

KVARTS RAKVERE ÜMBRUSE FOSFORIIDIKIHKINDIS

Tiia Kurvits

Sissejuhatus

Alamordoviitsiumi Pakerordi lademe liivakivi (oobolus-liivakivi) paljandub Põhja-Eesti klindil arvukates kohtades ja tema aineeline koostis on seetõttu hästi uuritud (Loog, 1968; Heinsalu, Viiding, 1978; Mers jt., 1989; Heinsalu jt., 1991). 1980. aastatel lisandus võimalus uurida neid kihte ka klindist lõunapool. Rakvere fosforiidiuuringute käigus rajatud puuraukude rohkus andis võimaluse valida hea väljatulekuga puursüdamikud, mis on nõrgalt tsementeerunud liivakivide uurimisel oluline.

Pakerordi lademe Kallavere kihistu mineraalset koostist analüüsiti kolmes Kabala piirkonnast võetud puursüdamikus (P-2003, P-2087, P-2162), vt. jn. 1. Ilmnes, et tavalisest suurema paksusega ja jämedama lõimisega kivimiga, mis kuulub Kallavere kihistu Rannu kihistikku (Heinsalu jt., 1993), kaasneb tüüpilisest erinev mineraalne koostis. Kõige selgemini väljendavad seda kvartsi-terade tüpomorfseid tunnused, mis ongi järgneva käsitluse teemaks.

Uurimistulemused

Kallavere kihistu liivakividele omaselt moodustab uuritud läbilõigetes >90% allotigeensetest mineraalidest kvarts. Eripäraks on see, et kvartsi-terad jagunevad selgelt kahte rühma:

1) ümardamata õhukesekilluline ehk plaatjas, sageli kumera karpja pinnaga, suletisteta või suletistevaene, normaalse kustumisega kvarts (tahvel I, 1–6); 2) hästi või keskmiselt ümardatud, enamasti suletisterohke, normaalse ja lainelise kustumisega kvarts (tahvel I, 8).

Kvartsi ümardamata terade sisaldus jämedates fraktsioonides on <5% tõustes hüppeliselt fraktsioonis 0,25–0,1 mm ja suurenedes fraktsioonis 0,1–0,05 mm veelgi. Andmed viimases fraktsioonis esineva killulise kvartsi jaotumise kohta (uuritud immer-

tsioonimeetodiga ja kasutades 200–600 x suurendust) on toodud joonisel 2. Nähtub, et kirjeldatud kvarts levib kogu Rannu kihistikus ja tema sisaldus ulatub 50%-ni kogu kvartsi hulgast. Vähemalt kolmandik killulisest kvartsist on suletisteta. Killuline kvarts on koondunud ülemisse jämedateralisemasse ossa, kuid selget korrelatsiooni löimise ja ümardamata terade leviku vahel pole. Lamavas Tsitre kihistu ja Maardu kihistiku setendites teda ei leidu. Klindipaljandites eelnimetatud kahe rühma eristamine raskeneb, sest kvartsiteerade ümardatus ühtlustub. Käsitatud alale lähimad paljandid, mida uuriti, olid Saka idas ja Vihula läänes. Sakas võib ümardamata kvartsi leida Rannu kihistikus kuni 5%, Vihulas Suurjõe kihistikus kuni 20%. Läänepoolsemates paljandites pole esimesse rühma kuuluvat kvartsi võimalik eristada. Seega on ta lokaalse levikuga. Stratigraafiline levik Kabala väljal on piiratud konodontide tsoonidega *Cordylodus proavus* – *C. lindströmi* (Heinsalu, