite arvel tekkinud maatriksis valdavad peenemad fraktsioonid, kui tsementeerimata settekivimite arvel tekkinud impaktbretšades. Impaktprotsessidele iseloomulike kõrgete rõhkude tingimustes tekkinud planaarse deformatsiooni elementidega (PDF-dega) mineraali terade sisaldus impaktbretšades ei mõjuta terasuuruse valdavat levikut.

Märksõnad: lõimis, impaktbretša, impaktkraater.

1. Sissejuhatus

Käesoleva magistritöö uurimisobjektiks on impaktkraatrite tekkel, s. t. sihtkivimite purustamise tulemusel tekkinud erilised purdkivimid – impaktbretšad, mis kuuluvad impaktiitide hulka. Magistriõppe jooksul omandasin impaktprotsesside ja nendega seotud kivimite, mineraalide purunemise ja moonde mõistmise teoreetilised aspektid. Käesoleva magistritöö uurimusliku osa lähtealuseks on autori bakalaureusetöö (Preeden, 2002), milles käsitleti Kärddla kraatri puursüdamikes esinevate impaktbretšade makrolitoloogiat, s. h. jäme fraktsiooni lõimist, ning mineraalide impaktmoonde astme mikroskoopilise uurimuse tulemusi. Magistritöö põhiliseks ülesandeks püstitati impaktbretšade peenfraktsiooni – suuremate klastide vahel esineva täitematerjali ehk maatriksi lõimise uurimine. Impaktbretšade täitematerjali lõimist ja selle sarnasust või erinevust teiste purdkivimite peenfraktsiooniga ei ole seni kirjanduses süstemaatiliselt käsitletud. Käesoleva töö eesmärgiks oli ka välja selgitada, kas impakti käigus purustatud kivimite mineraalidel esineb samuti mingeid iseloomulikke terasuursi nagu on täheldatud moreenidel (Dreimanis ja Vagners, 1971) ning võrrelda impakti käigus tekkinud bretšade ja liustikuprotsessides purustamisel moodustunud sette - moreeni peenfraktsiooni terasuursi.

Lisaks autori poolt varem detailselt uuritud Kärddla puursüdamikele K-18 ja K-12 ning S. Suuroja poolt kirjeldatud puursüdamikule K-1 (Suuroja, 1999) on materjalid käesolevaks tööks kogutud veel 2003. aasta kevadel Åvike kraatrist. Neugrundi kraatri palad on kogutud emeriitprofessor V. Puura ja magister J. Kirsi poolt 1999. aastal Loode-Eesti rannikult. Lumparni kraatri palad on kogutud V. Puura poolt 2001. aasta välitöödel Ahvenamaal. Magistritöö jaoks kirjeldati impaktbretšade maatriksi terasuursi ja terade kuju kokku 21 õhikus.

Käesolevas töös on uuritud peenpurdse täitematerjali ehk maatriksi terasuurst ja kuju järgmiste impaktkraatrite materjalides. Uuritavad kraatrid on (joonis 1):

1) Kärddla kraater, mis on moodustunud ligikaudu 455 miljonit aastat tagasi, on tekkejärgselt mattunud, 4-kilomeetrise läbimõõduga ning asub Hiiumaa kirdeosas, Kärddla linnast kagus (58° 59' N, 22° 40' E) (Puura ja Suuroja, 1992).

2) Neugrundi kraater, mis on ligikaudu 535 miljoni aasta vanune ja ligikaudu 9-kilomeetrise läbimõõduga impaktstruktuur, asub Soome lahe suudme lõunaosas (keskpunkti koordinaatidega 59° 20' N, 23° 31' E), tekkis epikontinentaalsesse madalmerre ning mattus lühikese aja jooksul peale teket (Suuroja ja Suuroja, 2002).

3) Åvike kraater, mis asub Botnia lahe Rootsi rannikul (keskpunkti koordinaadid 62° 30' N, 17° 42' E). Ta on moodustunud 530-1200 miljonit aastat tagasi ning on diameetriga ligikaudu 10 kilomeetrit (Henkel jt., 2004).

4) Lumparni kraater, mis on ligikaudu 450-1250 miljoni aasta vanune, 9-kilomeetrise diameetriga, tekkejärgselt mattunud impaktstruktuur ning asub Edela-Soomes (60° 08' N, 20° 07' E) (Abels jt., 1998).

Joonis 1. Uuritud kraatrite asukoha skeem.



2. Kraatrite uuritusest

Kärdla kraater

Aastatel 1967-1972 käsitleti seda struktuuri kui tektoonilise kerke tunnustega antiklinalset kurdu (Viiding jt., 1969; Kala jt., 1971). Aastatel 1972-1980 selgitati välja, et Kärdla struktuuri puhul on tegemist mattunud kraatriga, mille tekke põhjuseks pakutakse endogeense gaasiplahvatuse idee ehk nn. krüptovulkanism (Suuroja jt., 1974). 1979. aastal jõudsid puursüdamiku K-12 tufilaadsete bretšade õhikuid uurinud ja neis löögimoonde tunnuseid (planaarseid elemente kvartsis) leidnud Leningradi geoloogid järeldusele, et Kärdla kraatri puhul on tegu impaktstruktuuriga (Masaitis jt., 1980). 1982. aastal kraatrisüviku keskosas rajatud puurauguga K-18 jõuti kraatri põhja kristalsete kivimiteni juba 400 m sügavusel, eeldatud 500 m asemel. Aastail 1986-1991 Hiiumaal läbiviidud keskmisemõõtkavalise süvakaardistamise käigus puuriti 30 süvapuuraugu, sealhulgas ka Eesti sügavaim puurauk K-1 (815,2 m) (Suuroja jt., 1991). Viimane avas küll kraatri põhja lähedest läbitud aluskorrakivimid, kuid ei jõudnud välja purustamata kivimiteni. Töid kokkuvõtvas aruandes üritataksegi Kärdla impaktiga seotud setendeid litoloogiliselt määratleda ja klassifitseerida. Võrreldes omavahel impaktist mõjutatud kivimeid puursüdamikes K-1 ja K-18 jõuti järeldusele, et kraater omab ~110 meetrikõrgust keskkõrgendikku (Puura ja Suuroja, 1992).

Aastatel 1992-2004 on ilmunud hulk artikleid ja kirjutisi Kärdla kraatri kohta, kus on käsitletud impaktist mõjutatud kivimite koostist ja omadusi (Puura jt., 1994a; Puura jt., 1994b; Suuroja, 1994a; Suuroja, 1994b; Plado jt., 1996; Suuroja ja Suuroja, 2000; Kirsimäe jt., 2002; Puura jt., 2004) ning püütud klassifitseerida impaktiga seotud setendeid (Puura ja Suuroja, 1992; Suuroja, 1996; Suuroja jt., 1997). Kärdla kraatrist on leitud nii allohtoonseid kui autohtoonseid bretšasid. Klastid on moodustunud nii kristalsete kivimite kui ka settekivimite arvel. Maatriks ehk peenpurdne materjal terade vahel on peamiselt moodustunud samade kivimite purustusel (peeneks jahvatamise käigus).

Neugrundi kraater

Aastatel 1984-1988 viidi Eesti Geoloogiakeskuse poolt läbi Loode-Eesti meregeoloogiline kaardistamine (1:200 000). Neugrundi struktuuri peeti siis glatsiaalseks moreenvalliks (Raukas ja Hyvärinen, 1992; Lutt ja Raukas, 1993).

Suuremõõdulise (1:50 000) geoloogilise kaardistamise käigus, märgati Loode-Eesti rannast tuntud gneissbretšade (Orviku, 1935) sarnasust lähedal asuvate (60 km edelas) Kärdla kraatri allohtoonsete ja autohtoonsete impaktbretšadega.

Selle alusel oletati, et ka Loode-Eesti gneissbretšad võiksid pärineda mõnelt nende levikuareoolist põhja poole jäävalt impaktstruktuurilt (Suuroja ja Saadre, 1995). Klastiderikka peeneteralise impaktbretša mikroskoopilised uuringud näitasid madala šokkmetamorfismi staadiumi tunnuseid. 1996. aastal viidi Neugrundi madalal ja selle ümbrisalal läbi geofüüsikalised uuringud Rootsi geoloogi T. Flodeni juhtimisel, mille tulemusel anti hea ülevaade merepõhja ehitusest. Leiti, et multiringse struktuuriga Neugrundi pank ja selle ümbrus on impaktstruktuur, millest pärinevad ka PDF-mikrostruktuure sisaldavad kvartsi terad (Suuroja jt., 1996). 1998. aasta suvel uuriti merealust impaktkraatrit sukeldumistel ja külgvaate-sonariga. Kõik kättesaadavad struktuurid ja kivimid sügavusel 2-43 meetrit uuriti läbi (Suuroja ja Suuroja, 2000).

Åvike kraater

Esmakordselt märgiti Åvikebukten'i lahe ringilaadset struktuuri lähedal asuva Alnö intrusiivse kompleksi uurimisel 1960ndatel (Lundquist jt., 1990). L. Söderström oletas 1966. aastal, et tegemist on kaldeeraga, mis on seotud Alnö kompleksiga (Söderström, 1966). 1990. aastal teatas T. Lundquist, et on leidnud tektoonilist päritolu bretšat lahe edela kaldalt, mis makroskoopiliselt ei sarnanenud Alnö kompleksi kivimitele (Lundquist jt., 1990). H. Henkel ja tema kolleegid üritasid aastatel 2001 ja 2002 leida tõendeid Åvike struktuuri meteoriitse päritolu kohta (Henkel ja Lilljequist, 2001). Uuritud on estoliitide olemasolu Åvike impaktiitides (Puura jt., 2001). Käesoleva töö autor uuris 2003. aastal Åvike kraatri bretšade kvartsis planaarseid elemente, mille leiud andsid kinnituse, et tegemist on meteoriidi plahvatusel tekkinud impaktbretšadega. Bretšade kirjeldus on avaldatud H. Henkel'i ja tema kaasautorite poolt 2004. aastal valmivas artiklis, kus on esitatud ka gravitatsioonivälja kaart, mis viitab nõrgale negatiivsele gravitatsioonilisele anomaaliale Åvike lahe piirkonnas (Henkel jt., 2004 trükis).

Lumparni kraater

Olles anomaalne vorm Ahvenamaa piirkonnas ja ainus koht Soomes, kus paljandis on võimalik näha Ordoviitsiumi lubjakive, on Lumparni laht olnud geoloogide huviorbiidis alates 18. sajandi lõpust (De Geer, 1880). 1930ndatest aastatest alates on struktuuri peetud tektoonilist päritolu alangu sarnaseks vormiks Ahvenamaa rabakivi massiivis (Kulling, 1926; Metzger, 1927; Hausen, 1964). Esimene oletus Lumparni lahe kui impaktstruktuuri kohta esitati alles 1979. aastal. Seda pidas tõenäoliseks Glen K. Merrill (1979), kes uuris Ordoviitsiumi konodonte Ahvenamaa saartel. Esimese argumendina pidas ta meteoriitse päritoluna silmas struktuuri kuju, lisaks konglomeraate ja bretšasid, mida leidub erraatiliste rahnudena lahe lõuna kaldal.

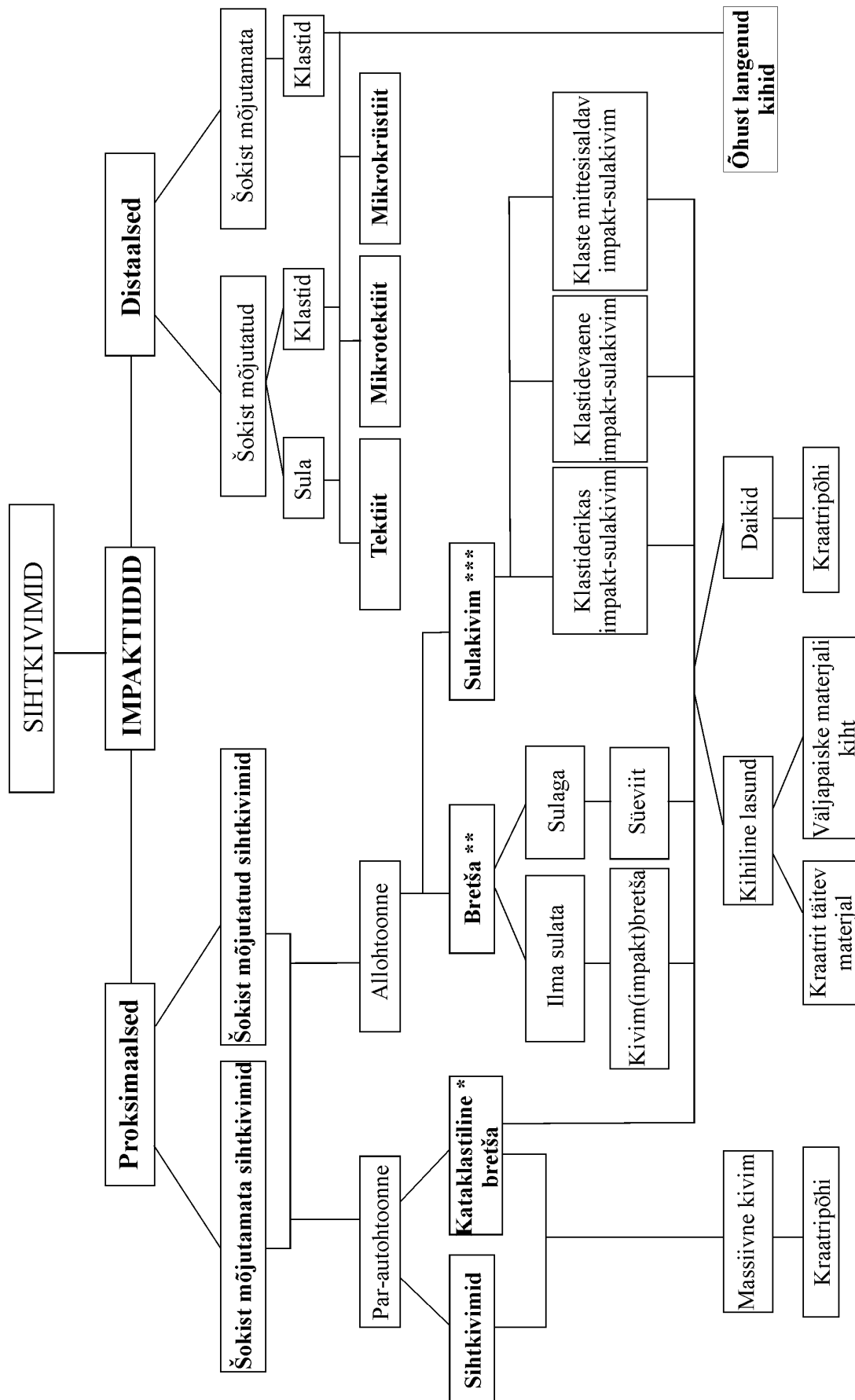
Hilisemates kirjutistes ei peetud aga meteoriitset päritolu tõenäoliseks ja pigem eelistati tektoonilise protsessi käigus formeerunud struktuuri tekketeooriat (Bergman jt., 1982; Lehtovaara, 1982).

Tõendid võimaliku impaktse päritolu kohta leiti alles 1992. aastal, kui poolemeetrised löögikoonused avastati Lumparni lahe edelakaldalt (Svensson, 1993). Impaktne päritolu tõestati täielikult 1993. aastal, kui geoloogid leidsid diaplektset klaasi ja planaarseid elemente kvartsis (PDF-d) (Lehtinen, 1995; Mannola, 1997). 2003. aastal A. Abels oma doktoriväitekirjas andis ülevaate geofüüsikalise uuringu tulemustest ning kirjeldas kraatris leiduvaid impaktiite (Abels, 2003).

3. Impaktstruktuurid ja impaktbretšad Maal.

Impaktstruktuurid Maal on moodustunud sihtkivimitesse, mis on tavaliselt tekstuurilt ja koostiselt piirkonniti erinevad ning sageli väga heterogeensed (moonde-, süva- ja settetikivid). Šokilaine levimine ja sellele järgnev osakeste liikumine sihtkivimis ning bretšade teke sõltuvad kivimmassiivi omadustest: 1) sihtkivimi materjali Hugeniot piirist, 2) erineva tihedusega struktuurilelementide ruumilisest orientatsioonist ja nende arvukusest (lõhed, kihipinnad, kildalisus, jne.), 3) kivimi poorsusest, 4) kivimaterjali tugevusest, 5) lenduvate ainete sisaldusest, ja 6) mittesulava aine sisaldusest (karbonaadid). Samuti mõjutavad bretšade teket impaktori (taevakeha – meteoori või boliidi) suurus, kuju, koostis ning selle langemise kiirus ja nurk (Melosh, 1989).

Löögi- ja plahvatusproduktide mitmekesisuse tõttu on impaktbretšade jaoks ühtset klassifikatsiooni välja töötada väga raske. Bretšade klassifitseerimise alusena on käsitletud nii nende geneesi (Melosh, 1989), paiknemist impaktstruktuuris, koostist kui ka šokkmetamorfismi astet (Stöffler ja Grieve, 1994, 2003) (tabel 1).



Tabel 1. Impaktiitide üldklassifikatsioon (Stöffler ja Grieve, 2003 alusel).

*tavaliselt monomiktne, **tavaliselt polümiktne, ***võib olla klaasjas, hüpokristalne ja holokristalne.

3. 1 Impaktbretšad uuritud kraatrites

Uuritud kraatrid on moodustunud erineva struktuuri ja koostisega kivimitesse ja nad on erinevad nii oma ehituselt kui säiluvuselt. Siiski võiks ühise joonena välja tuua selle, et kõikide kraatrite sihtmärgiks olid aluskorra kristalsed kivimid, mida kattis suhteliselt õhuke settekivimite kiht. Käesolevas magistritöös uuritud kraatritest võib leida šokist mõjutatud kivimeid: autohtonseid ja allohtonseid impaktbretšasid, impaktbretša daike, süeviiti, jne. (tabel 2). Jaotus erinevatesse bretša tüüpidesse on tinglik. Neugrundi, Åvike ja Lumparni kraatrite materjali on hinnatud võrdlevalt Kärkla kraatri bretšadega (purustatus, PDF-de leiud).

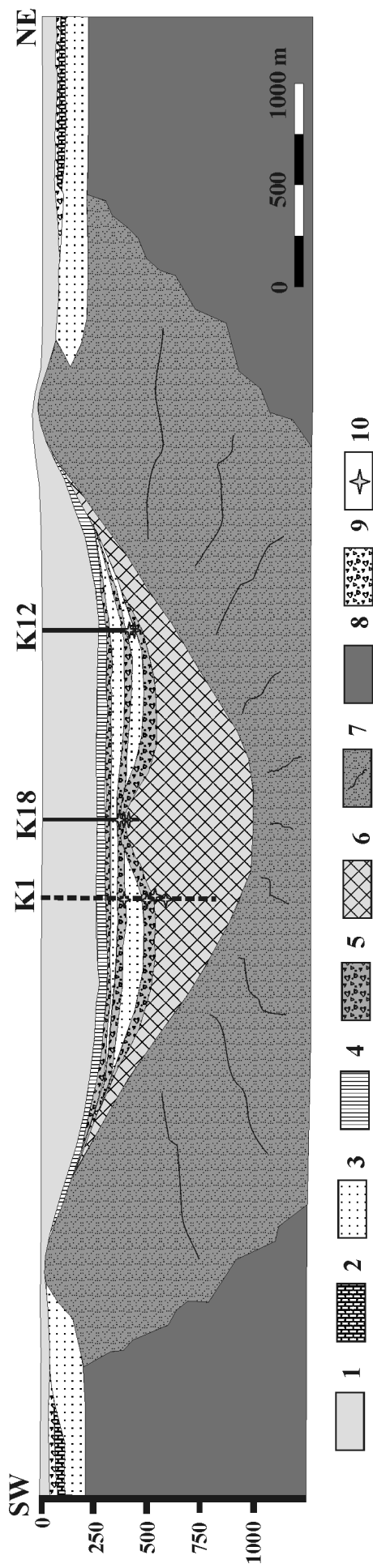
Kraatri nimetus	Kraatriga seotud impaktiitid
KÄRDLA	Autohtonseid bretšad, par-autohtonseid bretšad (K1 A 5845, K1 A 5560) ja allohtonseid bretšad (K1 B 4950, K1 B 3660, K12 B 4115, K12 B 3910, K18 3830, K18 3610); (väljapaiske materjali kiht, bretšadaikid, kraatripõhja kivimid (K18 4005-19))
NEUGRUND	Par-autohtonseid bretšad (NGR-B2-2, NGR-003-6-2, NGR-5, NGR-6) ja allohtonseid bretšad; (väljapaiske materjali kiht, daikilaadsed bretšad)
ÅVIKE	Par-autohtonseid bretšad ja allohtonseid bretšad (Av-1, Av-2, Av-02-051A, Av-5); (bretšadaikid, kraatripõhja kivimid)
LUMPARN	Par-autohtonseid bretšad (LM-17A, LM-28-2A) ja allohtonseid bretšad (LM-E-1B); (süeviit, bretšadaikid ja kraatripõhja kivimid (LM-E-4))

Tabel 2. Uuritud kraatritega seotud impaktiitide tüübid. Sulgudes on märgitud käesoleva töö autori poolt uuritud õhikud.

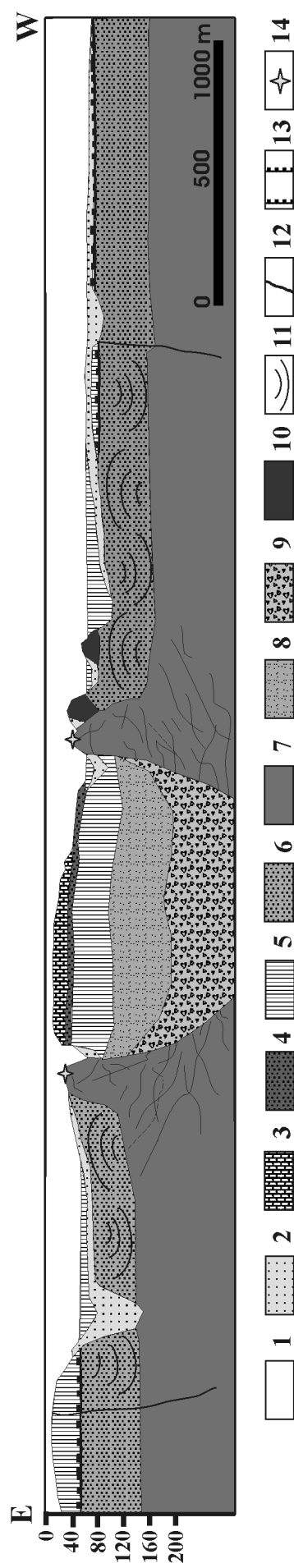
Kärkla kraater (joonis 2) tekkis Hilis-Ordoviitsiumi (~455 Ma tagasi) madalasse (~50 m) epikontinentaalsesse merre. Oma struktuurilt on Kärkla kraater komplekskraater, omades ~100 meetrist keskkõrgendikku. Tänapäeval on ta topograafiliselt vaevu märgatav ning on täidetud Paleosoikumi ja Kvaternaari setetega (15-100 m) (Puura ja Suuroja, 1992). Sihtobjekt oli neljakihiline: vesi, Kesk- ja Alam-Ordoviitsiumi kõvad lubjakivid (20 m), pehme Kambriumi silikaatpurdsete (120 m) ja kristalne aluskord (Eelkambriumi moonde- ja magmakivimid: amfiboliidid ja graniidid). Kuna kraater ja selle lähiümbrus mattus impaktijärgselt koheselt, siis on struktuur ja impaktiga seotud kivimid säilunud suhteliselt hästi. Väljapaiske materjali kihti (> 1 cm paksune) võib jälgida enam kui 30 kilomeetri raadiuses kraatri keskkohast (Suuroja ja Suuroja, 2002). Kärkla kraatrist võib leida väga erinevaid impaktiga seotud bretšasid: väljapaiske bretšat, autohtonseid, par-autohtonseid ja allohtonseid bretšasid, mis koosnevad nii sette- kui kristalse kivimi klastidest ja nende kivimite arvel moodustunud maatriksist.

Neugrundi kraater moodustus Vara-Kambriumis madalasse (~50 m) epikontinentaalsesse merre. Kraater (joonis 3), mida kroonib samanimeline madal, meenutab oma ehituselt multiringset struktuuri, mis koosneb: struktuuri tuumikust ehk Neugrundi madalast, ringsüvikust, ringvallist ja välisest ringnõost (Suuroja jt., 1996). Seni pole tõestatud keskkõrgendiku olemasolu. Sihtobjekt oli kolmekihiline: vesi, Vara-Ordoviitsiumi, Vara-Kambriumi ja Vendi pehme silikaatpurdsete (150 m), kristalne aluskord (Eelkambriumi metamorfsed kivimid: kvarts-päevakivi gneisid, biotiit gneisid, amfiboliidid ja migmatiit-graniidid) (Suuroja ja Suuroja, 2002). Kraater mattus lühikese aja jooksul peale formeerumist ja avati taas osaliselt erosiooni tulemusel 530 miljonit aastat hiljem Kvaternaari eel. Ainult kraatri põhjaosa ringvall (par-autohtooned ja allohtooned bretšad) ja kraatritäite ülemine osa on tänapäeval avatud madalmere põhjas ning seda on võimalik uurida. Neugrundi impaktbretša materjali on võimalik koguda ka rändrahnudena Lääne-Eesti mandril, saartel ja rannikul (kus kokku on loetud ~1000 erraatilist rahnu). Interpreteerides K. Suuroja ja S. Suuroja (2002) kirjeldust, on Neugrundi kraatrist pärit kivimite hulgas võimalik eristada: peeneteralisi daikitüüpi allohtoonseid bretšasid kraatrivalli kristalsetes kivimites, autohtoonseid bretšasid (kraatrivalli bretšastunud kristalsed kivimid) ja bretšastunud sette kivimeid (savi, aleuriit ja liivakivi) (Suuroja ja Suuroja, 2002).

Åvike kraater (joonis 4) tekkis Eelkambriumi moonde- (gneisid vanusega 1,8 Ga) ja magmakivimitesse (graniidid vanusega 1,8 Ga), mis olid kaetud dateerimata, võimalik et Mesoproterosoiliste Jotniumi liivakividega. Tänapäeval on struktuur enamjaolt kaetud veega. Åvike lahe batümeetriline sügavus on ~100 meetrit ja kraatri keskkõrgendiku suhteline kõrgus ~30 meetrit. Kraatrit täitnud bretšastunud materjal on tõenäoliselt ära kantud liustike poolt. Säilunud on kraatripõhja purustatud kivimid ja hilisemad setted, mis täidavad nüüd kraatrit. Uuritud materjal on kogutud Åvike lahe kaldalt paljandist, mis oma päritolult võivad kuuluda nii allohtoonsete bretšade kui ka impaktbretša daikide gruppi Stöffler'i ja Grieve (1994) klassifikatsiooni alusel. Impaktbretša klastid ja maatriks on moodustunud sette- ja kristalsete kivimite (magma- ja moondekivimite) arvel.



Joonis 2. Kärda kraatri läbilõige (Suuroja, 1999; Puura jt., 2004 alusel). 1 = kattev kompleks (Kvaternaari ja Kesk-Ordoviitsiumi setted); 2 = impakteeelne Alam-Ordoviitsiumi lubjakivi; 3 = deformeeritud settekate; 4 = täitev kompleks (savikas lubjakivi ning turbitiidid); 5 = impaktbretšad; 6 = ümberpaigutatud kraatrialune vundament; 7 = purustatud aluskord; 8 = kergelt deformeeritud sihtkivim; 9 = väljapaiske materjali kiht; 10 = uuritud materjali asukoht.

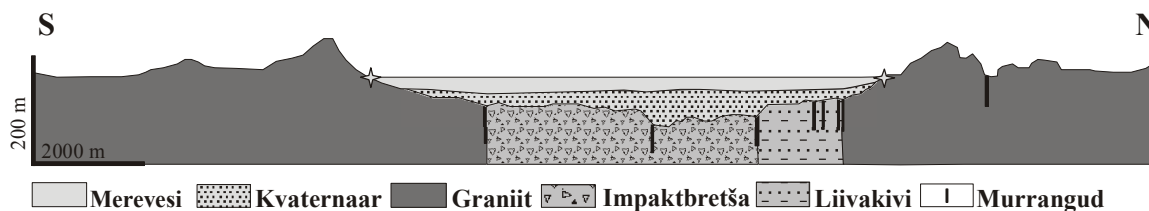


Joonis 3. Neugrundi kraatri läbilõige (Suuroja ja Suuroja, 2000 alusel). 1 = merevesi; 2 = Kvaternaari setted; 3 = Kesk- ja Vara-Ordoviitsiumi lubjakivid; 4 = Vara-Ordoviitsiumi terrigeensed kivimid; 5 = impaktijärgsed Vara-Kambriumi terrigeensed kivimid; 6 = impakteeelised Vara-Kambriumi ja Vendi terrigeensed kivimid; 7 = Kambriumeelse aluskorra metamorfseid kivimid; 8 = kraatrit täitev kompleks; 9 = eeldatavalt impaktbretšad; 10 = väljapaiske materjali plokid; 11 = rikutud setteline sihtkivim; 12 = murrangud; 13 = väljapaiske materjali kiht; 14 = uuritud materjali tõenäoline lähtekoht.



Joonis 4. Vaade Ävike kraatrist (T. Flodeni foto).

Sarnane areng on olnud ka ~500-1200 Ma vanusel Lumparni kraatril (joonis 5), kuigi seal on sihtkivimiks porfüürne kuni jämedateraline ~1,57 Ga vanune rabakivi graniit. Lisaks on leitud purustatud tõenäoliselt Jotniumi vanusega kattekihte. Jotniumi liivakivisid ei leitud kraatrist puurimiste käigus. Enamik kraatrit täitnud bretšasid on tõenäoliselt liustiku poolt erodeeritud. Säilunud on kraatripõhja polümükted par-autohtoonsed impaktbretšad, allohtoonsed kraatrit täitvad bretšad ja daikid (Abels, 2003). Impaktstruktuur on täielikult veega kaetud ning ilma teadaoleva keskkõrgendikuta, mis võib olla põhjustatud impaktijärgsetest plokilistest tektoonilistest liikumistest (Abels jt., 1998).



Joonis 5. Lumparni kraatri läbilõige (modifitseeritud Abels, 2003 alusel). Tähekestega on märgitud uuritud materjali päritolu põhimõtteline asend.

Eelnenud kraatrite kirjeldustest lähtuvalt võib öelda, et uuritud kraatritel on nii sarnasusi kui erinevusi. Kõige suurema hulga materjalidega on esindatud Kärdla kraater, kuna seda on puurimistega hästi uuritud ja tänu kiirele impaktijärgsele mattumisele on seal säilunud peaegu kogu bretšade läbilõige. Suhteliselt hästi võib olla säilunud ka Neugrundi kraatri materjal, aga kuna kraatris pole puurimisi teostatud, siis pole teada, mis on kraatri keskosas postimpaktse katte all. Lumparni ja Åvike kraatritel on säilunud osa kraatri põhja bretšadest, kogu ülejäänud kraatrit täitnud bretšastunud kivim on ära erodeeritud. Materjali kättesaadavuse alusel on uuritud kraatrites võimalik võrrelda eelkõige par-autohtonseid ja allohtonseid bretšasi.

3. Metoodika

Nagu eelnevalt juba kirjeldatud pärineb uuritud materjal neljast impaktstruktuurist:

- 1) Kärkla kraater (materjal pärineb puursüdamikest K-1, K-12 ja K-18),
- 2) Neugrundi kraater (materjal on kogutud rändrahnudest),
- 3) Åvike kraater (materjal on kogutud paljandist),
- 4) Lumparni kraater (materjal pärineb rändrahnudest ja puursüdamikust 28).

Magistritöös kasutatud autori poolt teostatud originaalse uurimustöö moodustavad: Kärkla impaktiitide makroskoopiline uurimus (Preeden, 2001), mikroskoopiline PDF-uuring (Preeden, 2002; Henkel jt., 2004; Puura jt., 2004) ning mikroskoopiline lõimise uuring (käesolev väitekiri).

Nimetatud kraatrite impaktbretšade maatriksirikkast (peenfraktsioon, mille terasuurus <2 mm) osast tehti õhikud. Maatriksist tehtud õhikuid uuriti tavalise valgusmikroskoobiga, milles määrati mineraloogiline koostis ja peamiste kivimitmoodustavate (kvarts; päevakivi, s. h. plagioklass ja kaaliumpäevakivi; vilk, s. h. biotiit ja muskoviit) mineraalklastide terasuurus ja kuju. Kokku uuriti 21 õhikut.

Metoodika täpseks terasuuruse mõõtmiseks õhikutes on mõnevõrra tinglik, kuivõrd terad pole piisavalt sfäärilised ning uuritavad lõiked on suvalised, s. t. ei vasta suurimale läbimõõdule. Mõõtes saan seega üksnes näivad suurused. Õhikus mõõdetud terasuurused on väiksemad kui sõelanalüüsil saadud. Järelikult on terad tegelikkuses suuremad ning paremini sorteeritud, kui nad paistavad õhikus (Lewis ja McConchie, 1994). Terasuurust väljendatakse tavaliselt pikima mõõtega osakesel. Igas õhikus tehti vähemalt 500 mõõtmist. Terade lugemisel kasutati teisendatud joonmeetodit (Galehouse, 1969), kus loeti ära iga joonele jääv tera, kuid lisaks mõõdeti tema pikim läbilõige ning ka terade vahele jääv mikromaatriks. Mikromaatriks on üldmõiste impaktbretša peenpurdsele (<0.02 mm) ja karbonaatsele täitematerjalile õhikus, mis täidab suuremate mineraali- ja kivimklastide vahesid. Terasuurused jagati fraktsioonidesse settekivimite terasuuruse klassifikatsiooni (joonis 6) alusel. Terasuurusi võrreldi kahel viisil: 1) valdav terasuurus ja 2) keskmine terasuurus. Valdav terasuurusvahemik on kõige suurema protsentuaalse sisaldusega terade suurusvahemik ning keskmine terasuurus iseloomustab lõimise aritmeetilist keskmist. Granulomeetrilise analüüsi tulemuste graafiliseks esitamiseks kasutati jaotuskõverat.

Lisaks hinnati terade kuju: ümardatud, nurgeline, ksenomorfne (käpeline) ja killuline. Antud töös kasutatud impaktbretšade klassifikatsioonist tulenevad mõisted on lahti seletatud (koos inglisekeelsete vastetega) lisa 1. Lisaks on lisa 2 võimalik näha kogu uuritud terasuuruste andmestikku.

Planaarsete deformatsiooni elemmentide (PDF-de) mõõtmiseks kvartsis kasutati Fjodorovi 4-teljelist lauakest standartsel viisil ja tulem kanti punktina stereograafilisele projektsioonile (Wulfi võrgule) (Sarantšina ja Koževnikov, 1985). Kvartsi optilise telje (c-telje) asend leiti samuti stereograafilisel projektsioonil kui optilise indikaatriksi kahe pealõike lõikepunkt. Saadud nurga väärtuse järgi määrati ka PDF-pinna kristallograafiline orientatsioon.

Joonis 6. Töös kasutatud terasuuruse klassifikatsioon (Sinisalu ja Kleesment, 2002 alusel).

KLASSIFI- KATSIOON <small>(Sinisalu&Kleesment, 2002)</small>		TERASUURUS	
		mm	φ
RAHN		8192	-13
		4096	-12
		2048	-11
		1024	-10
		512	-9
VEERIS	SUUR	256	-8
	KESKMINE	128	-7
	VÄIKE	64	-6
KRUIS	VÄGA JÄME	32	-5
	JÄME	16	-4
	KESKMINE	8	-3
	PEEN	4	-2
	VÄGA PEEN	2	-1
LIIV	VÄGA JÄME	1	0
	JÄME	0.5	+1
	KESKMINE	0.25	+2
	PEEN	0.125	+3
	VÄGA PEEN	0.063	+4
ALEURIIT, MÖLL	VÄGA JÄME	0.032	+5
	JÄME	0.016	+6
	KESKMINE	0.008	+7
	PEEN	0.004	+8
	VÄGA PEEN	0.002	+9
SAVI		0.001	+10

5. Šokkmetamorfismi efektid impaktkraatrite kivimites

Varasematel aegadel peeti maavälise objektide kokkupõrkeid (impakte) Maaga geoloogiliselt vähetähtsateks ning eksootilisteks protsessideks. Arusaam meteoriidide Maaga kokkupõrke-sündmuste tähtsusest on laienenud alates 1960ndatest aastatest (French, 1998). Selle muutuse põhjustasid inimeste uurimused päikesesüsteemist (teleskoopilised vaatlused ja kosmoselennud), mis näitasid, et kraatrite teke on oluliseks planeetide pinda kujundavaks protsessiks ning lisaks on leitud kindlaid tõendeid, mille abil kindlaks teha isegi väga vanu kraatreid. Nendeks tunnusteks on šokkmetamorfismi efektid, mis on loodud mineraalides šokilaine poolt. Kui tugev impakt loob sihtkivimis rõhkusi ≥ 100 GPa ja temperatuure $\geq 3000^\circ\text{C}$, siis maistes endogeensetes protsessides ulatuvad temperatuurid maksimaalselt 2000°C ja rõhud kuni 2 GPa-ni (Koeberl, 1997). Unikaalsed tingimused šokilaine keskkonnas loovadki impaktile iseloomulikke efekte šokist mõjutatud kivimeis ja mineraalides. Madalamad šokirõhud ($\sim 2\text{-}10$ GPa) põhjustavad omapäraseid megaskoopilisi löögikoonuseid sihtkivimeis (Milton, 1977; Roddy ja Davis, 1977). Kõrgematel rõhkudel ($>10\text{-}45$ GPa) tekib mineraalide kõrgerõhulisi polümorfseid modifikatsioone (eelkõige kvartsis ja päevakivides), tekivad ebataavalised mikroskoopilised deformatsioonelemendid. Veel kõrgematel rõhkudel (≥ 50 GPa) kivim sulab, kas täielikult või osaliselt ning rõhkudel ≥ 100 GPa kivim aurustub. Erilised ja veenvad tõendid toimunud meteoriidi impakti kohta on unikaalsed mikroskoopilised planaarsed deformatsiooni elemendid mineraalides (PDF-d), mis tekivad $\sim 10\text{-}45$ GPa rõhuga šokilaine tõttu (French, 1998). Impakti käigus tekivad sellised rõhud sihtkivimite plahvatuskeskmes. Tunduvalt mahukam osa kivimeid lihtsalt purustatakse. Nendest osa paisatakse kraatrist välja. Šokiefekte võib leida purustatud kivimites nii sees- kui ka väljaspool kraatrit. Šokkmetamorfismist mõjutatud kivimite mineraalides võib leida peamiselt nelja tüüpi deformatsioone (French, 1998): 1) painutatud ehk valtsitud vööndid vilkudes ja harva ka oliviinis ning pürokseenis (need võivad tekkida ka kõrgerõhuliste tektooniliste deformatsioonide käigus), 2) iseloomulikud planaarsed mikrostruktuurid kvartsis, päevakivides ja teistes mineraalides, 3) isotroopsed mineraaliklaasid ning 4) mineraalide sula.

Kahte tüüpi planaarseid elemente võib leida šokist mõjutatud mineraalides: planaarsed lõhed (PF) ja planaarsed deformatsiooni elemendid (PDF). PDF-e kivimit moodustavates mineraalides peetakse üldiselt šokkmetamorfismile viitavaks tõendiks (Stöffler ja Langenhorst, 1994; French, 1998).

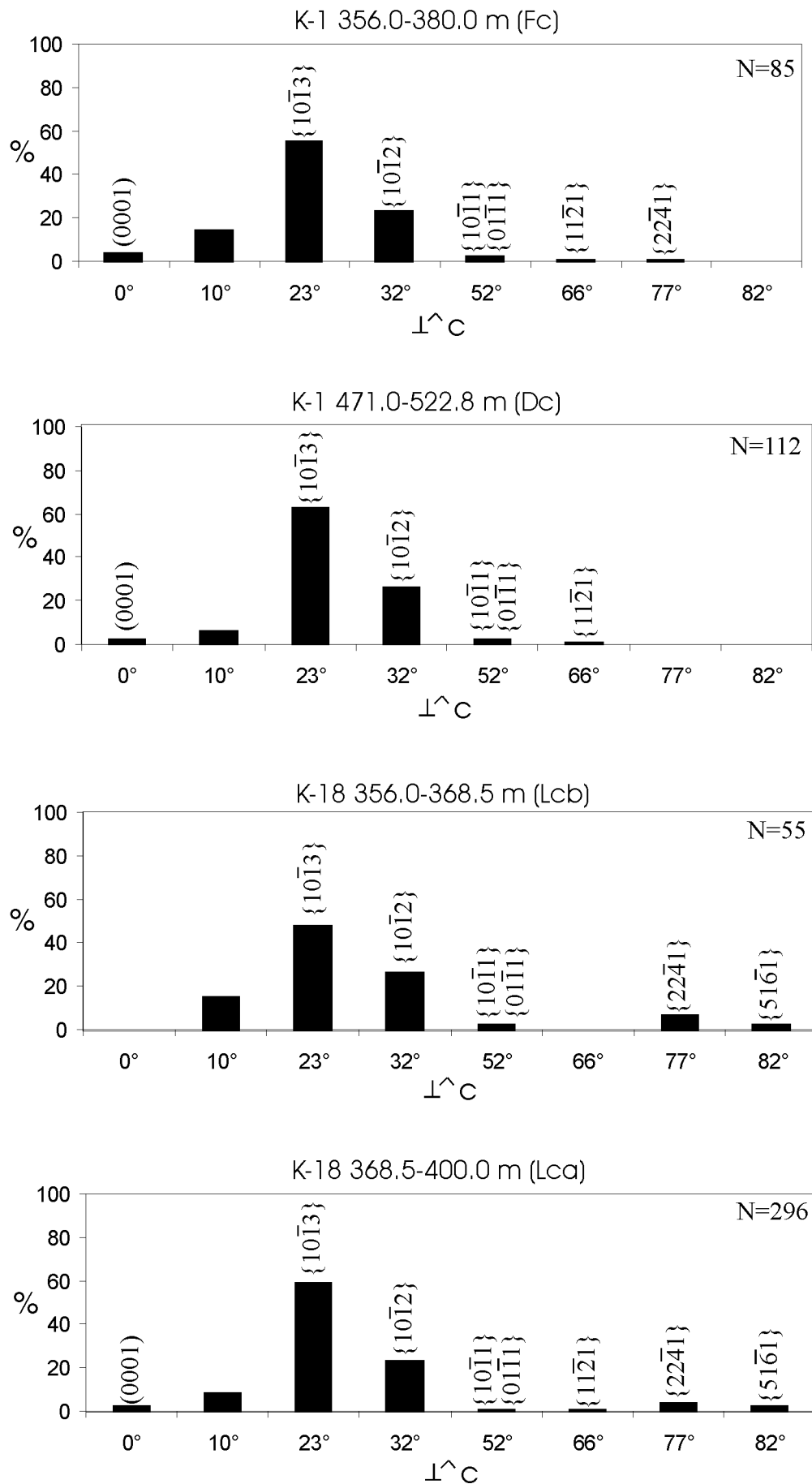
PDF-d on paljude tasapinnaliste, sirgjooneliste, paralleelsete mõrade ja lõhede süsteemid, mis tekivad suhteliselt madalal rõhul (~5-8 GPa) (Stöffler ja Langenhorst, 1994). Kuna neid võib harva kohata ka impaktiga mitte seotud keskkondades, siis pole nad unikaalsed impaktse päritolu tõestamiseks. Planaarsed deformatsiooni elemendid on mineraali struktuuri defektistumise vööndid, mis mikroskoobis avalduvad erakordselt kitsaste ja tihedalt paigutatunud (<2-10 μm), paralleelsete deformatsiooni joonte kogumikena (French, 1998). Kvartsis on kõige levinumad orientatsioonid: (0001), {1013}, {1012} ja {1011}. Eksperimentaalsed ja geoloogilised uuringud näitavad, et PDF-d tekivad kvartsis rõhkudel 7-35 GPa. Kristallograafilisele orientatsioonile {1013} paralleelsed PDF-d tekivad rõhul ~7-10 GPa, paralleelsed suunale {1012} aga ~20 GPa rõhu juures. Kõrgematel rõhkudel (20-35 GPa) PDF suundade arvukus kasvab kuni rõhul üle 35 GPa hakkab tekkima diaplektne klaas. PDF-e on nii dekoreeritud kui dekoreerimata. Termin dekoreeritud PDF tähistab fluidisuletiste joonelist levikut piki tasapinnalisi mikrolõhesid (Stöffler ja Grieve, 1994).

6. Tulemused

6.1. Šokkmetamorfismi efektid uuritud kraatrite kivimites

Kärdla ja Åvike kraatrites on PDF-uuring teostatud käesoleva töö autori poolt. Neugrundi kraatrist pärinevatest paladest valmistatud õhikutes autor PDF-e kvartsis ei leidnud. Lumparni kraatri bretšastunud Jotniumi liivakivi õhikus võis näha paari klasti PDF-dega, kuid kahjuks polnud võimalik nende suunda mõõta. Lisaks on autori poolt teostatud PDF-uuring veel kahes oletatavas Rootsis asuvas impaktstruktuuris: Doublon (Lilljequist ja Preeden, 2004 trükis) ja Gallejaur, kus mõlemas tuvastati PDF-de olemasolu, ent millede tulemusi käesolevas töös ei kirjeldata.

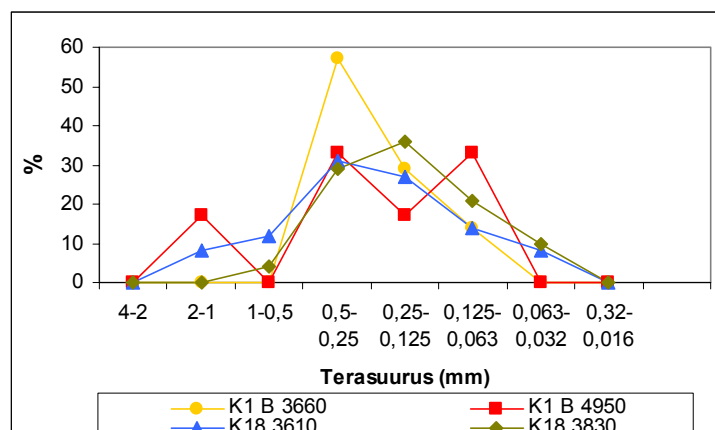
Kärdla kraatris võib šokkmetamorfismi efektidena jälgida: löögikoonuseid, valtsitud biotiiti, PF-e ja PDF-e kvartsis ning päevakivides. PDF-uuringu tulemusi kvartsides on kirjeldatud autori bakalaureuse töös (Preeden, 2002), mida hiljem mõnevõrra täiendati. Lähemalt uuriti 37 õhikut, millest 20 pärineb puursüdamikust K-1 (sügavuselt 366,0-588,7 m) ja 17 õhikut puursüdamikust K-18 (sügavuselt 361,0-400,5 m). Uuritud kvartsi terade arv K-1-s oli 152 ning mõõtmiste arv 197 (mõõtmiste arvu tõstab PDF-i kahe- või kolmesüsteemsus); terade arv K-18-nes oli 288 ning mõõtmiste arv 351. PDF-d kvartsi terades on tavaliselt ühe- või kahesüsteemsed, harvem kolmesüsteemsed. Mõlema puursüdamiku PDF-de orientatsioonide reas võib näha sarnasusi, domineerivad kaks suunda {1013} ja {1012}, lisaks leidub teisi kristallograafilisi orientatsioone nagu (0001), {1011}, {1121}, {2241} ja {5161} (joonis 7). PDF-de dekoratsiooni intensiivsus fluidi suletistega on nõrk. Selgelt võib välja tuua ka tendentsi, et mida sügavam struktuuri tase, seda harvemaks jäävad PDF-e sisaldavad kvartsid, kuni neid enam ei leidu parautohtoonses bretšas. Puursüdamikus K-1 ei leidu PDF-e kvartsis alates sügavusest ~540 meetrit. Kõige enam on aga PDF-d levinud ~370 meetri sügavusel. Puursüdamikus K18 ei leidu PDF-e kvartsis alates sügavusest ~400 meetrit. Kõige enam leidub aga sügavustel 360-380 meetrit. PDF-dega kvartsi terasid on nii kristalsetest klastidest moodustunud bretšas, kuid harva ka settekivimist moodustunud bretšas (väljapaiske liivakivis puursüdamikus K-19). Puursüdamikust K-12 uuritud kahes õhikus PDF-e kvartsis leida ei õnnestunud. Küll võis näha aga planaarseid lõhesid kvartsis ja päevakivis ning kvartsi mosaiigistumist. Kuna valdavad orientatsioonid {1013} ja {1012}, siis Grieve ja tema kolleegide (1996) andmetel võis tekkimisaegne rõhk olla vahemikus 20-35 GPa ja temperatuurid 150-300°C.



Joonis 7. Kvartsis mõõdetud PDF-suundade jaotumus (%-des) kesendatud kvartsile tüüpiliste deformatsioonisuundade ümber puursüdamikes K-1 ja K-18. N=mõõtmistearv.

Käesoleva töö autori poolt on mõõdetud ka PDF-e sisaldavate kvartsi terasuurus (joonis 8). PDF-e sisaldavd kvartsi terad (75 mõõtmist) on Kärkla kraatri bretšades suhteliselt ümarad ja terasuurused valdavad vahemikus 0,5-0,125 mm, keskmine on 0,3 mm.

Joonis 8. Terasuurused PDF-dega kvartsi teradel Kärkla kraatris.



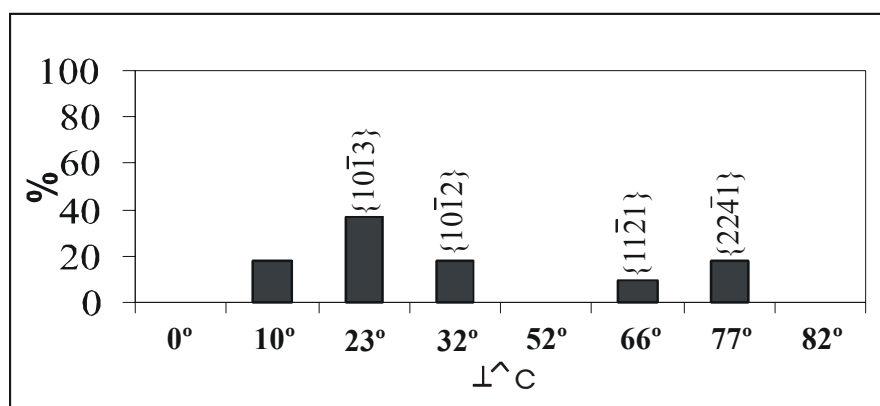
PDF-e sisaldavad kvartsid on sageli suuremad ning ka suhteliselt ümardatud. Selle alusel võib oletada, et selline PDF-dega kvarts pärineb settekivimist, mis sobib hästi kokku kraatri tekke mehhaanikaga. Kuna kõige enam on šokilainest mõjutatud just need kivimid milleni laine esimesena jõuab ning mida eemale plahvatustsentrist, seda väiksem on olnud dünaamiline rõhk (French, 1998).

Neugrundi kraatris on šokkmetamorfismi tunnuseid uuritud Loode-Eesti rannikult, Osmussaarelt ja Ida-Saaremalt leitud gneissbretšade rahnudes, mis tõenäoliselt pärinevad Neugrundi kraatri ringvallilt (Suuroja jt., 1996). Õhikute mikroskoopilise uuringu käigus (Suuroja ja Suuroja, 2000) leiti bretšade peenpurdse materjali mõningates mineraalides (kvarts, päevakivid, vilgud) selgeid šokkmetamorfismile viitavaid tunnuseid (kvartsi mosaiigistumine, planaarsed lõhed ning üksikud nõrgalt väljakujunenud ühesuunalised planaarsed elemendid, osaline isotroobistumine). Planaarseid deformatsiooni elemente kvartsis leiti 20 õhikust. Õhikud valmistati klastiderikkast impaktbretšast, mis pärinevad nii kraatrivallilt kui väljapaiske materjalist. Neugrundi kraatri materjalis esineb PDF-e kvartsis siiski harva ja nad on kehvalt arenenud, peamised suunad $\{1013\}$ ja (0001) (Suuroja ja Suuroja, 2000). Käesolevas töös uuritud neljas Neugrundi kraatri õhikus planaarseid deformatsiooni elemente kvartsis ei õnnestunud leida, küll võis aga jälgida kvartsi mosaiigistumist.

Åvike kraatris võis šokkmetamorfismi efektidest jälgida kvartsi mosaiigistumist, muskoviidi valtsitust, planaarseid lõhesid päevakivides ja kvartsis ning planaarseid deformatsiooni elemente kvartsis. Autori PDF-uuringu tulemusi on kirjeldatud ka 2004. aastal ilmuvas artiklis (Henkel jt., 2004).

Uuritud 25-st õhikust leiti kvartsis esinevaid planaarseid deformatsiooni elemente neljas õhikus. PDF-d kvartsi klastides on enamasti ühesüsteemsed, väga harva kaheüsteemsed ning nõrgalt või siis üldse mitte dekoreeritud. PDF pindade vahekaugus varieerub 5-8 μm -ni. Lisaks planaarsele deformatsiooni elementidele leidub kvartsis ka hästi arenenud planaarseid lõhesid. PF pindade tihedus on $\sim 15 \mu\text{m}$. Kvartsid, mis sisaldasid PDF-e, pärinesid nii kristalsete kui ka sette kivimi klastidest, valdas viimane tüüp. Kristallograafilised orientatsioonid mõõdeti 4 õhikus 11-nes kvartsi teras. Peamisteks suundadeks olid $\{10\bar{1}3\}$, $\{10\bar{1}2\}$, $\{11\bar{2}1\}$ ja $\{22\bar{4}1\}$ (joonis 9).

Joonis 9. Åvike kraatri kvartsis mõõdetud PDF-suunad.



Kui valdab orientatsioon $\{10\bar{1}3\}$ ning teisi suundasid leidub vähem, siis võis (Grieve jt., 1996; French, 1998 alusel) tekkimisaegne rõhk olla $>15 \text{ GPa}$ ja temperatuurid 100-170°C. Kogutud palad, millest õhikud valmistati, ei peegelda tõenäoliselt ka kraatri tsentris olnud rõhkusid, pigem kraatri põhja lähedasi, kuna kraater on sügavalt erodeeritud. Tegelikud maksimaalsed rõhud kraatri keskosas olid tunduvalt kõrgemad. PDF-de leidudega uuritud õhikute kvartsis saadi kindlaid tõendeid sellele, et Åvike puhul on tegemist impaktkraatriga.

Lumparni kraatris viitavad esimesena šokkmetamorfimile löögikoonused, mida võib näha Lumparni lahe lõuna ja edela kaldal, lisaks leidub arvukalt bretša laike ja daike (Abels, 1998). Mikroskoopilisi šokkmetamorfismi elemente on leitud puursüdamikest 26-29 (Lehtinen, 1995; Mannola, 1997). Šokkmetamorfismi efektidena on jälgitavad planaarsed lõhed ja deformatsiooni elemendid kvartsis ning päevakivides, biotiidi valtsimine, mosaiigistumine kvartsis ja päevakivides, diaplektne kvarts ning kohati esinev sulamaterjal. Puursüdamiku 26 parautohtonsetes kivimites võib leida kuni kaheüsteemseid, kohati dekoreeritud, suhteliselt pidevaid PDF-e (Mannola, 1997).

Lisaks täheldati ka, et PDF-de arvukus vähenes sügavuse suunas ning puursüdamiku sügavamas osas (alates 96,8 m) polnud PDF-e sisaldavaid klaste enam võimalik leida. Lisaks leiti PDF-e päevakivides.

Käesolevas töös uuritud õhikutes võis näha planaarseid lõhesid kvartsis ja päevakivis, kvartsi mosaiigistumist ning üksikuid PDF-e, millede suunda aga kahjuks mõõta ei õnnestunud. Ka polnud võimalik kätte saada asjakohast magistritööd (Mannola, 1997), milles olevat täpselt kirjeldatud, mis kristallograafilised suunad on levinud selles kraatris ning seega pole siinkohal võimalik anda hinnangut tekkeagele rõhule ja temperatuurile.

Planaarsete deformatsiooni elementide sisaldus ja nende leiud uuritud impaktbretšades on erinevad. Kõige enam on uuritud ja leitud PDF-dega kvartsi Kärkla kraatri allohtoonsetest bretšadest. Uuritud kivimites leidis PDF-e sisaldavaid kvartsi klaste veel Åvike ja Lumparni materjalides. Neugrundi kraatrist pärit paladest neid kahjuks leida ei õnnestunud. Aga see on ka arusaadav, kuna PDF-e sisaldavate terade levik on väike ja suhteliselt limiteeritud. Kärkla kraatris polnud võimalik leida PDF-e par-autohtoonsetest kivimitest ning PF-e leidis väga vähe puursüdamiku K12 bretšades. Kõige intensiivsem levik PDF-del on keskkõrgendiku läheduses, sama on täheldatud ka Lumparni kraatris (Abels, 2003). Kuna teistes uuritud kraatrites on kraatrit täitev materjal peamiselt ärakantud (Åvike ja Lumparn) või siis kaetud (Neugrund), on ka PDF-e sisaldavate kvartside leiud harvad. Kärkla kraatri materjalide alusel võib aga järeldada, et PDF-de sisaldus terasuuruse jaotust ei mõjuta. Maatriksi terasuurus on sõltumata bretšatüübist ning PDF-de esinemisest (seega ka šokirõhust) ühesugune.

6.2 Impaktbretšade maatriksi lõimis

Kärdla kraater

Sihtmärk koosnes neljast kihist: vesi, kõvad lubjakivid, pehme silikaatne purdmaterjal, kristalne aluskord. Aluskord koosneb Eelkambriumi vanusega moonde- ja magmakivimitest, mida impakti hetkel kattis ~120 meetri paksune Kambriumi pehmete terrigeensete kivimite (silikaatpurdsede) ja 20 meetri paksune Ordoviitsiumi karbonaatsete kivimite kiht. Kuna kraater ja selle lähem ümbrus mattus setete alla koheselt peale impakti, siis on impaktiga seotud kivimid säilunud suhteliselt hästi ja neid on uuritud enam kui 150 puurauguga kraatris ja selle ümbruses (Suuroja ja Suuroja, 2002).

Käesolevas töös uuritud materjal pärineb kolmest puursüdamikust: K-1, K-12 ja K-18. Puursüdamike materjal on jaotatud peamiselt koostiselise varieeruvuse alusel litoloogilisteks üksusteks (Puura jt., 2004).

Puursüdamik K-1

See on Eesti sügavaim puurauk (815,5 m), mis läbib Kärdla kraatrisüvikut. Puursüdamik (bretšakihi+purustatud aluskord) on jagatud seitsmeks litoloogiliseks üksuseks (Ab, Bb, Cc, Dc, Es, Fc, Gs+Hc) (joonis 10 leht 1 ja 2). Uuritud õhikud pärinevad kolmest üksusest Cc, Dc ja Fc.

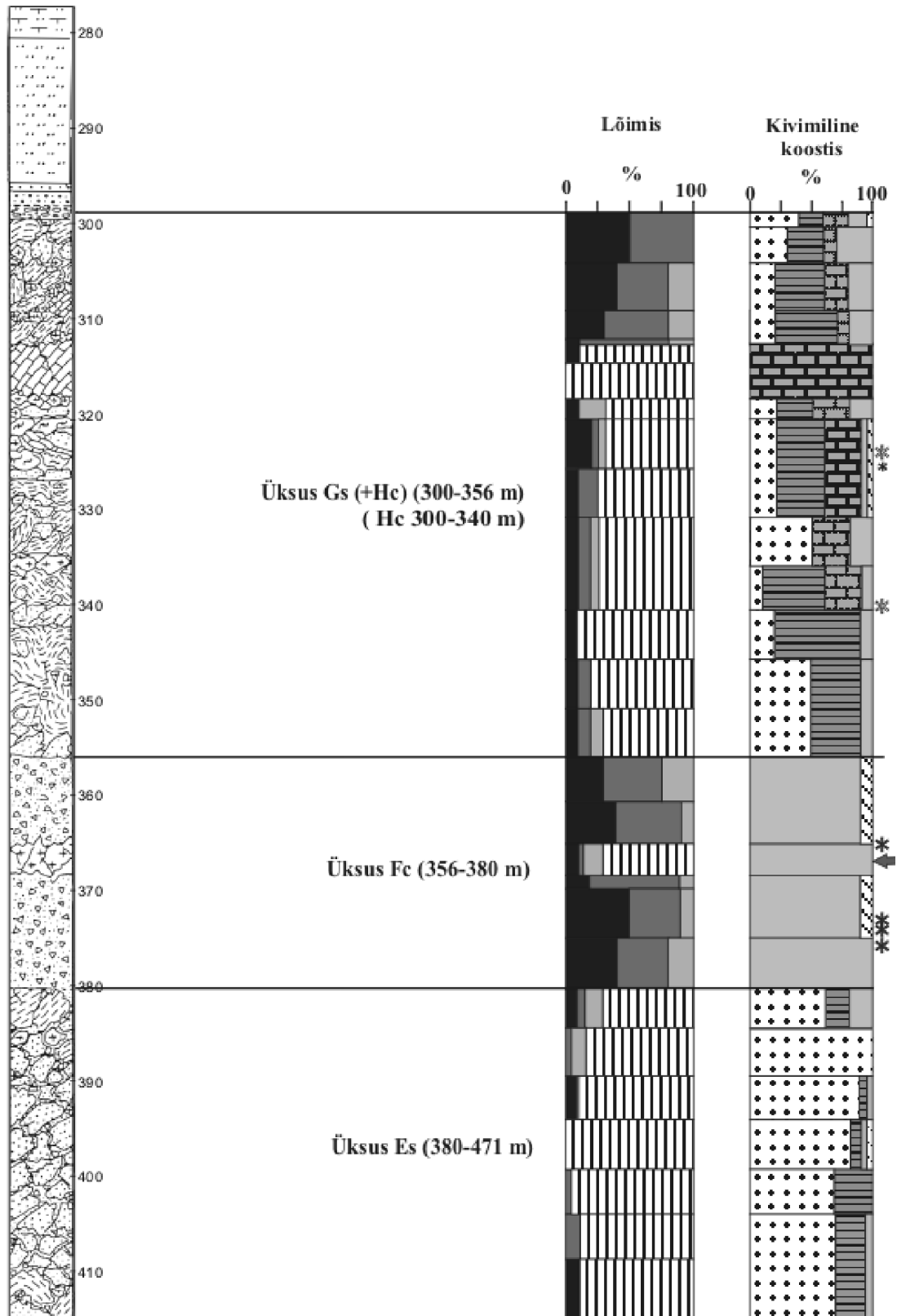
Cc (522,8-589,0 m) par-autohtoonne bretša

Bretšastunud kristalne kivim, mis on maatriksirikas vahemiku alumises ja klastirikas ülemises osas. Moodustunud graniitsete ja amfiboliitsete kivimite arvel.

Sellest vahemikust on kaks õhikut: K1 A 5845 ja K1 A 5560.

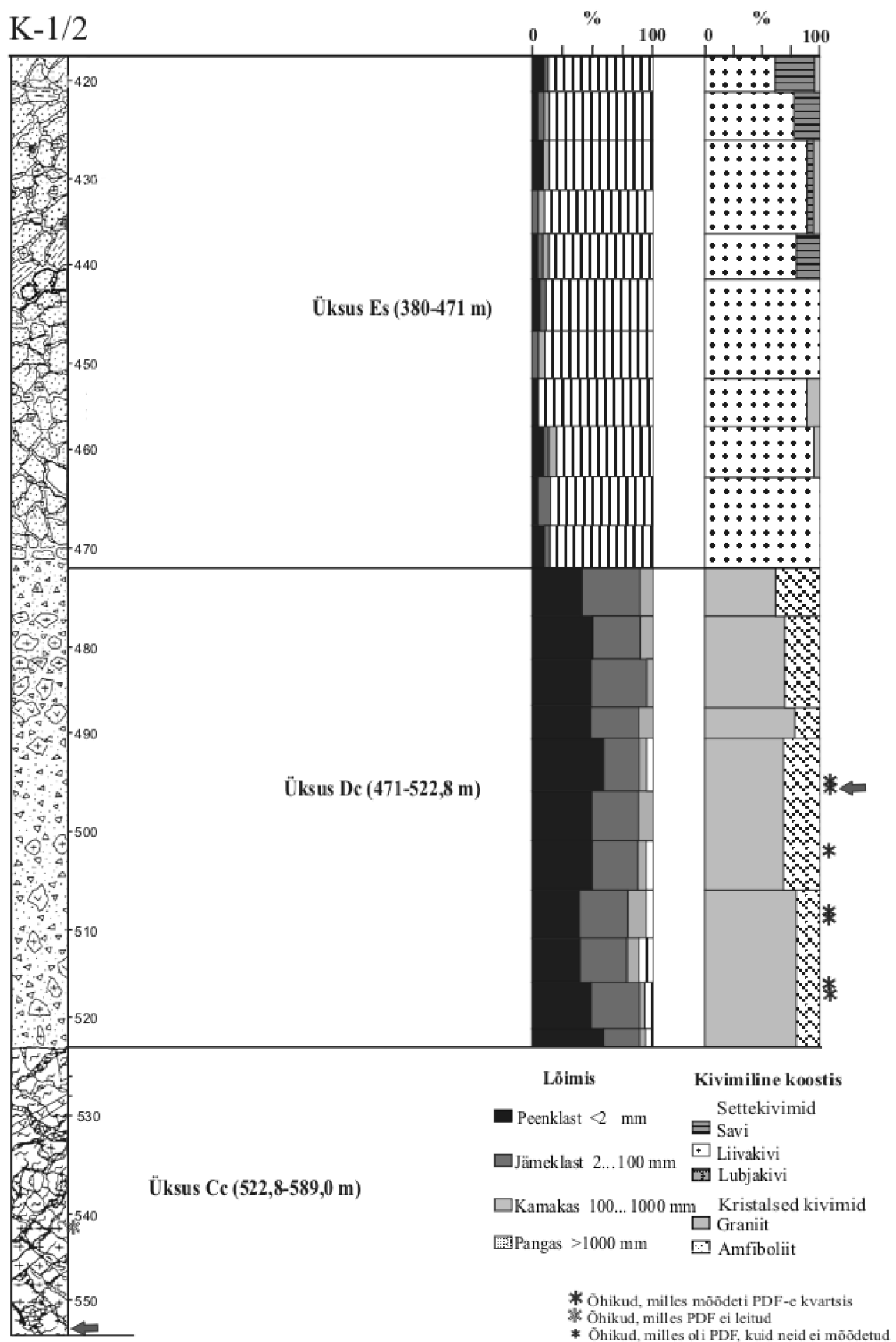
Õhik K1 A 5845 (joonis 11a) Mineraaliklastidest valdavad kvartsi killud (58%/37%) (279 mõõtmist), mis on väga erineva kuju ja suurusega, kustuvad nii laineliselt kui mosaiikselt. Planaarseid deformatsiooni elemente (PDF-e) ei leidu. Terasuurus on valdav vahemikus 0,125-0,063 mm (joonis 12), aritmeetilise keskmisega 0,20 mm. Mikrokliini killud on suhteliselt värsked, kohati deformeeritud kaksistumisvõrega. Plagioklass on kohati täielikult asendunud muldjate kaaliumpäevakivi ja hematitsete agregaatidega. Päevakivide (147 mõõtmist) terasuurus kõrgub põhiliselt vahemikus 0,25-0,125 mm (joonis 13) ning keskmine terasuurus on 0,25 mm. Biotiit (55 mõõtmist) on valtsitud, harva kloriidistunud.

K-1/1

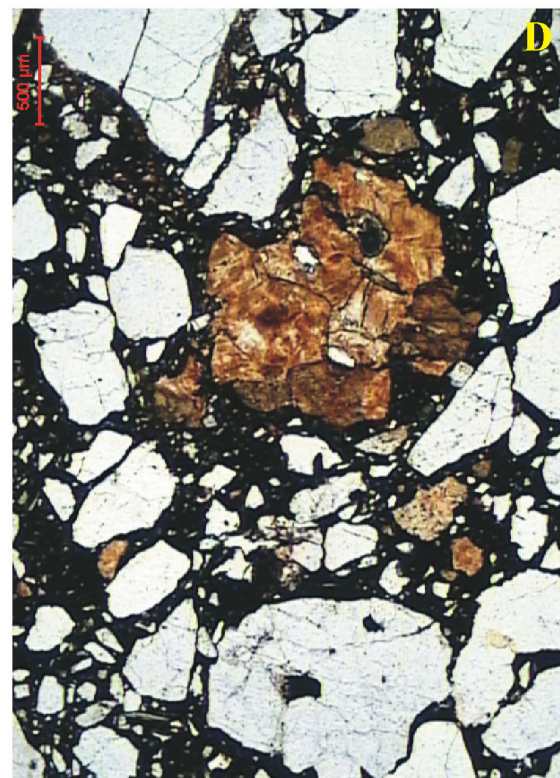
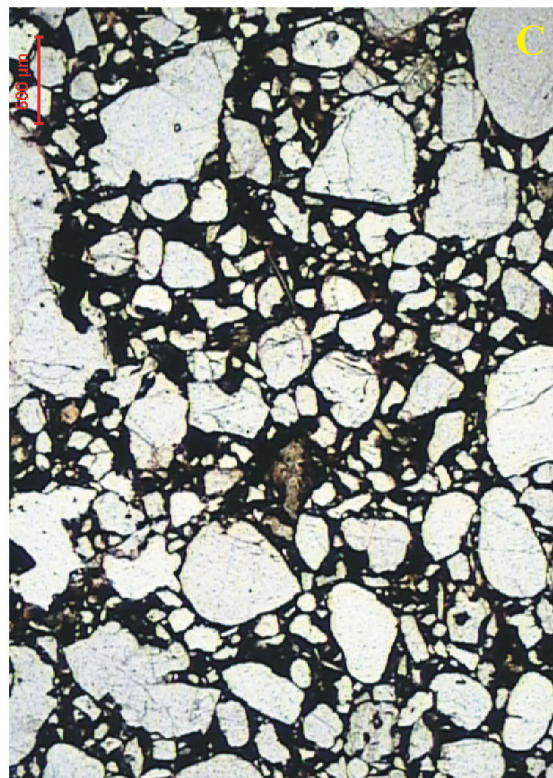
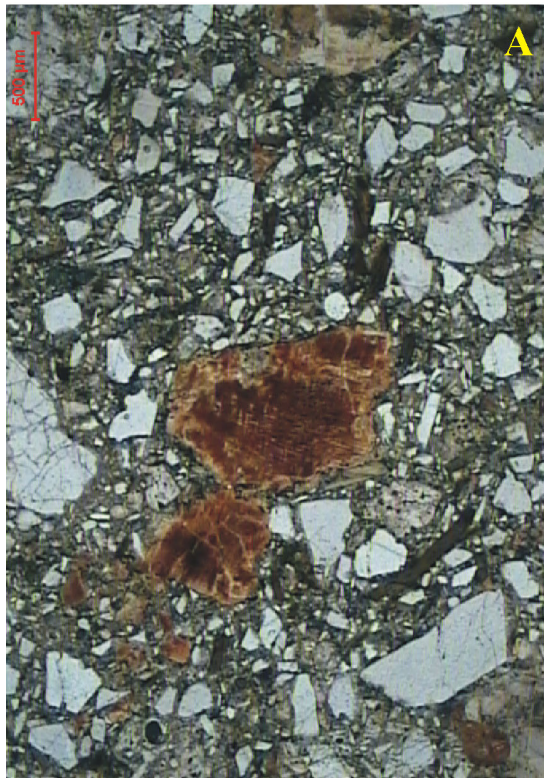


Joonis 10 leht 1. Impaktiitide klastide lõimis, kivimiline koostis [modifitseeritud K. Suuroja (1996) ja S. Suuroja (1999) alusel]. Nooltega märgitud terasuuruse uuringuga õhikute paiknemine. Järg leheküljel 27.

K-1/2



Joonis 10 leht 2.



Joonis 11. Mikrofotod (pildistanud U. Preeden): a) par-autohtoonse bretša maatriks (õhik K1 A 5845), b) PDF kvarts allohtoonse bretša maatriksis (õhik K1 B 3660), c) allohtoonse bretša maatriks (õhik K12 B 4115), d) peamiselt settekivimi arvel moodustunud allohtoonse bretša maatriks (õhik K12 B3910).

Biotiidi terasuurus on valdav vahemikus 0,125-0,063 mm (joonis 14), keskmine terasuurus on 0,16 mm. Bretša mikromatriks koosneb peamiselt samade purustatud mineraalide klastidest ja selle hulk õhikus on suurusjärgus 36%.

Õhik K1 A 5560 Kvartsi klastid (46%) (207 mõõtmist) on selles õhikus erineva kuju (alates ümaratest kuni nurgeliste kildudeni) ja suurusega. Klastide läbimõõt on valdav vahemikus 0,125-0,063 mm (joonis 12), keskmine terasuurus on 0,14 mm. PDF-e ei leidu. Mikrokliin on kohati ebakorrapärase võrelise kustumisega. Plagioklassi arvel arenenud libelised submikroskoopilised muldjad massid, kohati on säilinud reliktné polüsünteesiline kaksistumine. Päevakivide (90 mõõtmist) terasuurus valdab vahemikus 0,25-0,125 mm (joonis 13), keskmine terasuurus 0,34 mm. Valtsitud, kloriidistunud biotiit (150 mõõtmist) on kohati orienteeritud jooneliselt, kohati fluidaalselt teiste terade vahel. Mineraaliklastidest on biotiiti selles õhikus suhteliselt rohkelt (34%). Terasuurus on valdav vahemikus 0,25-0,125 mm (joonis 14), keskmine terasuurus on 0,20 mm. Mikromatriksi hulk õhikus on 34%.

Dc (471,0-522,8 m) kristalsetest kivimitest moodustunud maatriksirikas allohtoonne bretša.

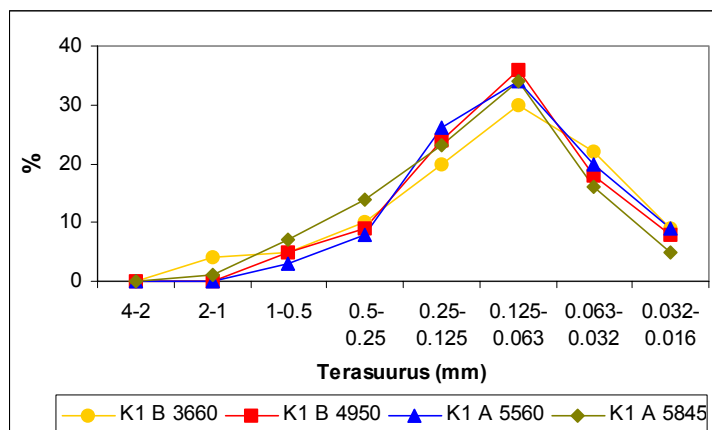
See on kristalsetest kivimitest pärit maatriksirikas bretša, maatriksi osakaal 40-60%. Klastid on peamiselt graniitsed, vähem amfiboliitsed. Sellest vahemikust on terasuurusi mõõdetud ühes õhikus K1 B 4950.

Õhik K1 B 4950 Kvarts (234 mõõtmist) on nii mosaiikse kui lainelise kustumisega, väga erineva kujuga (vähem ümardatud kui eelmistes õhikutes). Terasuurus on valdav vahemikus 0,125-0,063 mm (joonis 12), keskmine terasuurus on 0,14 mm. Kvartsi hulk teiste mineraaliklastide suhtes 51%. Võimalik näha ühesüsteemsete PDF-dega kvartsi klaste (8 mõõtmist). PDF-dega kvartsi klastid on tavaliselt suuremad. Domineerivat suurusvahemikku selles õhikus ei ole. PDF-dega kvartsi klaste leidub vahemikus 2-0,063 mm. Mikrokliini klastidest on paremini säilinud väiksemad killud, suuremad on tihti ebaselge võrega ja raua oksiid-hüdroksiidist roostekarva. Plagioklassid on harva säilinud, enamasti on nad levinud muldjate pseudomorfoosidena. Päevakivide (175 mõõtmist) terasuurus valdab vahemikus 0,25-0,125 mm (joonis 13) ning keskmine on 0,28 mm. Biotiit (44 mõõtmist) on kohati kloriidistunud ja valtsitud, keskmine terasuurus 0,23 mm, valdab terasuurus vahemikus 0,25-0,125 mm (joonis 14). Mikromatriksi osakaal õhikus on 38%.

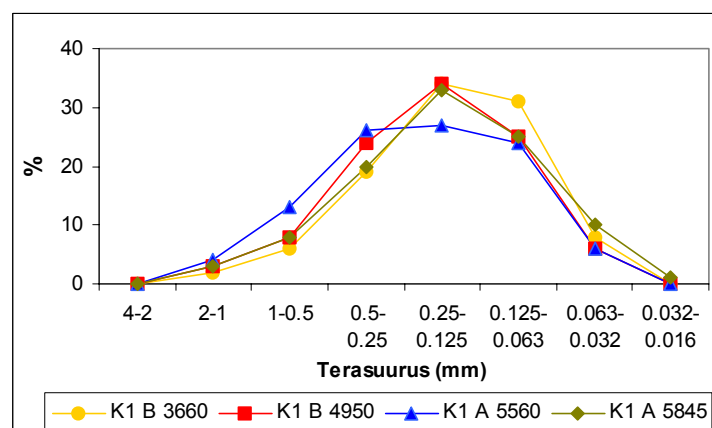
Fc (356,0-380,0 m) kristalsetest kivimitest moodustunud maatriksirikas allohtoonne bretša, mille keskmises osas esineb suuri graniidiplokke. Paiguti on näha kloriidistunud savikivimi kilde. Sellest vahemikust on uuritud ühte õhikut K1 B 3660.

Õhik K1 B 3660 (joonis 11b) Kvarts (276 mõõtmist) on väga erineva kuju ja suurusega. Kustub enamasti laineliselt, vahel ka mosaiikselt. Üldiselt on kvartsi terad suhteliselt nurgelised, suuremad terad on natuke rohkem ümarad. Leidub PDF-e. Kvartsi terasuurse valdav vahemik on 0,125-0,063 mm (joonis 12), keskmine on 0,19 mm. PDF-dega kvartsi (9 mõõtmist) klastide terasuurus on üldisest veidi suurem, valdavalt vahemikus 0,5-0,25 mm. Mikrokliin on enamasti ebaselge võrelise kustumisega ning kohati roostekarva värvunud raua oksiid-hüdroksiidist. Plagioklassi arvel on arenenud libelised submikroskoopilised massid, leidub ka üksikuid paremini säilunud klaste, milles on näha kaksistumist. Päevakivide (167 mõõtmist) terasuurus valdab vahemikus 0,25-0,125 mm (joonis 13), keskmine terasuurus on 0,21 mm. Biotiit (56 mõõtmist) on valtsitud, sageli kloriidistunud ning terad on väga erineva suurusega. Valdav terasuurus on vahemikus 0,125-0,063 mm (joonis 14) ja keskmine terasuurus on 0,21 mm. Mikromaatriks on hästi peeneteraline, koosneb tõenäoliselt samade mineraalide klastidest ja savimineraalidest ning selle hulk õhikus on 38%.

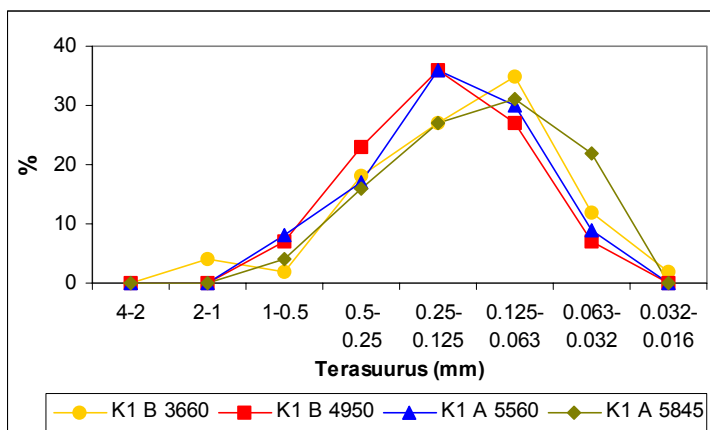
Joonis 12. Kvartsi terasuurus Kärkla kraatri puursüdamiku K-1 impaktbretšade maatriksis.



Joonis 13. Päevakivide terasuurus Kärkla kraatri puursüdamiku K-1 impaktbretšade maatriksis.



Joonis 14. Biotiidi terasuurus Kärkla kraatri puursüdamik K-1 impaktbretšade maatriksis.



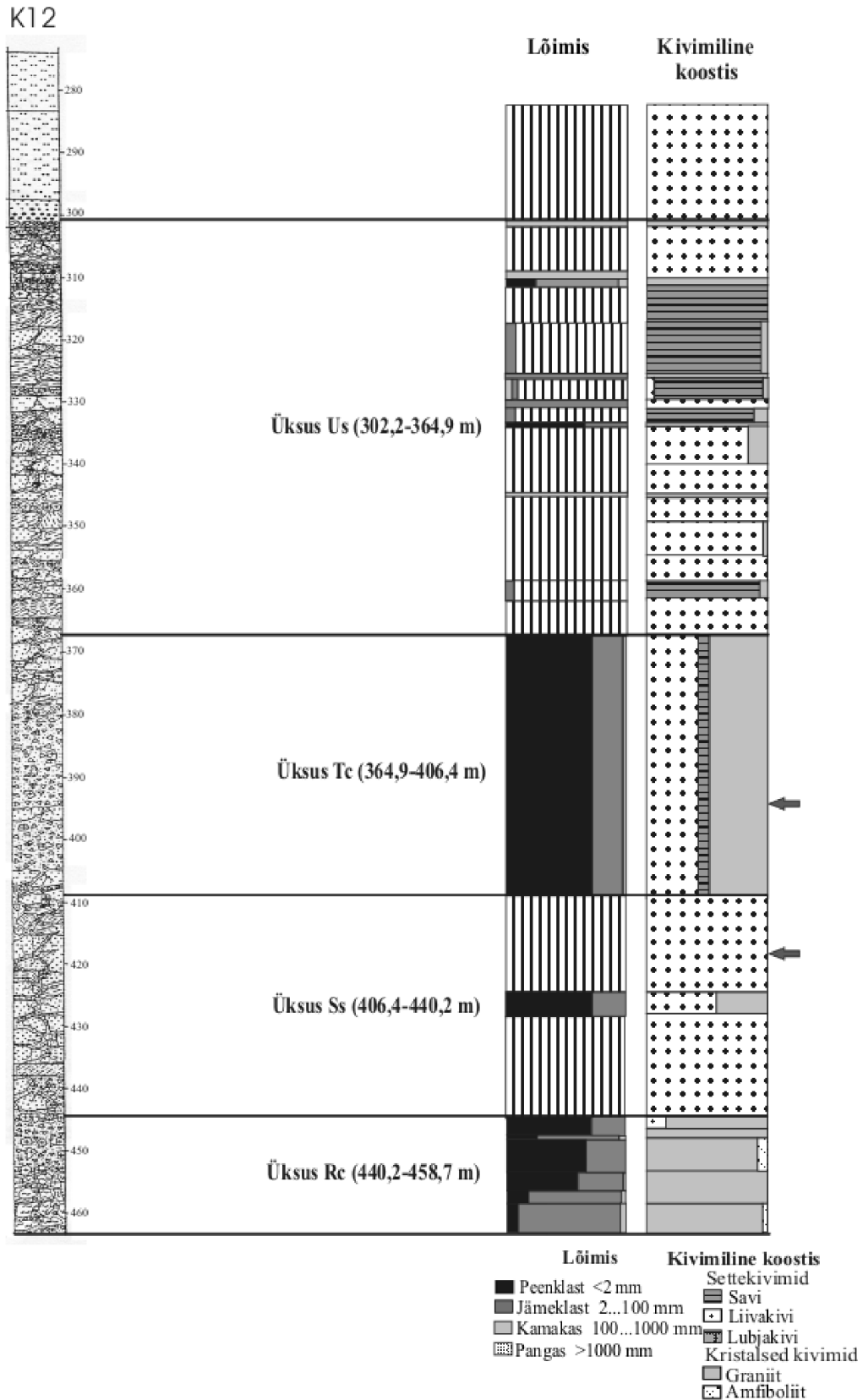
Puursüdamik K-12

Puursüdamik K-12 (458,7 m) on jaotatud koostiselise varieeruvuse alusel neljaks litoloogiliseks üksuseks (Rc, Ss, Tc, Us) (joonis 15). Uuritud õhikud pärinevad kahest üksusest Ss ja Tc.

Ss (406,4-440,2 m) allohtoonne bretša. Kivimi klastidest domineerivad selgelt liivakivi klastid (~80%). Kristalset materjali, mille peamiseks esindajaks on graniit esineb ~20%. Maatriks on punaka värvusega. Sellest üksusest on uuritud terasuursi õhikus K12 B 4115.

Õhik K12 B 4115 (joonis 11c) Kvartsi (283 mõõtmist) terad on väga erineva kuju ja suurusega. Valdavalt on terad ümardatud, väiksemad klastid aga killulised. Kustumine on enamasti laineline. Suur ümardatud klastide hulk viitab kvartsi settelisele päritolule. PDF-e ei leidnud. Terasuurus jääb valdavalt vahemikku 0,125-0,063 mm (joonis 16), keskmine terasuurus on 0,26 mm. Kvartsi on mineraaliklastide seas 84%. Päevakividest (49 mõõtmist) leidub üksikuid mikrokliini klaste, mis on suhteliselt korraliku võrega. Samuti leidub vähesel hulgal plagioklassi. Päevakivid on enamasti raua oksiid-hüdroksiidist roostekarva värvunud. Päevakivide valdav terasuurus kõrgub vahemikus 0,25-0,125 mm (joonis 17), keskmine on 0,28 mm. Biotiiti (4 mõõtmist) leidis väga vähe, terasuurus on valdav vahemikus 0,25-0,063 mm, keskmine on 0,13 mm. Mikromaatriksi moodustab raua oksiid-hüdroksiidist punakaks värvunud mass, mida selles õhikus on 46%.

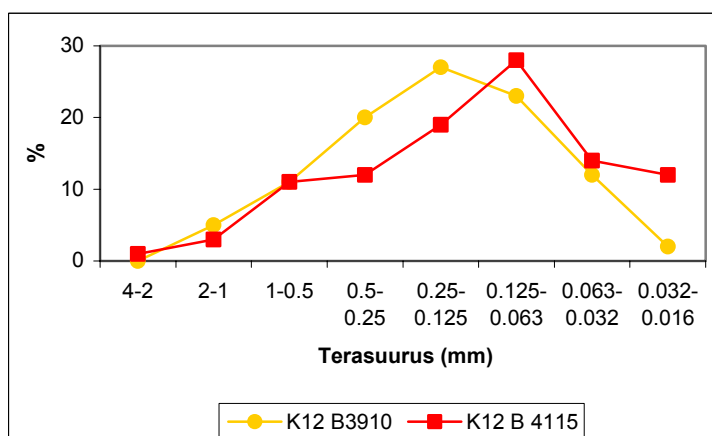
Tc (364,9-406,4 m) allohtoonse bretša üksus. Selles üksuses võib leida nii sette kivimi (Kambriumi liivakivid ja savid) arvel moodustunud bretšat, kui ka kristalsetest (valdavalt graniitne materjal) kivimitest moodustunud bretšat. Sellest vahemikust on terasuursi mõõdetud ühes õhikus K12 B 3910.



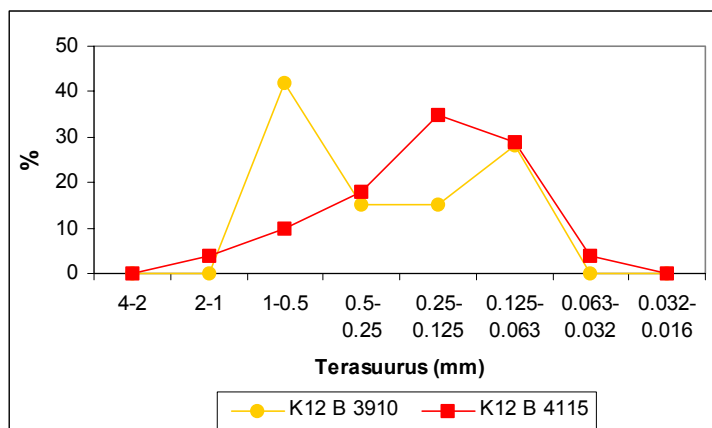
Joonis 15. Impaktiitide klastide lõimis ja kivimiline koostis puursüdamiku K-12 läbilõikes. Litoloogiline liigestus K. Suuroja (1996) alusel. Nooltega on märgitud terasuuruse uuringuga õhikud.

Õhik K12 B 3910 (joonis 11d) Kvartsi (387 mõõtmist) teri on ümarakujulistest kuni nurgelisteni. Väikesed klastid on enamasti killulised. PDF-e ei leidnud, küll aga PF-e. Kvartsi valdav terasuurus kõrgub vahemikus 0,25-0,125 mm (joonis 16), keskmine on 0,28 mm. Tervena säilunud päevakivisid (7 mõõtmist) leidub väga vähe ning need on ka enamasti oksüdeerunud. Päevakivi terasuurus on valdav vahemikus 1-0,5 mm (joonis 17), keskmine terasuurus on 0,33 mm. Biotiiti (mõõtmisi 3) leidub samuti väga vähe. Valdav terasuurus jääb vahemikku 0,5-0,25 mm, keskmine on 0,20 mm. Kõikidest mineraaliklastidest leidub kvartsi selles õhikus ~95%. Mikromaatriksiks on aga punaka värvusega raua oksiid-hüdroksiidi sisaldav savimineraalide mass ja seda on õhikus 46%.

Joonis 16. Kvartsi terasuurus Kärkla kraatri puursüdamiku K-12 impaktbretšade maatriksis.



Joonis 17. Päevakivide terasuurus Kärkla kraatri puursüdamiku K-12 impaktbretšade maatriksis.

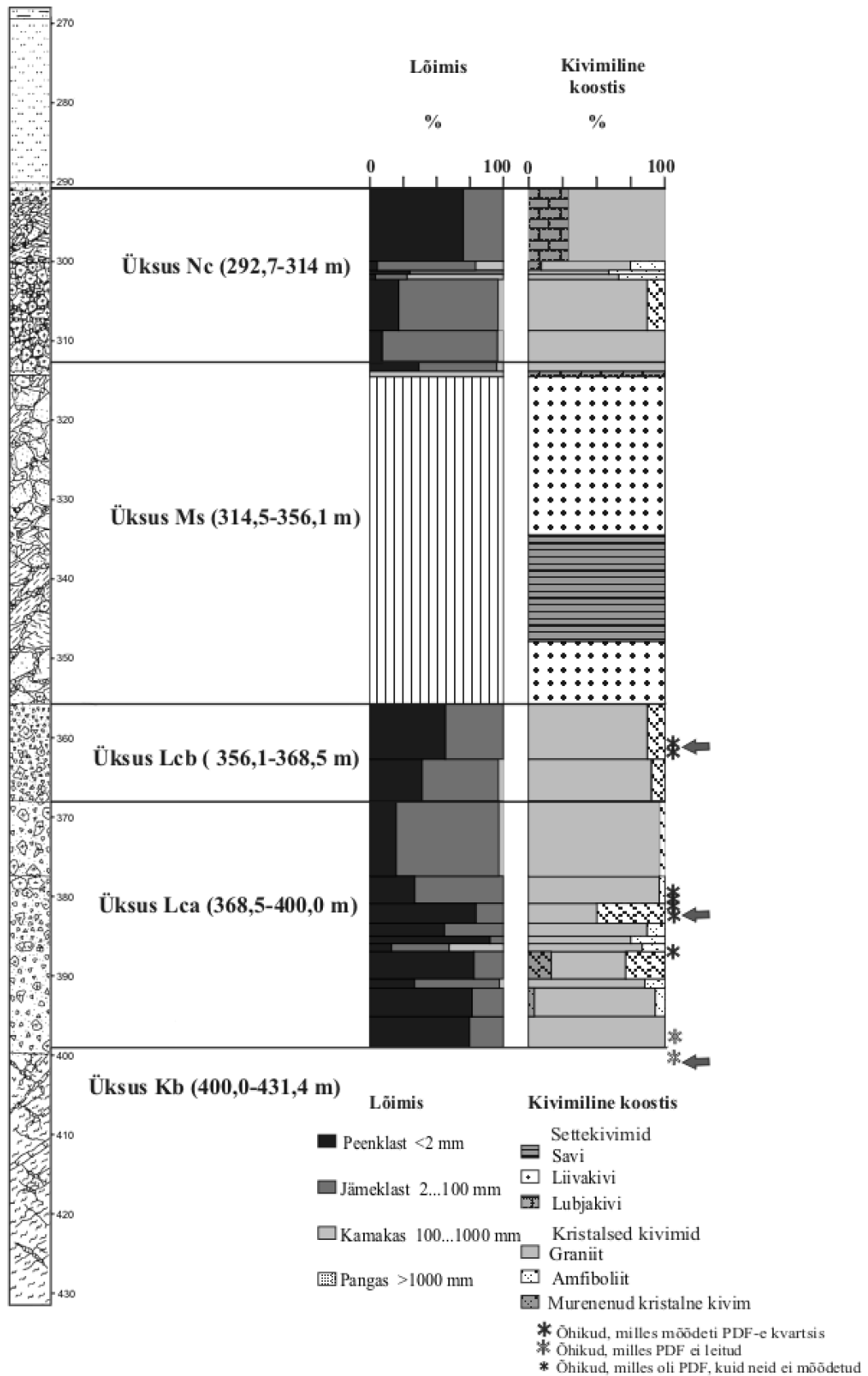


Puursüdamik K-18

See puursüdamik (431,4 m) asub kraatri keskosas ning läbib keskkõrgendikku. Puursüdamik on jagatud neljaks litoloogiliseks üksuseks (Kb, Lc, Ms, Nc) (joonis 18). Uuritud õhikud pärinevad kahest üksusest Kb ja Lc.

Kb (400,0-431,4 m) kraatrialune aluskord. See on impaktist tugevasti mõjustatud kristalne kivim (biotiid-gneisid ja mikrokliin-graniidid, kurrutatud amfiboliidi kehad), mis on läbistatud impaktbretša daikidest. Sellest vahemikust on terasuursi mõõdetud ühes õhikus K18 4005-19.

K-18



Joonis 18. Impaktiitide klastide lõimis ja kivimiline koostis puursüdamiku K-18 läbilõikes. Litoloogiline liigestus K. Suuroja (1996) andmetel. Nooltega on märgitud terasuurse uuringuga õhikute paiknemine.

Õhik K18 4005-19 Kvartsi terad (146 mõõtmist) on väga erineva suuruse ja kujuga, vähem killulised ja rohkem ümarad. Kustuvad nii laineliselt kui mosaiikselt. PDF-e ei leitud. Terasuurus on valdav vahemikus 0,25-0,125 mm (joonis 19), keskmine on 0,21 mm. Mineraaliklastidest on kvartsi 35%. Mikrokliini leidub suhteliselt vähe ning on enamasti ebakorrapärase kujuga. Plagioklassi arvel on arenenud submikroskoopilised massid. Lisaks on päevakivid (152 mõõtmist) nõrgalt raua oksiididega pigmenteerunud. Terasuurus valdab päevakividel vahemikus 1-0,5 mm (joonis 20), keskmine on 0,51 mm. Biotiiti (122 mõõtmist) leidub selles õhikus suhteliselt palju (~30% mineraaliklastidest). Biotiit on kohati kloriidistunud, aga ka hematiidistunud. Lisaks on võimalik näha valtsitust. Valdav terasuurus kõrgub vahemikus 0,5-0,25 mm (joonis 21), keskmine on 0,34 mm. Mikromaatriksi hulk õhikus on 31%.

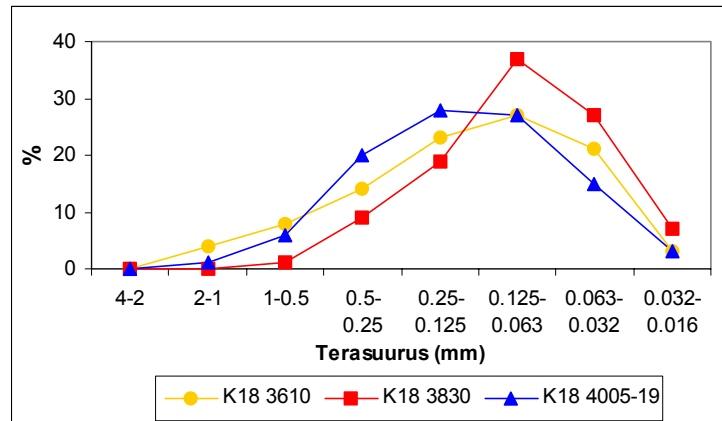
Lc (400,0-356,0) kristalsetest kivimitest moodustunud maatriksirikas allohtoonne bretša. See on kõige enam uuritud impaktbretša üksus Kärddlas. Selles vahemikus domineerib bretša maatriks klastide suhtes (maatriksi osakaal ~50%). Klastideks on peamiselt mineraalide ja kivimite killud, mis pärinevad graniitsetest, vähem amfiboliitsetest kivimitest. Uuritud õhikud sellest vahemikust on K18 3830 ja K18 3610.

Õhik K18 3830 (joonis 22 a ja b) Kvartsi terad (224 mõõtmist) on valdavalt killud, kustuvad nii laineliselt kui mosaiikselt. Leidub PDF-e. Terasuurus on valdav vahemikus 0,125-0,063 mm (joonis 19), keskmine terasuurus on 0,11 mm. PDF-dega kvartsi klastid (30 mõõtmist) valdavad suurusvahemikus 0,25-0,125 mm. Mikrokliini klastid on väga erineva suurusega, sageli raua oksiid-hüdroksiidist roostekarva värvunud. Üksikud klastid on selge võrelise kustumisega. Plagioklassi arvel on levinud libelised muldjad massid, milles kohati on näha reliktsust kaksistumist. Päevakivide (158 mõõtmist) terasuurus on valdav vahemikus 0,25-0,125 mm (joonis 20), keskmine terasuurus on 0,37 mm. Biotiit (42 mõõtmist) on enamasti kloriidistunud või oksüdeerunud, rohkem-vähem valtsitud. Terasuurus jääb valdavalt vahemikku 0,25-0,063 mm (joonis 21), keskmine on 0,15 mm. Mikromaatriksi hulk selles õhikus on 41%.

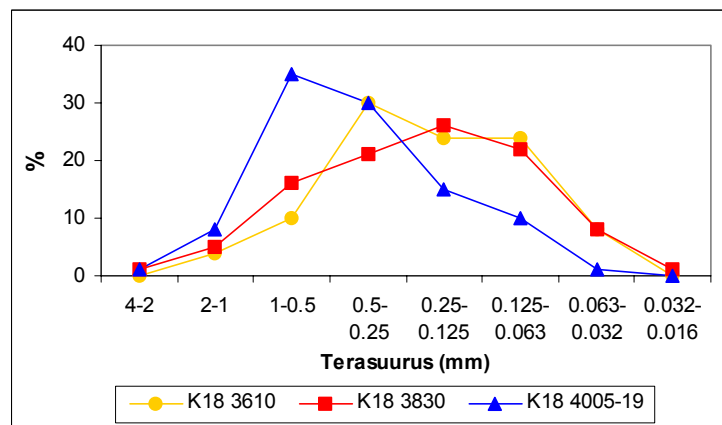
Õhik K18 3610 Kvartsi terad (362 mõõtmist) on erineva kuju (alates killulistest kuni ümarateni) ja suurusega. Kustuvad nii laineliselt kui mosaiikselt, võimalik näha PDF-e. Terasuurus on valdav vahemikus 0,125-0,063 mm (joonis 119), keskmine on 0,23 mm. PDF-dega kvartsi klastide (28 mõõtmist) hulgas valdav terasuurus jääb vahemikku 0,5-0,25 mm. Mikrokliini klastid on suhteliselt halvasti säilunud, impregneerunud roostekarva. Plagioklassi arvel on arenenud enamasti peenelibelised muldjad massid. Paremini on päevakivid säilunud litoklastides (graniidi killud), kus on võimalik näha nii mikrokliinile omast võrelist kustumist kui ka plagioklassile iseloomulikku kaksistumist.

Päevakivide (167 mõõtmist) terasuurus on valdav vahemikus 0,5-0,25 mm (joonis 20), keskmine on 0,34 mm. Biotiidi (47 mõõtmist) arvel areneb enamasti kloriidistumine ning hematiidistumine. Lisaks on paljud terad valtsitud. Terasuurus on valdav vahemikus 0,5-0,25 mm (joonis 21), keskmine on 0,25 mm. Mikromaatriks täidab suuremate klastide vahesid, kohati on näha voolutekstuuri. Mikromaatriksi hulk õhikus on 37%.

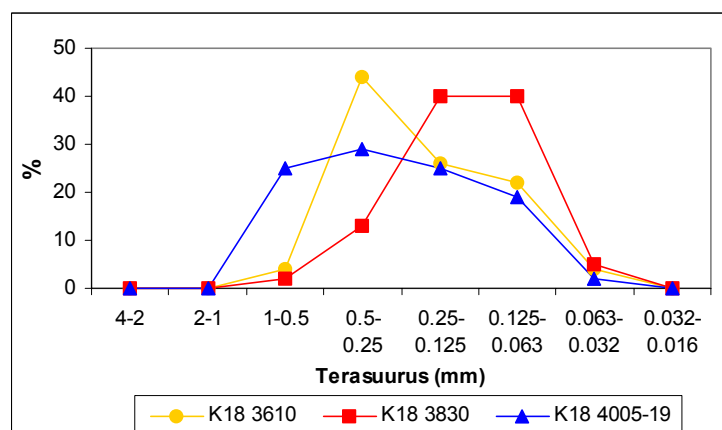
Joonis 19. Kvartsi terasuurus Kärkla kraatri puursüdamiku K-18 impaktbretšade maatriksis.

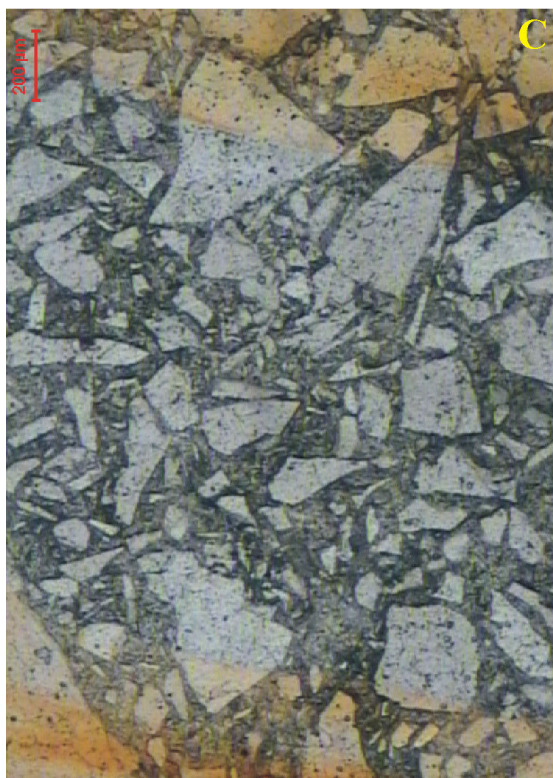
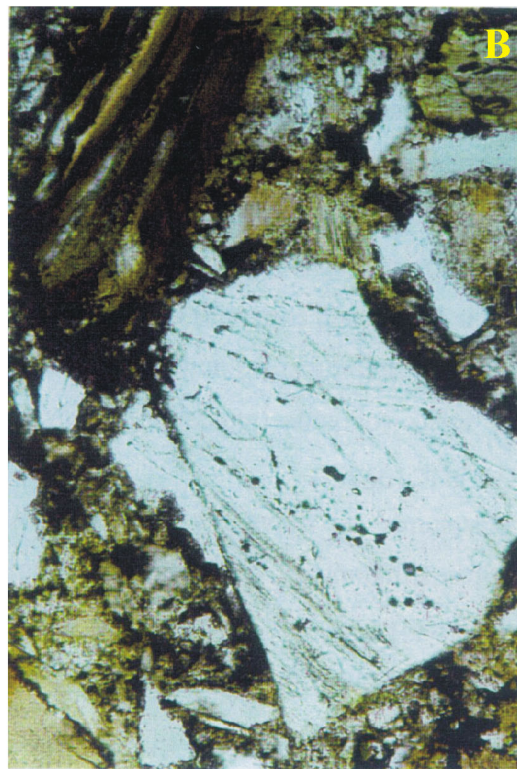


Joonis 20. Päevakivide terasuurus Kärkla kraatri puursüdamiku K-18 impaktbretšade maatriksis.



Joonis 21. Biotiidi terasuurus Kärkla kraatri puursüdamiku K-18 impaktbretšade maatriksis.

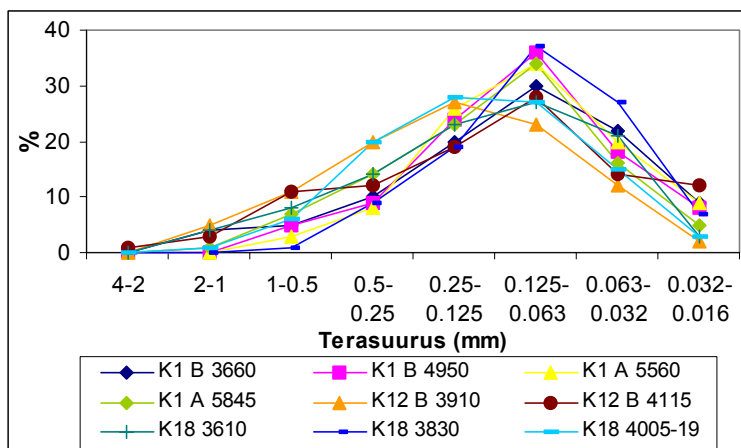




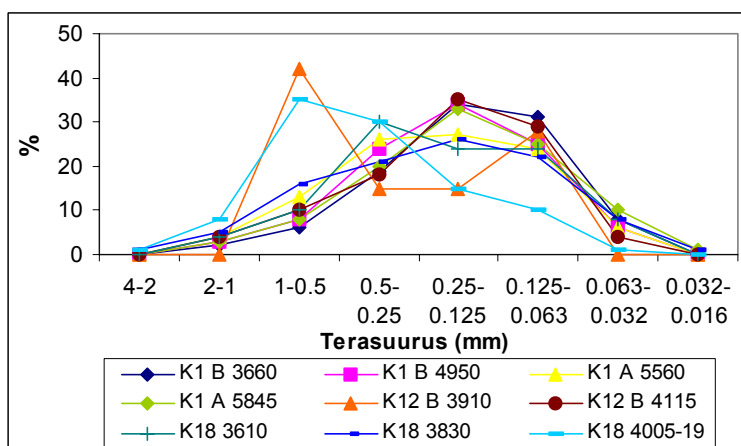
Joonis 22. Mikrofotod (pildistanud U. Preeden): a) peenpurd materjal allohtoonse bretša maatriksis (õhik K18 3830), b) PDF kvarts allohtoonse bretša maatriksis (foto pikim külj 1.1 mm) (õhik K18 3830) (pildistanud V. Puura), c) killuline kvarts par-autohtoonse bretša maatriksis (NGR-5), d) sama, mis eelmine ristniikolites.

Kärdla kraatri puursüdamikes K-1, K-12 ja K-18 on kvartsi terasuurus üldiselt valdav vahemikus 0,125-0,063 mm (joonis 23). Päevakivide terasuurus on valdav vahemikus 0,25-0,125 mm (joonis 24) ning biotiidi terasuurus valdab vahemikus 0,25-0,063 mm (joonis 25).

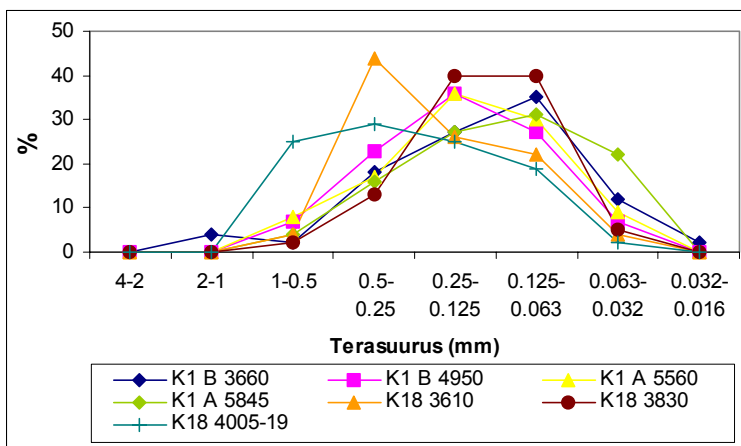
Joonis 23. Kvartsi terasuurus Kärdla kraatri impaktbretšade maatriksis.



Joonis 24. Päevakivide terasuurus Kärdla kraatri impaktbretšade maatriksis.



Joonis 25. Biotiidi terasuurus Kärdla kraatri impaktbretšade maatriksis.



Neugrundi kraater

Lähtematerjaliks kraatri tekkel olid nii pehmed silikaatpurdsetted (Vara-Ordoviitsiumi, Vara-Kambriumi ja Vendi vanusega) kui Eelkambriumi vanused metamorfsed ning graniitsed kivimid. Kuna kraater mattus setete alla üsna lühikese aja jooksul peale teket, siis seetõttu peaksid bretšad olema suhteliselt hästi säilunud. Kraatrit pole veel aga puuritud, seega on materjali kogumis- ja saamisviisid üsna limiteeritud. Materjali on võimalik koguda ringvallilt vee alt ja rändrahnudest maismaalt ja madalmerest. Käesolevas töös uuritud palad on kogutud rannast.

NGR-B2-2 eeldatavalt kraatrivallilt pärinev valdavalt graniitne par-autohtoonne bretša.

Õhik NGR-B2-2 Kvartsi terad (209 mõõtmist) on erineva kuju ja suurusega, rohkem on nurgelisi kilde kui ümardatud. Terasuurus on valdav vahemikus 0,125-0,063 mm (joonis 26), keskmine on 0,31 mm. Päevakive (164 mõõtmist) on valdavalt kahte tüüpi: suhteliselt hästi säilunud ning muutunud (oksüdeerunud). Mikrokliinil on kohati säilunud võreline kustumine, plagioklassil kaksistumine. Päevakivide terasuurus on valdav vahemikus 0,25-0,125 mm (joonis 27), keskmine terasuurus on 0,29 mm. Biotiiti leidub üksikute libledena. Mikromaatriksi moodustavad nii karbonaatne täitematerjal kui sama kivimi arvel moodustunud peenklastide mass (tugevalt muutunud päevakivi, peenkvarts). Mikromaatriksi hulk on ~30%.

NGR-003-6-2 polümiktne valdavalt graniit-gneisiline bretša, sarnane eelmisele (par-autohtoonne bretša).

Õhik NGR-003-6-2 Kvarts (388 mõõtmist) on erineva kuju ja suurusega, suhteliselt kulunud välimusega. Leidub nii killulist, käpalist kui ümardatud kvartsi. Soontes olev kvarts on tõenäoliselt ümberkristalliseerunud. Kvartsi terasuurus on valdav vahemikus 0,125-0,063 mm (joonis 26), keskmine on 0,14 mm. Päevakive (16 mõõtmist) leidub suhteliselt vähe. Mikrokliinid on enamasti ebaselge võrega. Valdav terasuurus päevakividel kõrgub vahemikus 0,25-0,125 mm (joonis 27), keskmine terasuurus on 0,17 mm. Mikromaatriksi krüptokristalne, peitkristalne mass, tundub kohati olevat fluidaalse tekstuuriga. Mikromaatriksit on 28%.

NGR-5 pegmatoidne graniitne bretša (par-autohtoonne).

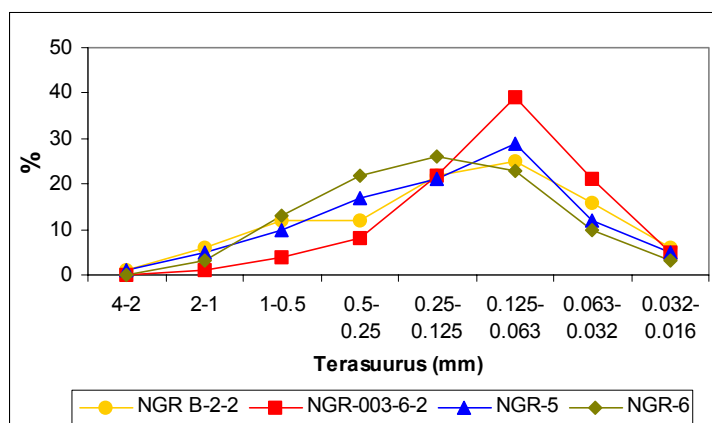
Õhik NGR-5 (joonis 22 c ja d) Kvarts (392 mõõtmist) on enamasti üksikute klastidena ja väga erineva suurusega. Kustub nii laineliselt kui mosaiikselt.

Terade kuju on väga erinev, alates nurgelistest kildudest kuni peaaegu ümarateni. Leidub ka käpalise kujuga teri. Terasuurus on valdav vahemikus 0,125-0,063 mm (joonis 26), keskmine on 0,32 mm. Leidub vähesel hulgal päevakive (12 mõõtmist), mis on enamasti suhteliselt hästi säilunud. Terasuurus jääb valdavalt vahemikku 0,25-0,125 mm (joonis 27), keskmine 0,26 mm. Mikromaatriksi võib iseloomult jagada valdavalt kahte klassi: peene klastide mass ja karbonaatne täitematerjal. Mikromaatriksi hulk on 30%.

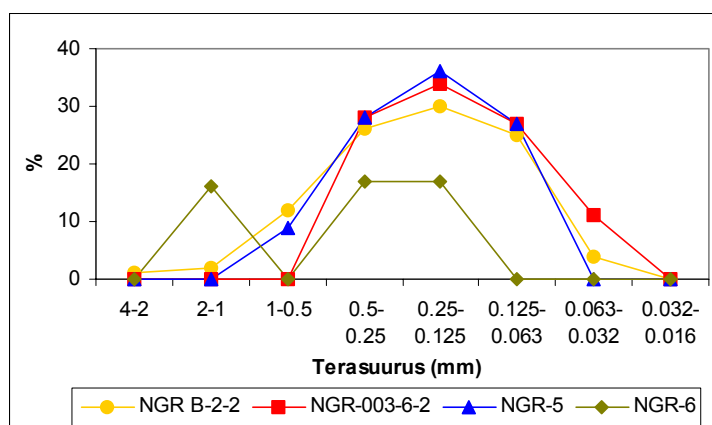
NGR-6 pegmatoidne graniitne bretša (sama pala, mis eelnev, kuid erinevast kohast tehtud õhik).

Õhik NGR-6 Sarnane eelmisele õhikule. Mineraalidest domineerib kvarts (360 mõõtmist), mis on väga erineva kuju ja suurusega. Leidub nii killulisi kui suhteliselt ümardatud kvartsi teri. Terasuurus on valdav vahemikus 0,25-0,125 mm (joonis 26), keskmine on 0,29 mm. Päevakividest (6 mõõtmist) leidis mikrokliini, mis litoklastide sees on suhteliselt hästi säilunud ja selge võrega. Päevakivide terasuurus vahemikku on raske täpselt hinnata, kuna mõõtmisi tehti kuuel klastil. Valdas vahemik 8-4 mm (joonis 27), keskmine läbimõõt on 2,9 mm. Mikromaatriksit on nii purustatud algse kivimi arvelt kui karbonaatset, valdab viimane. Mikromaatriksi hulk on 34%.

Joonis 26. Kvartsi terasuurus Neugrundi kraatri impaktbretšade maatriksis.



Joonis 27. Päevakivide terasuurus Neugrundi kraatri impaktbretšade maatriksis.



Åvike kraater

Lähtekivimiks Åvike impaktbretšadel olid Eelkambriumi metamorfsed ning graniitsed kivimid ~1,8 Ga vanusega. Lisaks pidid olema need kivimid kaetud Mesoproterosoiliste Jotniumi liivakividega (leitud impaktbretšades ja esineb naaberaladel). Kraatrit algselt täitnud bretšastunud materjal on tõenäoliselt suuremalt jaolt ära kantud liustike poolt. Säilunud on kraatripõhja purustatud kivimid. Meteoriitsele päritolule viitavad purustatud, lõhutud ja deformeeritud klastid, planaarsed elemendid päevakivides ja kvartsis, valtsitud muskoviit.

Kogu materjal on kogutud Åvike lahe kaldalt (joonis 4).

Av-1 polümiktne heleda maatriksi rikas põhjabretša (allohtoonne bretša).

Õhik Av-1 (joonis 28 a) Kvartsi terad (266 mõõtmist) on erineva kuju ja suurusega. Leidub nii killulisi kui suhteliselt ümardatud kvartsi terasid. Ümardatud klaste leidub rohkem kvartsiidi agregaatides, põhimassis valdavad nurgelised killud. Kvartsis on võimalik näha ühesuunalisi PDF-e kvartsis. Terasuurus on valdav vahemikus 0,125-0,063 mm (joonis 29), keskmine 0,17 mm. Päevakivid (103 mõõtmist) on enamasti oksüdatsiooni produktide rikkad, hästi säilunud plagioklassi leidub suhteliselt vähe. Vilgurikkad peene, peitkristalsed massid moodustavad pseudomorfoose päevakivide arvel. Mikrokliinil on aga kohati säilunud selge võreline kustumine. Päevakivide valdav terasuurus kõrgub vahemikus 0,25-0,125 mm (joonis 30), keskmine terasuurus on 0,37 mm. Leidub ka vähesel hulgal muskoviiti (6 mõõtmist), mille terasuurus valdab vahemikus 0,25-0,125 mm, keskmine on 0,24 mm. Mikromaatriksi moodustavad nimetatud klastide peenpurd ning karbonaat. Mikromaatriksi hulk selles õhikus on 35%.

Av-2 polümiktne põhjabretša (allohtoonne bretša).

Õhik Av-2 (joonis 28 b) Klastiline kvarts (162 mõõtmist) on erineva kuju ja suurusega, enamus klaste on nurgelised. Kustuvad nii laineliselt kui mosaiikseltselt. Nende läbimõõt kõrgub valdavalt vahemikus 0,125-0,063 mm (väga peen liiv) (joonis 29), keskmine terasuurus on 0,25 mm. Päevakividest (149 mõõtmist) leidub nii mikrokliini kui plagioklassi, kusjuures viimane domineerib. Plagioklassidel on kohati säilunud suhteliselt hästi polüsünteesilised kaksikud, samas on plagioklassid kohati ka tugevalt muutunud, nende arvel on tekkinud muldjad oksüdeerunud massid. Mikrokliinid on samuti ebaselge võrega. Päevakivides on võimalik näha üksikuid planaarseid elemente.



Joonis 28. Mikrofotod (pildistanud U. Preeden): a) kvarts allohtoonse bretša maatriksis (Av-1), b) plagioklass allohtoonse bretša maatriksis (ristniikolites) (õhik Av-2), c) granofüürilise struktuuriga kvarts (ristniikolites) (õhik LM-E-4), d) par-autohtoonse bretša maatriks (õhik LM-17A).

Päevakivide terasuurus päevakividel on valdav vahemikus 0,5-0,25 mm (joonis 30), keskmine on 0,37 mm. Vilkudest (24 mõõtmist) leidub rohkelt muskoviiti, vähem biotiiti. Vilgud on nõrgalt valtsitud ning kohati oksüdeerunud ja kloriidistunud. Valdav terasuurus kõrgub vahemikus 0,25-0,125 mm (joonis 31), keskmine on 0,37 mm. Mikromaatriksi moodustab peamiselt karbonaat, mis levib nii peitkristalse massina, kui suuremate libledena. Mikromaatriksi hulk selles õhikus on 36%.

Av-02-051A polümiktne maatriksirikas bretša (allohtoonne bretša).

Õhik Av-02-051A Sarnaneb eelmisele õhikule. Kvartsi klastid (243 mõõtmist) on üldiselt väga erineva suurusega ning erineva kuju ja ümardatusega. Kvartsiagregaatides on terad rohkem ümardatud ning kâpalised. Kvarts kustub enamasti laineliselt, üksikutes kvartsi terades võib näha PDF-e. Terasuurus on valdav vahemikus 0,125-0,063 mm (joonis 29), keskmine terasuurus on 0,20 mm. Päevakividest (119 mõõtmist) leidub nii plagioklassi kui kaaliumpäevakivi. Plagioklassid on väga erineva suuruse ja kujuga. Kohati on polüsünteesiliselt kaksistunud plagioklassi klastid suhteliselt värskeilmelised. Samas on plagioklasside arvelt levinud ka muldjad pseudomorfoosid, kus vaid kohati on jälgitav reliktno kaksistumine. Mikrokliin võib olla rohkem-vähem muutunud. Kohati on ta roostekarva pigmenteerunud ja võreline kustumine pole nii selge. Päevakivides leidub ka üksikuid planaarseid elemente. Päevakivide terasuurus on valdav vahemikus 0,5-0,25 mm (joonis 30), keskmine on 0,39 mm. Muskoviit (10 mõõtmist) on kohati oksüdeerunud, samuti võimalik näha nõrka valtsitust. Vilgu terasuurus valdab vahemikus 0,5-0,25 mm (joonis 31), keskmine on 0,30 mm. Bretša mikromaatriksi moodustab peamiselt karbonaatne materjal, mida on selles õhikus ~40%.

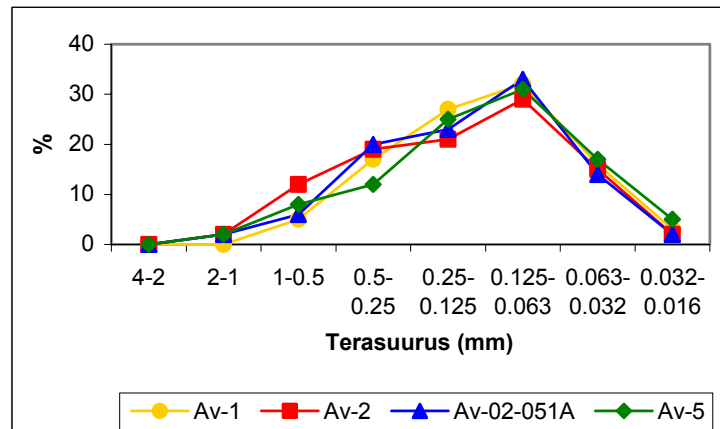
Av-5 allohtoonne bretša, sisaldab noodulilaadseid ksenoliite, mis on tekkinud diabaasi arvel.

Õhik Av-5 Kvarts (258 mõõtmist) on erineva kuju ja suurusega. Kustub peamiselt laineliselt, kuid ka mosaiiksel, eriti kivimagregaatides. Leidub üksikuid PDF-e. Terasuurus on valdav vahemikus 0,125-0,063 mm (joonis 29), keskmine terasuurus on 0,20 mm. Päevakivid (128 mõõtmist) on väga erineva säiluvusastmega. Leidub nii suhteliselt hästi säilunud selgete kaksikutega plagioklassi kui ka muldjaid pseudomorfoose plagioklassi arvel. Sama käib ka mikrokliini kohta. On säilunud mõned korraliku võrega mikrokliini klastid, enamus aga on ebaselge võrega ning raua-hüdrosiidist roostekarva pigmenteerunud. Päevakivide terasuurus valdab vahemikus 0,5-0,125 mm (joonis 30), keskmine terasuurus on 0,43 mm.

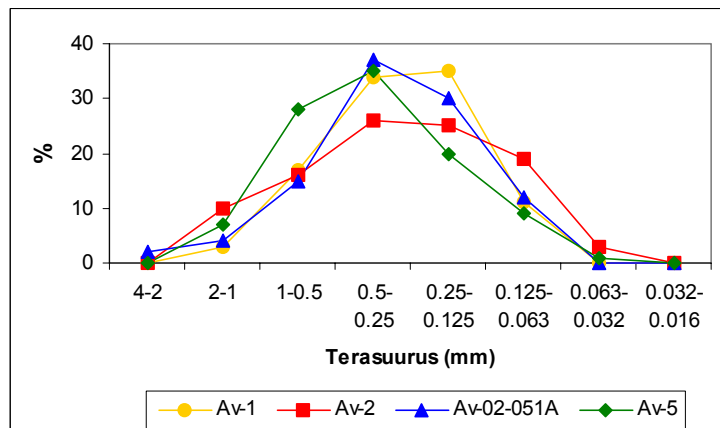
Vilkudest (42 mõõtmist) domineerib muskoviit, mis on suhteliselt oksüdeerunud.

Valdav terasuurus kõrgub vahemikus 0,25-0,125 mm (joonis 31), keskmine on 0,32 mm. Mikromaatriksi moodustab peamiselt karbonaat, nii peitkristalsete massidena kui ka üksikute suuremate kristallidena. Mikromaatriksi hulk selles õhikus on 28%.

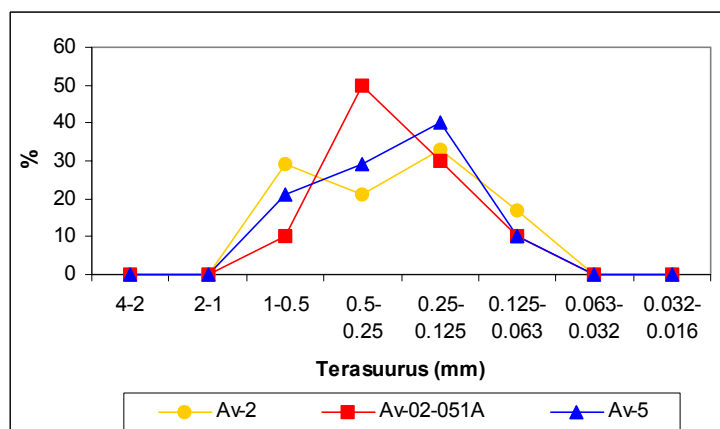
Joonis 29. Kvartsi terasuurus Åvike kraatri impaktbretšade maatriksis.



Joonis 30. Päevakivide terasuurus Åvike kraatri impaktbretšade maatriksis.



Joonis 31. Vilkude terasuurus Åvike impaktbretšade maatriksis.



Lumparni kraater

Sihtkivimiks oli siin rabakivigraniit, vanusega ~1,57 Ga. Lisaks on leitud purustatud, tõenäoliselt Jotniumi vanusega liivakivi palasid. Enamik kraatrit täitnud bretšat on tõenäoliselt samuti erodeeritud liustiku poolt, sarnaselt Åvike kraatril. Tänapäeval katab bretšat aga vähemalt 40 meetri paksune lubjakivi kiht. Bretša koosneb ainult purustatud rabakivi graniidist ja on kohati üle 50 meetri paksune, kuid puurimistega ei jõutud aluskorrani (Winterhalter, 1982; Svensson, 1993). Bretšastunud materjalile on iseloomulikud: dekoreeritud PDF-d ja mosaiigistumine kvartsis, valtsitud biotiit, granularism tsirkoonis, mosaiigistumine päevakivis ja tsirkoonis, planaarsed lõhed päevakivis ning fluidaalselt orienteeritud klaasjad fragmendid (Mannola, 1997). Kõrgeim šokiaste on jälgitav par-autohtonsetes keskkõrgendiku impaktbretšades. Allohtonsetes bretšades puuduvad biotiit ja amfibool. Lumparni õhiku materjal pärineb peamiselt rannast kogutud kivimipaladest, mis on sinna kantud tõenäoliselt liustike poolt. Pala LM-28-2A pärineb puursüdamikust.

LM-E-1B bretšastunud Jotniumi liivakivi (allohtoonne bretša). Liivakivi on läbitud lõhedest ja soontest, mida täidavad purustatud liivakivi klastid ja kohati ka karbonaatne mass.

Õhik LM-E-1B Kvarts (505 mõõtmist) on valdavalt ümardatud, soontes on kvarts rohkem purustatud ja killuline. Valdav on terasuurus vahemikus 0,125-0,063 mm (väga peen liiv) (joonis 32), keskmine terasuurus on 0,18 mm. Võimalik näha üksikuid planaarseid elemente kvartsis. Päevakividest õnnestus teha kolm mõõtmist, nende domineeriv terasuurus jääb vahemikku 0,25-0,125 mm (peen liiv) (joonis 33), keskmine on 0,20 mm.

Mikromaatriks on kas karbonaatne või punakas raua oksiide sisaldav mass, mis on moodustunud tõenäoliselt peamiselt päevakivi arvel. Mikromaatriksi (s. h. karbonaat) hulk selles õhikus on ~20%.

LM-E-4 deformeeritud rabakivi (kraatripõhja kivim).

Õhik LM-E-4 (joonis 28 c) Kvarts (301 mõõtmist) on väga erineva kuju ja suurusega, leidub päris ümaratest teradest nurgeliste kildudeni. Kvarts on nii lainelise kui mosaiikse kustumisega, leidub ka granofüürilise struktuuriga kvartsi. Terasuurus on valdav vahemikus 0,125-0,063 mm (joonis 32), keskmine on 0,22 mm. Päevakivid (199 mõõtmist) on suhteliselt suured, kuid mitte eriti värske ilmega. Kohati on siiski näha reliktsset kaksistumist plagioklassis ja võrelist kustumist mikrokliinis.

Enamasti on päevakivid, kas oksüdeerunud või on arenenud pseudomorfoosid nende arvelt. Põhiline päevakivide terasuurus kõrgub vahemikus 0,5-0,125 mm (joonis 33), keskmine terasuurus on 0,39 mm. Ei ole võimalik hinnata mikromatriksi hulka, seda asendavad muutunud päevakivide massid terade ümber, millel on siiski säilinud klasti kuju.

Võib oletada, et see on siis nõrgalt deformeeritud sihtkivim.

LM-17A põhjabretša (par-autohtoonne bretša), graniidi klastid punakas maatriksis, kohati võimalik näha karbonaatseid sooni ja tühikutäiteid.

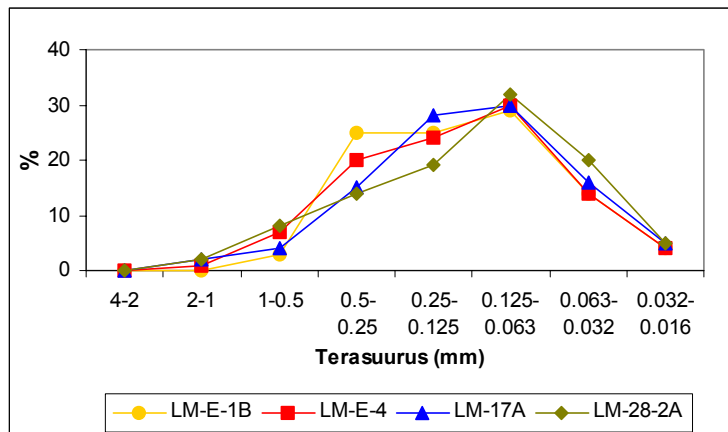
Õhik LM-17A (joonis 28 d) Kvartsi teri (252 mõõtmist) on ümaratest kildudeni. Suuremad terad on ümardatud nurkadega. Võimalik näha granofüüriilise struktuuriga kvartsi. Terasuurus valdab vahemikus 0,125-0,063 mm (joonis 32), keskmine on 0,18 mm. Päevakivid (153 mõõtmist) on enamasti muutunud, näha kohati siiski reliktsset kaksistumist plagioklassis ja võrelist kustumist mikrokliinis. Valdav on terasuurus vahemikus 0,5-0,125 mm (joonis 33), keskmine terasuurus on 0,42 mm. Mikromatriksi (s. h. karbonaat) hulk selles õhikus on 32%.

LM-28-2A puursüdamikust pärit põhjabretša (par-autohtoonne bretša). Valdavalt graniidi klastid punakas maatriksis, millel on kohati voolav tekstuur.

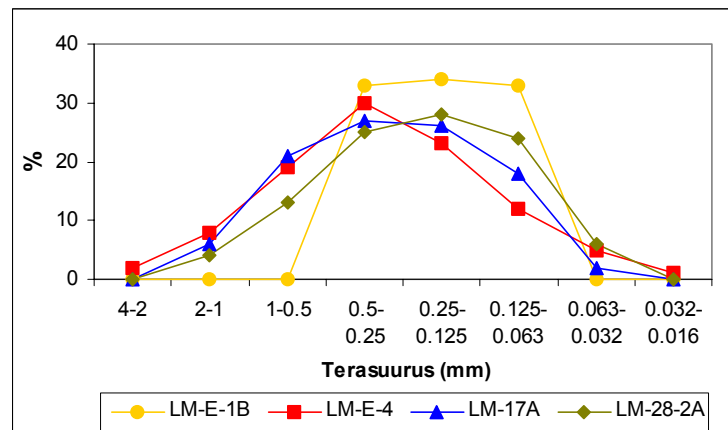
Õhik LM-28-2A Kvarts (198 mõõtmist) on väga erineva kuju ja suurusega, leidub nii killulist kvartsi kui ka suhteliselt ümaraid kvartsi teri. Leidub samuti granofüüriilise struktuuriga kvartsi. Terasuurus valdab vahemikus 0,125-0,063 mm (joonis 32), keskmine terasuurus on aga 0,19 mm. Päevakivid (183 mõõtmist) on muutunud, plagioklassi arvel levivad submikroskoopilised peeneliblised ning oksüdeerunud massid. Väga erineva kujuga nagu kvartsi klastidki.

Kui päevakivid on litoklasti sees, siis rohkem ümardatud, kui maatriksis, siis on rohkem nurgeliste kildudena. Päevakivide terasuurus on valdav vahemikus 0,25-0,125 mm (joonis 33), keskmine terasuurus on 0,30 mm. Mikromatriks on nii oksüdeerunud kui karbonaadistunud, omab kohati voolavat tekstuuri. Mikromatriksi hulk õhikus on ~40%.

Joonis 32. Kvartsi terasuurus Lumparni kraatri impaktbretšade maatriksis.



Joonis 33. Päevakivide terasuurus Lumparni kraatri impaktbretšade maatriksis.



7. Uuritud kraatrite impaktbretšade peenfraktsiooni lõimise võrdlus

Terasuuruse mõõtmiseks õhikus täpset meetodikat pole, kuna õhiku tasapind reeglina ei läbi terasid mööda kõige suuremat lõiget. Seega saadakse mõõtes üksnes näivaid terasuursi. Kuid kõikides õhikutes on mõõtmised teostatud sarnaselt, seega ka viga peaks olema sarnane ja me saame võrrelda terasuuruse vahemike levikut uuritud proovides.

Kärdla kraatri puursüdamikes K-1, K-12 ja K-18 on impaktbretšade näiva terasuuruse jaotus erinevates mineraalides suhteliselt sarnane. Kvartsi terasuurus valdab vahemikus 0,125-0,063 mm, päevakivide valdav terasuurus on vahemikus 0,25-0,125 mm ning biotiidi valdav terasuurus kõrgub vahemikus 0,25-0,063 mm.

Välja võib tuua siiski kaks erandit: puursüdamikus K12 sügavuselt 391,0 meetrit uuritud õhik (mis koosnes peamiselt settekivimi arvel moodustunud klastidest) ja puursüdamiku K18 õhik K18 4005-19 (kraatrialune aluskord, kristalse kivimi arvel moodustunud klastidest koosnev bretša) – neis on terasuurus uuritud mineraalidel valdavalt suurem. Kvartsi valdav terasuurus kõrgub vahemikus 0,25-0,125 mm, päevakivide terasuurus on valdav vahemikus 1-0,5 mm ning biotiidi terasuurus valdab vahemikus 0,5-0,25 mm. Terasuuruste erinevust võiks oodata bretšades, mis sisaldavad settekivimi arvel moodustunud klaste. Puursüdamikus K-12 sügavusel 391 m, see nii ongi. Samas südamikus valdavalt kristalse kivimi arvel moodustunud bretša proovis (sügavuselt 411, 5 m) sellist erinevust me ei näe. Erinevusi kristalse kivimi arvel moodustunud parautohtonsete ja allohtonsete bretšade terasuuruse vahel ei ole. Puursüdamikus K-18 sügavusel 400,5 m võiksid bretša maatriksi suuremad terasuurused peegeldada algse kivimi jämedamat lõimist.

Neugrundi kraatris on mõõdetud mineraalide terasuuruste intervall erinevates õhikutes samuti suhteliselt sarnane. Kvartsi terasuurus valdab vahemikus 0,125-0,063 mm, päevakivid valdavad vahemikus 0,25-0,125 mm. Vilku selle kraatri õhikutes ei leitud.

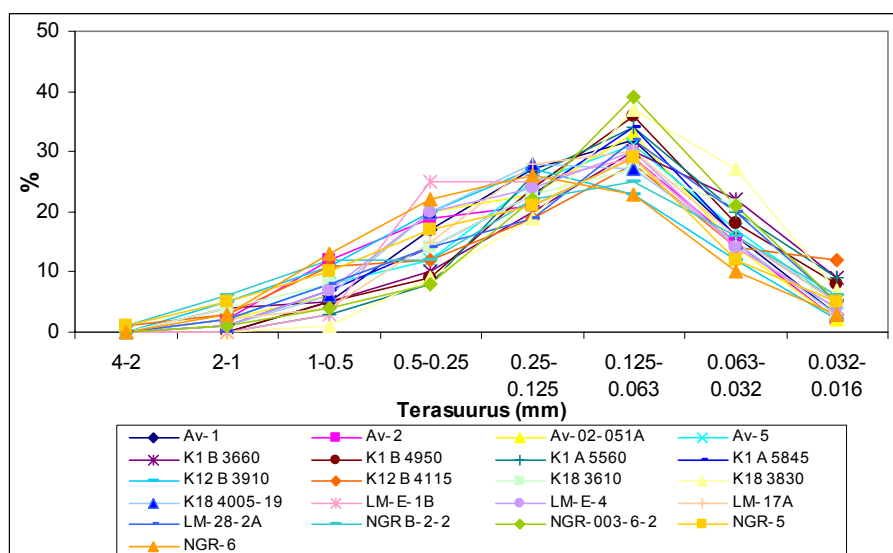
Åvike kraatri palades on erinevate mineraalide terasuurus impaktbretša maatriksil samuti suhteliselt sarnane. Kvartsi domineeriv terasuurus kõrgub vahemikus 0,125-0,063 mm, päevakivide terasuurus on valdav vahemikus 0,5-0,25 mm ning vilkude terasuurus valdab vahemikus 0,25-0,125 mm.

Lumparni kraatri impaktbretšade maatriksi erinevate mineraalide terasuurus on samuti üsna sarnane erinevates õhikutes.

Kvartsi terasuurus valdab vahemikus 0,125-0,063, päevakividel aga 0,5-0,125 mm.

Kuigi uuriti ka settekivimi arvel moodustunud õhikut (LM-E-1B), sellist erinevust nagu Kärkla kraatris välja ei tulnud. Siin on terasuurus sarnane kristalse kivimi arvel moodustunud bretša maatriksit moodustavate mineraali teradega.

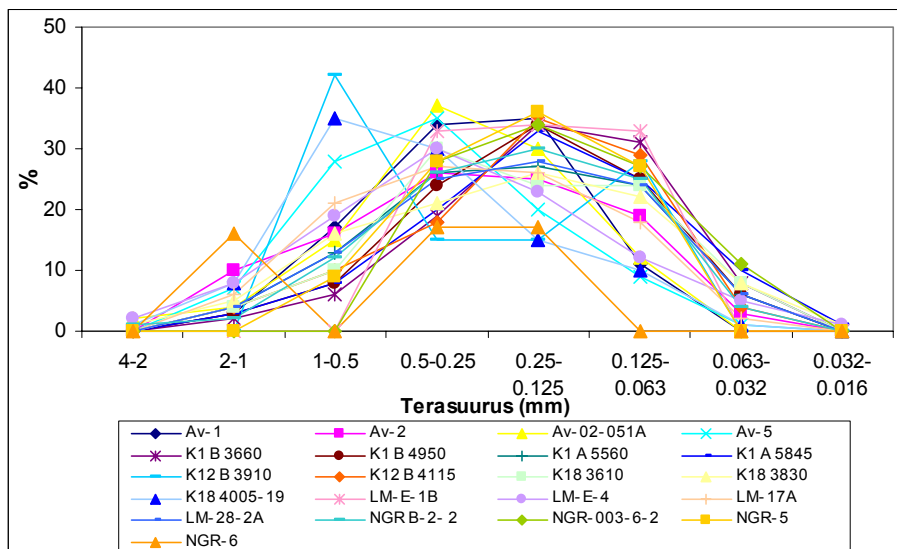
Uuritud kraatrite impaktbretša maatriksis valdab kvartsi terasuurus vahemikus 0,125-0,063 mm (joonis 34), keskmine terasuurus on 0,21 mm. Seda fraktsiooni leidub õhikutes keskmiselt 30%. Minimaalselt on kvartsi õhikus NGR-B2-2, kus selles vahemikus olevaid klaste on 25%. Maksimaalselt aga 39% õhikus NGR-003-6-2. Õhikutes NGR-6, K12 B 3910 ja K18 4005-19 kõrgus kvartsi terasuurus vahemikus 0,25-0,125 mm. See et enamasti olid kvartsi keskmised terasuurused ~0,05-0,2 mm võrra suuremad, tuleneb asümmeetrilisest terasuuruse jaotusest jämedama fraktsiooni poole. Keskmise terasuuruse alusel on suurimad kvartsi terad Neugrundi kraatri pegmatoidses bretšas (0,32 mm) ning väikseimad Kärkla kraatri puursüdamiku K18 allohtoonses bretšas 383 meetri sügavusel (0,11 mm).



Joonis 34. Kvartsi terasuurus Kärkla, Neugrundi, Ävike ja Lumparni kraatrite impaktbretšade maatriksis.

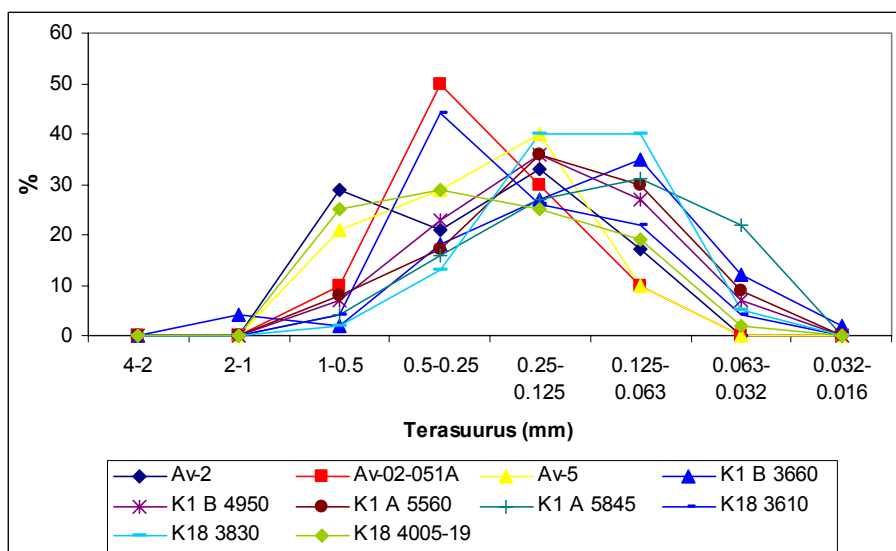
Päevakividel on valdavaks terasuuruseks 0,25-0,125 mm ning 0,5-0,25 mm (joonis 35), keskmine terasuurus on 0,32 mm. Erinevate proovide võrdlemisel selgus, et kui olid tavalisest suuremad terasuurused päevakividel, siis võis sama jälgida ka kvartsil. Kõige suuremad päevakivid olid õhikutes K18 4005-19, K12 B 3910 ning NGR-6. Viimasest kahest õhikust aga tehti alla 10 mõõtmise.

Tõenäoliselt peegeldab õhik K18 4005-19 (mis pärineb kraatri alusest aluskorrast, autohtoonne?) päevakivide algseid suursi või vähemalt selle lähedasi ning need jäävad valdavalt terasuurusvahemikku 1-0,5 mm, keskmine terasuurus on aga 0,51 mm. Päevakivid on selles õhikus küll enamasti tugevasti muutunud, kuid säilinud on nende algne kuju. Muutused on olnud tõenäoliselt peamiselt impaktiaegsed ning -järgsed.



Joonis 35. Päevakivide terasuurus Kärda, Neugrundi, Åvike ja Lumparni kraatrite impaktbretšade maatriksis.

Vilkusid ei leitud mõõdetaval hulgal ei Lumparni ega Neugrundi kraatri bretšades. Åvike ja Kärda kraatri materjalides valdab terasuurus peamiselt kahes vahemikus, 0,25-0,125 mm ja 0,125-0,063 mm (joonis 36). Lisaks leidub ka terasuursi 0,5-0,25 mm. Pole selgelt domineerivat terasuurus vahemikku. Suuremad klastid levivad seal, kus ka teised mineraalid on suuremad.



Joonis 36. Vilkude terasuurus Kärda ja Åvike kraatrite impaktbretšade maatriksis.

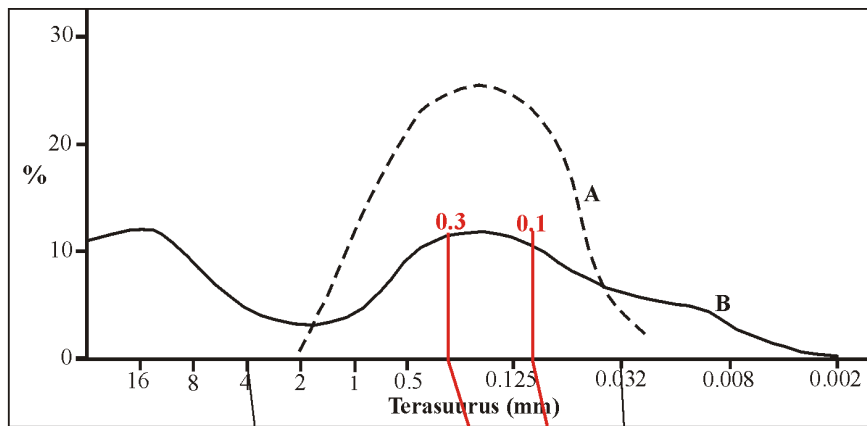
8. Peenese terasuurus moreenis ja selle võrdlus impaktbretša peenfraktsiooni terasuurusega

Sete, mida on transporditud ja seejärel setitatud liustiku poolt nimetatakse moreeniks (Dreimanis ja Lundquist, 1984). Osakesed selles on väga erineva suuruse ja koostisega ning see sete on enamasti, kas sorteerimata või vähe sorteeritud. Moreenid võivad tekkida väga erinevates glatsiaalsetes keskkondades, milleks on liustikualused (subglacial), liustikusised (englacial), liustiku-esised (proglacial) ja liustikupealsed (supraglacial) (Middleton jt., 2003). Käesolevas peatükis võrreldakse impaktbretšade ja liustikualuste setete lõimist, kuna purustusprotsessid on seal kõige intensiivsemad.

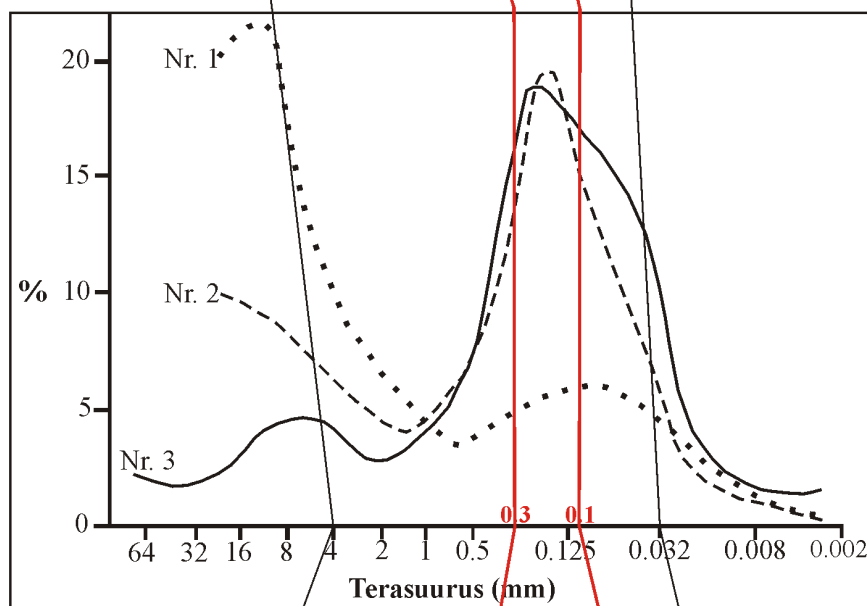
Moreenide iseloomustamisel ja klassifitseerimisel kasutatakse kõige enam terasuuruste jaotust (Dreimanis, 1971; Haldorsen, 1975; Haldorsen, 1981; Raukas jt., 1978).

Setete terasuuruste analüüsiks on mitmeid võimalusi (Middleton jt., 2003). Kõigepealt kogutakse teatud maa-alalt mingi hulk proove ning edasi analüüsitakse neid laboris. Fraktsiooni >64 mm uuritakse visuaalse vaatluse käigus. Fraktsiooni 64 mm - 63 µm uuritakse sõelanalüüsil ning terasuurusi <63 µm pipettmeetodil ja optilisel- või röntgenmeetodil. Kivistunud sette uurimiseks õhikus täpset meetodikat ei ole, kuna terasuurused on reeglina väiksemad kui sõelanalüüsil saadud. Seega kui tahta võrrelda terasuurusi moreenidel ja impaktbretšadel, tuleks kõigepealt sisse viia parandustegur käesolevas töös mikroskoobi abil saadud impaktbretšade maatriksi lõimise mõõtmistulemustele. Vea parandamiseks kasutatakse W. C. Krumbeini poolt 1935. aastal välja pakutud parandustegurit. Õhikus mõõdetud terade keskmised suurused on ligikaudu 24% väiksemad kui tegelikult. Viga saab parandada valemi $v_r=4/\pi v_x=1,27v_x$ alusel (milles v_r on parandatud ehk tegelik keskmine ja v_x on algne keskmine). Moreenide terasuurus sõltub peamiselt kahest faktorist (Flint, 1957): 1) algmaterjali koostisest ja 2) materjali purustamisest glatsiaalse transpordi käigus, mis omakorda sõltub kivimite vastupidavusest, asendist transpordi käigus (liustiku peal, keskel, all, ees) ja transpordi kaugusest.

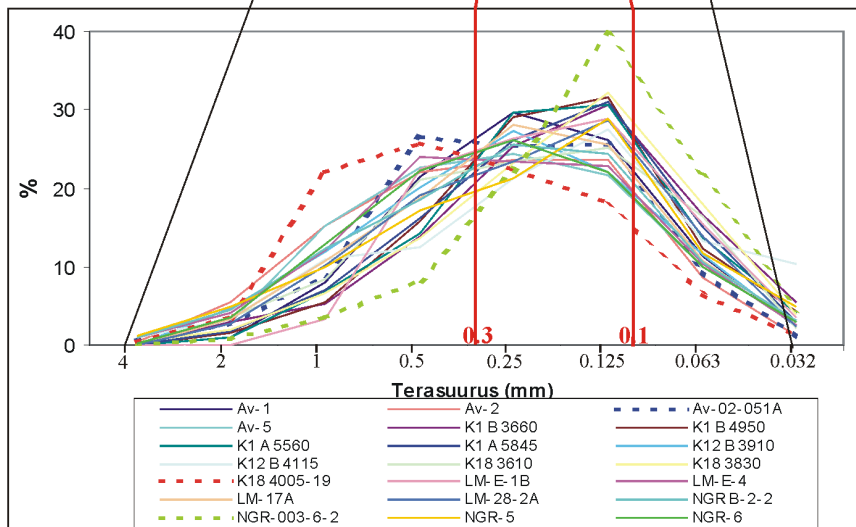
Moreenide lõimise võrdlus (joonis 37 ja 38) parandatud impaktbretša lõimisega (joonis 39) põhineb kahel näitel: 1) moreenid, mis pärinevad Åstedaleni orust, Norras (Haldorsen, 1981) ja 2) moreenid, mis pärinevad Kesk-Ontariost (Dreimanis ja Vagners, 1971).



Joonis 37. Liivakivi terasuured (A) ja selle arvelt moodustunud moreeni terasuured (B) Norras, Astedaleni orus (Haldorsen, 1981 alusel). Punaste joontega on märgitud levinuim terasuurusvahemik impaktbretšade maatriksis ning mustade joontega vahemik 4-0,032 mm.



Joonis 38. Süva- ja moondekivimite arvel moodustunud moreeni terasuuste jaotus Kanada kilbil, Kesk-Ontarios. Nr. 1 transporditud 220 km; Nr. 2 ja Nr. 3 transporditud ~1200 km (Dreimanis ja Vagnets, 1971 alusel).



Joonis 39. Impaktbretša maatriksi terasuurus (kvarts, päevakivi, vilk) uuritud kraatrite bretšade maatriksis. Otseste mõõtmistulemustega võrreldes (toodud eespool) on terasuuruskaalat nihutatud paremale koefitsenti 1,27 arvestades (vt. Tekst lk. 51).

Terasuurus Norra moreenis (Haldorsen, 1981)

Åstedaleni org asub Norra kaguosas ja sealt koguti liustikualuse moreeni proovid (~150 kohast). Keskmise moreenide paksus sellel alal on 3-5 meetrit. Aluspõhja kivim koosneb Kambriumi eelsetest liivakividest (grauvakid ja arkoosid). Mineraalidest domineerivad liivakivis kvarts, mikrokliin, albiit ja muskoviit. Analüüsiti materjali, mille terasuurused jäid alla 32 mm. Samuti viidi läbi võrdlev aluspõhjakivimite analüüs, mille terasuuruste õhikuvaatlus andmetele viidi sisse parandus. Moreeni maatriksi ja aluspõhjakivimi terasuuruse jaotuse vahel on selge seos (joonis 37). Aluspõhjakivim koosneb peamiselt mineraaliteradest suurusega 2-0,032 mm ning valdavad terasuurused vahemikus 0,5-0,063 mm (keskmise kuni väga peen liiv). Moreenides on aga valdav terasuuruste vahemik 0,5-0,125 mm (keskmise kuni peen liiv), mis peegeldab primaarset terasuuruse jaotust aluspõhja kivimis. Kuna kivimklastide osakaal võrreldes mineraali klastidega on moreenides suhteliselt väike, siis sellest võib järeldada, et glatsiaalse transpordi käigus laguneb kivim peamiselt piki terade piire.

Ontario moreen (Dreimanis ja Vagners, 1971)

Ontario moreen on Wisconsin-ealine. Aluspõhjakivimiks on selles piirkonnas magma- ja moondekivimid, lubjakivid, dolomiidid, aleuriidid ja kildad ning vanemad Kvaternaari setted. Uuringu käigus analüüsiti kokku 30 moreeni proovi. Valdav terasuuruse vahemik neis on 0,25-0,125 mm (peen liiv) (transpordikaugus vähemalt 1000 km) (joonis 38). Selle töö tulemusel jõuti järeldusele, et glatsiaalse transpordi ja erosiooni käigus kivimid purustatakse nende koostismineraalideks. Seetõttu tekib vähemalt bimodaalne terasuurus jaotus, mille ühe tipu moodustavad peamiselt klastid (litoklast) ja teise maatriksi (mineraalid). Allika lähedal, kus liustik kivimi fragmendid üles korjas, valdab alati klastide suurusvahemik. Eemaldudes allikast, kui suureneb transpordi vahemaa, suureneb ka maatriksi osakaal (klastid purustatakse) (joonis 38). Maatriksil on kindlad suurused, mis on omased igale mineraalile. Need omakorda sõltuvad mineraali algsest suurusest ja kujust ning vastupidavusest glatsiaalsele transpordile. Mõningate mineraalide "lõplikud" terasuurused on näidatud joonisel 40. Ning kui moreenides valdavad "lõplikud" suurused, siis on nendel moreenidel suurem küpsusaste.

9. Arutelu

Petroloogia valdkonnas loetakse impaktiite moondekivimite üheks vormiks, mis tekivad omapärasel purustusprotsessil ehk šokimoonde käigus (Kalm jt., 1999). Impaktprotsessid on erilised, kuna neid juhtub harva, nad omavad suurt energiat (pole võrreldav maiste maaväriinate või vulkaanipursetega) ning tekitavad kivimites ekstreemseid füüsikalisi tingimusi, mis loovad unikaalseid šokiefekte kivimitmoodustavates mineraalides (French, 1998). Impakti käigus, sihtkivimite purustamisel, tekkinud impaktiitide lõimist on süstemaatiliselt kirjeldatud kirjanduses väga vähe, mis tõenäoliselt on põhjustatud sellest, et leidub vähe paljandeid, vähe on puursüdamikke ning vähe on säilunud materjali, kus kivimikehade geoloogia oleks selgesti nähtav. Enamasti leiab kirjanduses käsitlemist ainult üldine bretšatüüpide levik, nende asend ning mineraloogilis-geokeemilise koostise iseloom. Süstemaatiline lõimise analüüs, pangastest maatrikisini, kuidas levinud ja kus, on käsitlemist leidnud Kärddla kraatris (Suuroja, 1999; Preeden, 2001). Kara ja Jänisjärvi kraatrites on uuritud ainult allohtonsete bretšade terasuuri (Basilevsky jt., 1978). Maatriksi uuringuid sarnaselt käesolevale tööle pole kirjandusest leitud.

Esimene töö Kärddla kraatrist, mis käsitles impaktbretšade geneetilist jaotust ning nende koostises esineva materjali lõimist ja kivimilise koostise muutusi on S. Suuroja 1999. aasta magistritöö. Selles on antud puursüdamiku K-1 statistilise analüüsi andmestiku põhjal koostatud läbilõige (klastide lõimis ja nende kivimiline koostis). Vaadeldi klaste alates peenfraktsioonist (< 2 mm) kuni pangasteni (> 1000 mm). Sama töö on tehtud käesoleva töö autori poolt K-18 ja K-12 puursüdamikes (Preeden, 2001). Käesolevas magistritöös on uuritud bretša maatriksit moodustavate mineraalide lõimist.

Uuritud maatriks pärineb Kärddla kraatri puursüdamikest K-1, K-12 ja K-18 allohtonse, par-autohtonse ja autohtonsetest bretšadest, mis on tekkinud peamiselt kristalse kivimi arvel (v. a. K-12, kus maatriks on moodustunud ka settekivimi arvel). Uuritud ei ole puhtalt settekivimi arvel moodustunud bretšat, kuna selle terasuurus on silmnähtavalt sarnane lähtekivimi enda omale. Uuritud maatriks ise on igalpool allohtonne, see tähendab, et ta on igal juhul liikunud oma algsest lasuvuskohast.

Neugrundi kraatrist on uuritud tõenäoliselt kraatrivallilt pärinevat bretša maatriksit ning Åvike ja Lumparni kraatritest kraatripõhja bretšat (bretšadaikid), kuna rohkemat seal tõenäoliselt säilunud pole.

Impaktbretšade maatriksi terasuuruse võrdlus uuritud kraatrites baseerub ennekõike kvartsil, kuna see mineraal on kõikides õhikutes kõige levinum.

Kuigi ka päevakivid on suhteliselt levinud, ei oma nad nii ühtset terasuuruse jaotuskõverat nagu ka vilgud. See võib olla põhjustatud sellest, et kvarts on mehhaaniliselt vastupidavam mineraal ning ka impaktijärgsed muutused/protsessid mõjutavad kvartsi vähem. Seega võib kvartsi terasuurusi pidada ennekõike purustusest tulenevaiks.

Tekib küsimus, millest on põhjustatud terasuuruse suhteliselt sarnane levik erinevates uuritud kraatrites?

Esimese põhjusena võiks käsitleda sihtkivimi materjali (selle koostist ja iseloomu), mis uuritud kraatrites on suhteliselt erinevad. Kraatrid on tekkinud nii sette (liivakivi, savi, karbonaat)- kui moonde- (gneisid, amfiboliidid) ja magmakivimitesse (graniidid). Selle põhjal võiks eeldada, et ka purustusel tekkinud terasuurus võiks erineda piirkonniti. Seda aga ilmsiks ei tule. Samas on geoloogiline situatsioon kraatrite tekkel olnud suhteliselt sarnane, kõigis neljas uuritud kraatrites koosnes see tavaliselt kahest kihist: aluskord ning seda kattev settekivimi kompleks. Hästi üldistavalt võiks kristalsed kivimid paigutada sarnasuse (vanuse ja koostise) alusel ühte gruppi, kuigi Lumparni rabakivid omasid tõenäoliselt algselt veidi suuremat terasuurust kui teiste kraatrite graniitsed ja metamorfsed kivimid. Üksteisest erinesid aga settekivimid (nii vanus kui tsementeeritus). Åvike ja Lumparni kraatrites kattis aluskorda Eelkambriumi silikaatpurdsete (Jotniumi liivakivi) ning Neugrundi ja Kärkla kraatrites Kambriumi ja selle järgne silikaatpurdsete (savi, liivakivi). Kärkla kraatris lisaks ka karbonaatne materjal, mis võib olla tõenäoliselt üheks põhjuseks, miks seal puudub sula kiht. Kui karbonaadid olid katvaks kihiks kristalsete kivimite peal siis, neile mõjus kõige tugevam šokilaine rõhk. Sula ei tekkinud, kuna karbonaatne sihtkivim aurustub, mitte ei sula. Erinevus settekivimite vahel võib olla ka osaliselt põhjuseks, miks mõningates õhikutes oli terasuurus suurem. Kui bretša sisaldas rohkelt settekivimi arvel moodustunud terasid (eriti kvartsi), siis valdas natuke suurem terasuurus ning terad olid rohkem ümardatud (K12 B 3910). Samas Åvike ning Lumparni materjalides leidis samuti settekivimi arvel moodustunud klaste, kuid terasuurus on sarnane üldisele levikule. Selline erinevus on tõenäoliselt põhjustatud settekivimi iseloomust. Kuna Jotniumi aegsed liivakivid (Åvike ja Lumparni kraatrites) olid ehk rohkem kõvastunud (tsementeeritud), siis käitusid nad purustusel sarnaselt kristalsetele kivimitele. Sellega võiks seletada Jotniumi liivakivide terasuuruse sarnasust kristalsete kivimite omadele.

Kuigi eeldades, et sihtkivimid olid suhteliselt sarnased, on tekkinud impaktiidid erinevad. Mis ei tulene mitte sellest, et nad tekkel olid erinevad, vaid pigem sellest, mis tänapäeval säilunud on ja mida on võimalik kätte saada.

Vaatamata sellele, et bretšad pärinevad kraatri struktuuri suhtes väga erinevatest asukohtadest (kraatripõhi, kraatrivall, bretšadaikid, kraatritäide) ning on mõjutatud erinevast šokirõhust, on terasuurus suhteliselt sarnane. Millest võiks järeldada, et terasuuruse jaotus oleneb vähe bretšatuübist ja selle paigutusest nii vertikaalses kui ka horisontaalses plaanis ning PDF-dega kvartsi sisaldusest. Natuke suuremad terade suurused valdasid siiski juba kraatri aluse aluskorra bretšasoones (autohtoonses osas, õhikus K18 4005-19).

Põhjuseks, miks terasuurus erinevates kraatrites sarnane on, võiks olla purustusprotsessi iseloom, mis loob purdmaterjali. Määravaks pole tõenäoliselt mitte šokilainest tulenev purustus, vaid kogu kivim-massiivi plahvatusjärgsest liikumisest tulenev hõõrdumine ja materjali peeneks jahvatamine suuremate pangaste, rahnude ja veeriste vahel. Antud uuringu tulemuste alusel võiks järeldada, et impaktiga kaasnev purustusprotsess loob liiva- ja aleuriidifraktsiooni sarnase tersuuruse erinevatel sihtkivimitel. See tähendab, et teradel on mingi kindel suurus milleni nad impaktprotsessi käigus purustatakse. Sarnase järelduseni jõudsid ka Basilevsky ja tema kolleegid (1978). Nemad uurisid küll jämedamat fraktsiooni. Nimelt uuriti allohtoonse bretša terasuurusi Jänisjärvi kraatris ja Kara kraatrites Venemaal. Jänisjärvi kraater on 14 km läbimõõduga ja tekkis ~700 miljonit aastat tagasi Eelkambriumi vanusesse kvarts-biotiidi kilta. Kara kraater omab diameetrit 65 km ning tekkis ~70 miljonit aastat tagasi Permi vanusega argilliitidesse, aleuriitidesse ja liivakividesse. Terasuuruse suhtelist jaotust võrreldi Jänisjärvi kraatri allohtoonsetel bretšadel paljandis ning Kara kraatri allohtoonsetel bretšadel puursüdamiku materjalis. Kuigi sihtkivimid olid väga erinevad nendes kraatrites, saadi terasuuruse mõõtmiste tulemus sarnane. Valdas terasuurus 0,6-0,7 mm. Siit tulenes ka järeldus, et terasuurus, milliseni šokilaine poolt kivim purustatakse, ei sõltu sihtkivimi algsest terasuurusest.

Sarnast efekti on täheldatud ka liustiku purustusprotsessi käigus tekkinud settel moreenil, nagu on kirjeldatud peatükis 8. Mineraalid omavad kindlaid terasuurus vahemikke, milles nad on valdavad ning need on üsna sarnased nii liustiku-alustes moreenides kui ka impaktbretšades. See viitab selgesti, et purustusprotsess loob kindlaid terasuurusi. Kuid nagu ka moreenides, nii ka bretšades, kui tekkinud sete sisaldab sette kivimi arvel moodustunud klaste, siis võib jälgida ka suuremaid terasuurusi. Selle põhjal võiks järeldada, et pole ühest põhjust miks terasuurus erinevatel mineraalidel omab just sellist kindlat valdavat terasuurus vahemikku nii moreenides kui impaktiitides. Kaks peamist põhjust, mis terasuuruse kujunemist tõenäoliselt mõjutavad on ennekõike purustusprotsess ning kindlasti ka sihtkivimi iseloom.

10. Kokkuvõte

Antud uurimistöö eesmärk oli välja selgitada, millistes terasuuruse vahemikes levivad peamised impaktbretša maatriksit moodustavad mineraalid ning uurida põhjuseid, miks on levinud just sellised terasuurused. Uuriti nelja kraatri impaktbretšade terasuurust: Kärddla ja Neugrundi kraatreid Eestis, Åvike kraatrit Rootsis ning Lumparni kraatrit Soomes. Uuritud kraatrite sihtkivim koosnes nii erinevatest settekivimitest, kui ka moonde- ja süvakivimitest. Sarnane oli kõigis kraatrites sihtkivimi geoloogiline struktuur (kristalseid kivimeid kattis settekate).

Tulemuseks saadi, et impaktbretšade maatriksis olevatel mineraalidel on kindel valdav terasuuruse vahemik. Kvartsil on selleks näivterasuurus vahemikus 0,125-0,063 mm. Päevakivide terasuurus on valdav vahemikus 0,5-0,125 mm. Vilgud valdavad vahemikus 0,25-0,063 mm.

Kui mõne mineraali terasuurus oli mingis õhikus valdavast vahemikust suurem, siis olid ka teised mineraalid selles õhikus tavaliselt suuremad. Suuremad suurused teradel olid ka peamiselt settekivimi arvel moodustunud impaktbretša maatriksil.

Settekivimite purustus liustiku tegevuse tagajärjel loob samuti natuke suuremaid terasuurusi (0,5-0,125 mm), kui kristalsete kivimite arvel toimunud purustus (terasuurus on siis valdav vahemikus 0,25-0,125 mm). Valdav terasuuruse vahemik on aga nii moreenidel kui uuritud bretšadel suhteliselt sarnane. Moreenidel valdab terasuurus vahemikus 0,5-0,125 mm (keskmine kuni peen liiv), parandatud terasuurus impaktiitides oli aga valdav vahemikus 0,3-0,1 mm (keskmine kuni väga peen liiv).

Jotniumi liivakivid (Åvike ja Lumparni kraatrites), mis tõenäoliselt olid kõvastunud või siis olid vähem "küpsed" käitusid impakti poolt tekitatud purustusel sarnaselt kristalsetele kivimitele ning omavad ka seetõttu sarnaseid valdavaid terasuuruse vahemikke erinevatel mineraalidel.

Uurides planaarse deformatsiooni elementide levikut erinevates kraatrites, siis võis täheldada, et PDF-e sisaldavate bretšade maatriksi terasuurus ei erinenud PDF-e mitte sisaldanutest. Seega ei mõjuta šokirõhu intensiivsus valdavalt terasuuruse levikut erinevatel mineraalidel ja seda nii horisontaalses kui vertikaalses lõikes.

Ehk teisite sõnadega: juba suhteliselt madala rõhu tingimustes kulgevad kraatritekke protsessid põhjustavad purdmaterjali teket, mis muidu näiteks liustikuprotsessides kujuneb alles pika transpordi järel.

Impaktbretša maatriksit võib leida väga erinevatest bretšatüüpidest (autohtoonsest, parautohtoonsest ja allohtoonsest bretšast). Bretša maatriks on aga igal pool allohtoonne, see tähendab, et ta on liikunud oma algsest asukohast (erinevatele kaugustele, erineva kiirusega). Vaatamata sellele on maatriksis säilunud erinevatel mineraalidel kindlad valdavad terasuuruse vahemikud. See viitab erinevate mineraalide erinevale käitumisele impakt purustusprotsessis.

Kui settekivimite arvel moodustunud klastide suuremad terasuurused peegeldavad mõningasel määral sihtkivimi algset lõimist, siis bretša klastide valdava terasuuruse leviku sarnasus liustikutekkelise sette moreeniga ning erinevate impaktbretša tüüpide sarnane terasuurus viitab selgelt purustusprotsessi olulisele osale. Seoses sellega võib tõdeda, et mineraalide terasuuruse kujunemisel on olulised nii purustusprotsess, sihtkivimi iseloom kui ka mineraalide tugevusomadused.

Tänuavaldused

Ma tänan oma juhendajaid emeriitprofessor Väino Puurat ja magister Juho Kirsi, nende kasulike nõuannete ja abi eest. Siin kohal sooviks veel tänada Tom Flodeni, Leho Ainsaart, kes aitas leida kasulikke viiteid terasuuruse mõõtmise teoreetiliste aluste kohta ning töö ülevaatamise eest Evelin Verši. Suured tänud ka õhikud valmistanud Ülo Kestlasele. Uurimistöö sai abi ETF grantidelt 4417 ja 5817 (V. Puurale).

Kasutatud kirjandus

Abels, A., Mannola, P., Lehtinen, M., Pesonen, L. J., 1998. New observations of the properties of the Lumparn impact structure, Åland islands, southwestern Finland. *Meteoritics and Planetary Science*, 33 (4), A8, 61.

Abels, A., 2003. Investigation of Impact Structures in Finland (Söderfjärden, Lumparn, Lappajärvi) by Digital Integration of Multidisciplinary Geodata. Doktoritöö. Westphalian-Wilhelmsi Ülikool, Geoloogia osakond, Saksamaa, 270 lk.

Basilevsky, A. T., Granovsky, L. B., Ivanov, B. A., Vernadsky, V. I., 1978. Grain size distribution and relative length of fragments in allogene breccias of the meteoritic craters Jänisjärvi, Karelia, and Kara, the Polar Ural. *Lunar and Planetary Science IX*, (abstrakt), 47-49.

Bergman, L., 1982. Clastic dykes in the Åland islands, SW Finland and their origin. Bergman, L., Tynni, R., Winterhalter, B. (toim.). *Paleozoic sediments in the rabakivi area of the Åland islands*. Geological Survey of Finland, Bulletin, 317, 7-32.

De Geer, G., 1880. Några ord om bergarterna på Åland och flyttblocken derifrån. *Geologiska Föreningens Stockholm Förhandlingar* 5, 469-484.

Dreimanis, A., 1971. Procedures of till investigations in North America: a general review. Goldthwait, R. P. (toim.). *Till/ a Symposium*, Ohio State University Press, 27-37.

Dreimanis, A. ja Vagners, U. J., 1971. Bimodal Distribution of Rock and Mineral Fragments in Basal Tills. Goldthwait, R. P. (toim.). *Till/ a Symposium*, Ohio State Univ. Press, 237-250.

Dreimanis, A. ja Lundquist, J., 1984. What should be called till? *Striae*, 20, 5-10.

Flint, R. F., 1957. *Glacial and Pleistocene geology*. J. Wiley and Sons, New York, 553 lk.

French, B. M., 1998. *Traces of Catastrophe. A Handbook of Shock-Metamorphic Effects in Terrestrial Meteorite Impact Structures*. LPI Contribution, Lunar and Planetary Institute, Houston, 120 lk.

Galehouse, J. S., 1969. Counting grain mounts: Number percentage vs. number frequency. *Journal of Sedimentary Petrology*, 39, 812-815.

Grieve, R. A. F., Langenhorst, F., Stöffler, D., 1996. Shock metamorphism of quartz in nature and in experiment: II. Significance in geoscience. *Meteoritics and Planetary Science*, 31, 6-35.

Haldorsen, S., 1975. Nordisk bunnmoreneforskning – en oversikt. *Kvaternytt*, 1, 5-13.

Haldorsen, S., 1981. Grain-size distribution of subglacial till and its relation to glacial crushing and abrasion. *Boreas*, 10, 91-105.

Harrison, P. W., 1960. Original bedrock composition of Wisconsin till in central Indiana. *Journal of Sedimentary Petrology*, 30, 432-446.

Hausen, H., 1964. Geologisk beskrivning över landskapet Åland. Ålands Kulturstiftelse IV, 196 lk.

Henkel, H. ja Lilljequist, R., 2001. The Åvike Bay structure. Martinez-Ruiz, F., Ortega-Huertas, M., Palomo, I. (toim.). 6th EFS – IMPACT workshop “Impact markers in the stratigraphic record”. Granada, Spain, (abstrakt), 47.

Henkel, H., Puura, V., Floden, T., Kirs, J., Konsa, M., Lilljequist, R., Preeden, U., 2004. Åvikebukten Bay – a 10 km diameter impact structure at the Bothnian coast of central Sweden. Henkel, H. ja Koeberl, C. (toim.). *Impact Tectonics*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York (trükis).

Кала, jt. – Кала, Э., Каяк, К., Каяк, Х. и др. 1971. Отчет о комплексной геолого-гидрогеологической съемке м- ба 1:200 000 о. Хийумаа (лист 0-34-X) УГ ЭССР. Таллинн, 624 lk.

Kalm, V., Kirs, J., Kirsimäe, K., Kurvits, T., 1999. *Mineraalid ja kivimid*. Tartu Ülikooli Kirjastus, 112 lk.

Kirsimäe, K., Suuroja, S., Kirs, J., Kärki, A., Polikarpus, M., Puura, V., Suuroja, K., 2002. Hornblende alteration and fluid inclusions in Kärddla impact crater, Estonia: Evidence for impact – induced hydrothermal activity. *Meteoritics and Planetary Science*, 37, 449-457.

Koeberl, C., 1997. Impact cratering: The mineralogical and geochemical evidence. Johnson, K. ja Campbell, J. (toim.). "The Ames Structure and Similar Features". Oklahoma Geological Survey Circular 100, 30-54.

Krumbein, W. C., 1935. Thin-section mechanical analysis of indurated sediments. *Journal of Geology* 43, 482-496.

Kulling, O., 1926. Den nyupptäckta Östersjökalken i Lumparnfjärden. *Geol. Fören. I Stockholm Förh.* Bd. 48, 503-509.

Lehtinen, M., 1995. Lumparn and Suvasvesi – uusia meteoriittikraatterilöytöjä Suomesta. *Tähdet ja Avaruus*, 25 (1), 4.

Lehtovaara, J. J., 1982. Paleozoic sedimentary rocks in Finland. *Annales Academiae Scientiarum Fennicae, III. Geologica-Geographica* 133, Suomalainen Tiedeakatemia, Helsinki, 35 lk.

Lewis, D. W. ja McConchie, D., 1994. *Analytical Sedimentology*. Chapman&Hall, New York, 197 lk.

Lilljequist, R. ja Preeden, U., 2004. The Duobblon structure – a small segment of a large Precambrian impact structure? ". Henkel, H. ja Koeberl, C. (toim.). *Impact Tectonics*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York (trükis).

Lundquist, T., Gee, D., Kumpulainen, R., Kresten, P., 1990. Beskrivning till berggrundskartan over Västernorrlands län. *Sver. Geol. Unders. Ser Ba31*, 238-278.

Lutt, J., Raukas, A., 1993. *Geology of the Estonian Shelf*. Academy of Sciences of Estonia, 1-192.

Masaitis, jt. – Масайтис, В. Л., Данилин, А. Н., Мащак, М. С. и др., 1980. Геология астроблем.-Л., Недра, 231 lk.

Mannola, P., 1997. Lumparn – En impaktstruktur på Åland. Magistritöö. Åbo Akademi, Turu, Soome, 64 lk.

Meloch, H. J., 1989. Impact Cratering: A Geologic Process. Oxford University Press, New York, 245 lk.

Merrill, G. K., 1979. Ordovician conodonts from the Åland Islands, Finland. Geol. Fören. Stockholm Förhandl. Bd. 101 (4), 329-341.

Metzger, A. A. T., 1927. Zur Kenntnis des Nordbaltischen Kambrosilurs auf Åland und im südwestlichen Küstengebiet Finnlands. Verläufige Mitt. Fennia. 47, 1-20.

Middleton, G. V., Church, M. J., Coniglio, M., Hardie, L. A., Longstaffe, F. J., 2003. Encyclopedia of sediments and sedimentary rocks. Encyclopedia of earth science series, Kluwer Academic Publishers, 821 lk.

Milton, D. J., 1977. Shatter cones – An outstanding problem in shock mechanics. Roddy, D.J., Pepin, R.O., Merrill, R.B. (toim.). Impact and Explosion Cratering: Planetary and Terrestrial Implications, Pergamon, New York, 703-714.

Orviku, K., 1935. Gneiss-breccia suurte rändrahnude kivimina. Eesti Loodus III, 4, 98-99.

Plado, J., Pesonen, L. J., Seppo, E., Puura, V., Suuroja, K., 1996. Geophysical research on the Kärđla impact structure, Hiiumaa island, Estonia. Meteoritics and Planetary Science, 31, 289-298.

Preeden, U., 2001. Kärđla kraatri impaktbretshade litoloogiline võrdlus. Ülemastmetöö. Tartu Ülikool, Geoloogia Instituut, Tartu, 19 lk.

Preeden, U., 2002. Löögimoonde jälgedega kvarts ja selle asend Kärđla meteoriidikraatris. Bakalaurusetöö. Tartu Ülikool, Geoloogia Instituut, Tartu, 52 lk.

Puura, V., ja Suuroja, K., 1992. Ordovician impact crater at Kärđla, Hiiumaa Island, Estonia. Pesonen, L. J., Henkel, H. (toim.). *Terrestrial Impact Craters and Craterform Structures with a Special Focus on Fennoscandia*. *Tectonophysis*, 216, 143-156.

Puura, V., Kirs, J., Plado, J., Suuroja, K., Suuroja, S., 1994a. Shocked rocks of the Kärđla crater. Divergency in chemistry, mineralogy, fluid inclusions and petrophysical properties. ESF Network "Impact Cratering and Evolution of Planet Earth", 3 th. International Workshop (abstrakt), 54.

Puura, V., Lindström, M., Floden, T., Pipping, F., Motusa, G., Lehtinen, M., Suuroja, K., Murnieks, K., 1994b. Structure and stratigraphy of meteorite craters in Fennoscandia and the Baltic region: A first outlook. *Eesti Teaduste Akadeemia Toim.*, 43, 2, 93-108.

Puura, V., Kärki, A., Kons, M., Floden, T., Pihlaja, P., Suuroja, K., 2001. Estolites – magnetic metalliferous particles from suevites from craters Estonia, Fennoscandia, and Africa. *Meteoritics and Planetary Science* 36, A169-170.

Puura, V., Huber, H., Kirs, J., Kärki, A., Suuroja, K., Kirsimäe, K., Kivisilla, J., Kleesment, A., Konsa, M., Preeden, U., Suuroja, S., Koeberl, C., 2004. Geology, petrography, and geochemistry of impactites and target rocks from the Kärđla crater, Estonia. *Meteoritics and Planetary Science*, 39, 3, 425-451.

Raukas, A. ja Hyvärinen, H., 1992. Geology of the Gulf of Finland. *Estonian Academy of Sciences*, 1-421.

Raukas, A., Mickelson, D. M., Dreimanis, A., 1978. Methods of till investigation in Europe and North America. *Journal of Sedimentary Petrology*, 48, 285-294.

Roddy, D. J. ja Davis, L. K., 1977. Shatter cones formed in largescale experimental explosion craters. Roddy, D.J., Pepin, R.O., Merrill, R.B. (toim.). *Impact and Exsplosion Cratering: Planetary and Terrestrial Implications*, Pergamon, New York, 715-750.

Sarantšina ja Kozevnikov – Саранчина, Г. М., Кожевников, В. Н., 1985. Федоровский метод (определение минералов, микроструктурный анализ). *Л. Недра*, 208 lk.

Savvaitov, A. S., 1962. O sostave melkozema morenykh suglinkakh. Danilans, I. (toim.). Questions on Quaternary geology, Academy of Science Latvian SSR, Institute Geology, Riga, 123-128.

Sinialu, R. ja Kleesment, A., 2002. Purdsetendite granulomeetrisest klassifikatsioonist. Bulletin of the Geological Survey of Estonia, 10/1, 20-26.

Stinkule, A.V., 1964. O raspredelenii khimicheskikh elementov v melkozeme moreny. Danilans, I. (toim.). Questions on Quaternary geology, Academy of Science Latvian SSR, Institute Geology, Riga, 311-320.

Stöffler, D. ja Grieve, R., 1994. Classification and nomenclature of impact metamorphic rocks: a proposal to the IUGS subcommission on the systematics of metamorphic rocks. Montanari, A. ja Smit, J. (toim.). Impact Cratering and Evolution of Planet Earth: a Scientific Network of European Science Foundation, Post – Östersund Newsletter, 9-15.

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

Stöffler, D. ja Grieve, R., 2003. internetileheküljelt
http://www.bgs.ac.uk/SCMR/docs/paper_12/scmr_paper_12_1.pdf

Suuroja, jt. – Сууроя, К., Громов, О., Кала, Э., 1974. Отчет о поисках поднятий кристаллического фундамента северо-восточной части о. Хийумаа и оценки на гранитныйшебень. УГ ЭССР. Таллинн, 212 lk.

Suuroja, jt. – Сууроя, К., Коппельмаа, Х., Нийн, М., и др., 1991. Отчет о глубинном геологическом картировании о. Хийумаа в м-бе 1:200 000 за 1986-1991 г. Таллинн. 210 lk.

Suuroja, K., 1994a. Post-impact history of the Kärddla crater. ESF Network “Impact Cratering and Evolution of Planet Earth”. 2 th International Workshop: Abstract vol., 68.

Suuroja, K. ja Saadre, T., 1995. Loode-eesi gneissbretšad senitundmatu impaktstruktuuri tunnistajaina. Eesti Geoloogiakeskuse Toimetised, 5/1, 26-28.

Suuroja, K., 1996. Kärkla impaktkraatri teke ja areng. Magistritöö. Tartu Ülikool, Geoloogia Instituut, Tartu, 57 lk.

Suuroja, K., Suuroja, S., Puurmann, T., 1996. Neugrund structure as an impact crater. Eesti Geoloogia Seltsi bulletin, 2/96, 32-41.

Suuroja, K., Mardim, T., Kadastik, E., 1997. Kärkla kraatriala detailne (mõõtkavas 1:10 000) geoloogiline kaardistamine. Hiiumaa. Eesti Vabariik.

Suuroja, K. ja Suuroja, S., 2000. Neugrund Structure – the newly discovered submarine Early Cambrian impact crater. Gilmour, J. ja Koeberl, C. (toim.). Impacts and the Early Earth, Lecture Notes in Earth Sciences v. 91, Springer, Berlin-Heidelberg, 389-416.

Suuroja, K. ja Suuroja, S., 2002. Kärkla and Neugrund – two similar nearby Early Paleozoic marine impact structures in the Baltic. Henkel, H., Dalwigk, v. I., Lindström, M., Lilljequist, R. (toim.). 8th ESF-IMPACT Workshop “Impact Tectonism”, in Mora, Sweden (abstrakt), 59.

Suuroja, S., 1994b. Löögimetamorfismi ilminguist Kärkla kraatri kristalsetes kivimites. Diplomitöö. Tartu Ülikool, Geoloogia Instituut, Tartu, 49 lk.

Suuroja, S., 1999. Kärkla kraatri bretšade litoloogia. Magistritöö. Tartu Ülikool, Geoloogia Instituut, 78 lk.

Svensson, N. B., 1993. Lumparn Bay: a meteorite impact crater in the Åland Archipelago southwest Finland. 56th Meeting of the Meteoritical Society, Vail, Colorado (abstrakt), Meteoritics 28, 445.

Söderström, L., 1966. The kimberlites of Åvike Bay, on the Bothnian coast of Sweden. Geol. Fören. I Stockholm Förh. 88, 351-360.

Vagners, U. J., 1966. Lithologic relationships of till to carbonate bedrock in southern Ontario. Magistritöö, Lääne-Ontario Ülikool, London, Kanada, 270 lk.

Viiding, H., Kala, E., Pobul, E., 1969. Paluküla mõistatus laheneb. “Eesti Loodus”, 8, 464-474.

Winterhalter, B., 1982. The Bedrock Geology of Lumparn Bay, Åland. Geological Survey of Finland, Bulletin 317, 116-126.

"Grain-size distribution of impactbreccia matrix in Kärddla, Neugrund, Åvike and Lumparn craters"

Summary

The aim of this Master Thesis was to describe grain-size distribution in the matrix of the impact breccia, by the means of mineralogical-petrological microscopic studies. All together 21 thin-sections from four impact craters from Estonia, Sweden and Finland were studied, all somewhat varying in age, size and target composition: (1) Kärddla crater, 4 km in diameter and formed approximately 455 My ago into Middle- and Lower-Ordovician carbonates, Cambrian siliciclastic material and Precambrian metamorphic and igneous rocks; (2) Neugrund crater, has a diameter about 9 km and formed approximately 535 My ago into Vendian and Postcambrian siliciclastic material and Precambrian metamorphic and granitic rocks; (3) Åvike crater, diameter near 10 km, was formed approximately 1200-530 My ago into Precambrian metamorphic and igneous rocks covered with Mesoproterozoic Jotnum age sandstone; (4) Lumparn crater, has a diameter near 9 km and formed approximately 1200-500 My ago into Rabakivi granite, probably covered with Jotnum sandstone.

It is well known that such kind of grain-size distribution measurements in thin-sections are not completely plausible, because the grain-size of mineral grains in thin-sections is approximately 24% smaller from their original size got by using sieving method (Krumbein, 1935). This study, however, shows that grain-size distribution in the impact breccia matrix formed from very different hard (crystalline) target rocks, is relatively similar. Somewhat bigger grain-sizes can be found in breccias derived from soft sedimentary rocks. Abundance of PDF-s in shocked quartz (indicating higher shock pressure) shows no affect to the grain size distribution. Comparison of impact breccia matrix grain-sizes to glacial moraine and its fine-grained fraction shows, that the fragmentation of target rocks by the crater-forming shock wave is generating similar grain-size distribution as the fragmentation by glacier dynamics. We conclude, that the grain-size is depending on the crushing processes, and also from the initial properties of the target rocks and minerals.

LISA

Lisa 1. Impaktiitide terminoloogia

Järgnevalt on toodud mõningate impaktiitide kohta käivate mõistete seletused, mis on esitatud D. Stöffler'i ja R. A. F. Grieve poolt 2003. aastal. Ära on toodud kõnealuses klassifikatsioonis välja pakutud inglisekeelsed terminid ja nende eestikeelsed vasted. Enamik terminitest on leidnud kasutamist ka käesolevas töös.
http://www.bgs.ac.uk/SCMR/docs/paper_12/scmr_paper_12_1.pdf

Allohtoonne impaktbretša (allochthonous impact breccia) – impaktbretša, mille materjal on nende algselt kohalt ümberpaigutatud; siia kuuluvad klastilise maatriksiga bretšad (kivimbretšad, süeviihbretšad), daikbretšad ja sulakivim

Autohtoonsed impaktbretšad (autochthonous impact breccia) – kataklastilised (monomiktised) impaktbretšad, mille algmaterjali pole olulisel määral ümberpaigutatud

Dekoreeritud planaarsed deformatsiooni elemendid (decorated planar deformation features) – karastatud (annealed) planaarsed deformatsiooni elemendid, mis koosnevad katkendlikult joondunud õõnsustest ja suletistest. Tekkinud on nad algse lamelli amorfse faasi ümberkristalliseerumisel

Diaplektne klaas (diaplectic glass) – kristallide amorfne faas (tahke klaasi staadium), mis tekib üksiku kristalli või polükristallilise kivimi šokilaine surve ja järgneva rõhu vabanemise tulemusel; enamasti jälgitav tektosilikaatides

Distaalsed impaktiidid (distal impactites) – impaktiidid, mis levivad väljaspool pideva väljapaiske materjali kihi piiri (kaasa arvatud tektiidid ja impaktoklastilised (globaalsed) õhust langenud kihid

Granuliitne (impakt)bretša {granulitic (impact) breccia} – termaalselt metamorfiseeritud (rekristalliseeritud) granoplastilise või poikiloplastilise struktuuriga impaktbretša; terminit kasutatakse Kuu kivimite ja meteoriitide kohta

Hugeniot elastsuspiir (Hugeniot elastic limit) – kindel šokirõhk, millest allapoole šokist mõjutatud materjal käitub elastselt

Impakt (impact) – kahe (planetaarse) keha kokkupõrge kosmilisel kiirusel, mis tekitab šokilaine nii impaktoris kui sihtkivimis

Impaktbretša (impakt breccia) – monomiktne või polümiktne bretša, mis levib nii impaktkraatri ümber, sees kui ka all

Impaktiit (impactite) – kivim, mida on mõjutanud impaktmetamorfism (kaasa arvatud šokikivimid, impaktbretšad ja impakt sulakivimid)

Impaktformatsioon (impact formation) – geoloogiline formatsioon, mis on tekitatud impakti poolt; sisaldab erinevaid litoloogilisi ja struktuurseid üksuseid impaktkraatri sees ja all (sisemised impaktformatsioonid), pidev väljapaiske materjali kiht (välimine impakt formatsioon) ja distaalne väljapaiske materjal nagu on tektiidid ja impaktklastilised õhust langenud kihid

Impaktklaas (impact class) – impaktsula, mis on karastunud klaasiks; sisaldab poolklaasjaid impaktsula-kivimeid

(Impakt)klast {(impacto)clast} – kivimi fragment (kild, purd), mis on tekitatud impaktpurustusel; selles on jälgitavad erinevad šokkmetamorfismi staadiumid

Impaktkraater (impact crater) – tavaliselt ringikujuline kraater, mis on tekkinud kas maavälise keha ja maapinna kokkupõrkel või eksperimentaalse ülikiire keha kokkupõrkel tahke ainega

Impaktmetamorfism (impact metamorphism) – kivimite ja mineraalide moone, mille on põhjustanud planetaarse keha (impaktori) poolt loodud šokilaine sihkivimis ja selle pinnal. Sellega võib kaasned a sulamine ja sihtkivimi aurustumine

Impaktstruktuur (impact structure) – geoloogiline struktuur (olenemata selle säiluvusest), mis on tekkinud impakti käigus

Impaktsula (impact melt) – impaktkraatrites kivimite šokisulamise tagajärjel tekkinud sula

Impakt sulabretša (impact melt breccia) – impakt sulakivim, mis sisaldab erineva šokkmetamorfismi astmega kivimi ja mineraali klaste kristalses, poolklaasjas või klaasjas maatriksis

Impakt sulakivim (impact melt rock) – kristalliline, poolklaasjas või klaasjas kivim, mis on tahkunud impaktsulast, sisaldab erineval hulgal klastilist purdmaterjali

Kivim(impakt)bretša {lithic (impact) breccia} – polümiktne impaktbretša, mille klastiline maatriks koosneb šokist mõjutatud ja šokist mitte mõjutatud kivimi ning mineraali klastidest, kuid puuduvad samaaegse tekkega impaktsula osakesed

Kompleks-impaktkraater (complex impact crater) – impaktkraater, millel on suhteliselt madal sügavuse ja diameetri suhe, keskkõrgendik on rõngakujuline ning langatunud terrassilise äärestruktuuriga

Liht-impaktkraater (simple impact crater) – kausikujuline impaktkraater, millel on suhteliselt kõrge sügavuse ja diameetri suhe

Meteoriidikraater (meteorite crater) – impaktkraater, milles on säilinud meteoriitset materjali

Mikrokrüstiit (microkrystite) – mikrotektiidi-laadne sfäärul, mis tavaliselt sisaldab karastatud klinopürokseeni ja spinelli kristalle, mis tõenäoliselt on tekkinud impaktkivimite auru kondensatsioonil. Mikrokrüstiite on leitud merelistes setetes ja on tihti seotud iriidiumi ja siderofiilsete elementide anomaaliatega (nt. K/T piir, Hilis-Eotseen, Hilis-Pliotseen)

Monomiktne impaktbretša (monomict impact breccia) – impakti poolt toodetud kataklasiit, millel šokkmetamorfismi tunnused on nõrgad või puuduvad; levib impaktkraatri (par)autohtoonses põhjaosas või klastidena (kuni kamakate ja pangasteni välja) allohtoonse bretša sees

Planaarsed deformatsiooni elemendid (planar deformation features) – submikroskoopilised amorfsed lamellid, mis ilmuvad šokist mõjutatud mineraalides kui arvukad planaarsed pinnad, mis on paralleelsed kindlate kristallograafiliste suundadega; šokkmetamorfismile viitav tunnus

Planaarsed lõhed (planar fractures) – lõhed, mis on nähtavad šokist mõjutatud mineraalides, kui arvukad tasapinnaliste lõhede süsteemid, mis on paralleelsed kristallograafilistele suundadele, mis ei ole normaalsetes geoloogilistes tingimustes lõhenevussuundadeks

Planaarsed mikrostruktuurid (planar microstructures) – ühine termin, mis hõlmab nii šoki poolt tekitatud planaarseid lõhesid kui ka planaarseid deformatsiooni elemente

Polümiktne impaktbretša (polymict impact breccia) – klastilise või kristalliinse (tekkinud impaktsula kristallisatsioonil) maatriksiga bretša, mis sisaldab erineva šokkmetamorfismi astmega kivimi ja mineraali klaste, mis on ekskaveeritud impakti poolt erinevatest sihtkivimi osadest, mis hiljem on transporditud, segatud ja ladestatud impaktkraatri sees ja väljas või surutud sihtkivimitesse daikidena

Proksimaalsed impaktiidid (proximal impactites) – impaktiidid, mis asuvad impaktkraatri läheduses (seespool pideva väljapaiske materjali kihi piiri)

Purd(impakt)bretša {fragmental (impact) breccia} – sünonüüm kivimbretšale; klastilise maatriksiga polümiktne impaktbretša, mis sisaldab nii šokist mõjutatud ja šokist mitte mõjutatud kivimi ning mineraali klastidest, kuid puuduvad samaaegse tekkega impaktsula osakesed

Sihtkivim (target rock) – kivim või kivimid, mis paiknevad impakti tekkekohal, enne kraatri formeerumist

Süeviit või süeviit-bretša (suevite or suevite breccia) – klastilise maatriksiga polümiktne impaktbretša, mis sisaldab erineva šokkmetamorfismi astmega kivimi ja mineraali klaste, kaasa arvatud samaaegse tekkega impaktsula osakesed, mis on klaasjas või kristallilises olekus; sünonüümid süeviitsele impaktbretšale ja segatud bretšale

Šokiaurustumine (shock vaporization) – tahke või vedela ainese aurustumine šokilaine surve poolt, tulenedes kõrgetest šokijärgsetest temperatuuridest peale rõhu vabanemist

Šokideformatsioon (shock deformation) – šokilaine survele tekkinud deformatsioon, kus šokirõhud on kõrgemad kui Hugenioti elastsuspiir, mis omakorda viib kas ajutiste või püsivate šokiefektide tekkimisele peale rõhu vabanemist

Šokiefekt (shock effect) – mineraalide või kivimite muundumine ning deformatsioon, mis on tekitatud šokilaine poolt; võib olla nii ajutine kui ka püsiv peale rõhu möödumist

Šokijärgne temperatuur (post-shock temperature) – gaasilise, vedela või tahke aine temperatuur peale šokirõhu möödumist

Šokilaine/lööklaine (shock wave) – rõhu, tiheduse, osakese kiiruse ja sisemise energia astmelaadne katkendlikkus, mis kandub edasi gaasilistes, vedelates või tahketes keha ülehelikiirusel.

Šokiseisund (shock state) – aine termodünaamiline seisund šoki survele (kompresioonil)

Šokisulamine (shock melting) – tahke aine sulamine šokilaine surve mõjul, mis tuleneb kõrgetest šokijärgsetest temperatuuridest peale rõhu vabanemist

Šokitemperatuur (shock temperature) – ajutine temperatuur, mis saavutatakse gaasilises, vedelas või tahkes aineses šokilaine kompresiooni käigus

Šokistaadium (shock stage) – šokkmetamorfismi aste kivimite

Šokkmetamorfism/moone (shock metamorphism) kivimite ning mineraalide moone mis on põhjustatud tahke keha impaktil või kõrgenergiaga keemiliste või tuuma lõhkeaine plahvatusel tekkinud šokilaine survele

Tektiit (tektite) – maistes impaktkraatrites sula arvel tekkinud impaktklaas, mis on ballistiliselt väljapaisatud ja on ladestatud väljaspool pidevat väljapaiske materjali kihti, mõnikord ka kui aerodünaamiliselt kujundatud kehad; tektiitide suurused varieeruvad millimeetristest (mikrotektiit) kuni detsimeetristeni

Väljapaiske materjal/bretša {(impact) ejecta} – tahke, vedel ja aurustunud kivim, mis on väljapaisatud ballistiliselt impaktkraatrist

Väljapaise materjali kiht (ejecta blanket) – pidev väljapaise materjali lasund
impaktkraatri ümbruses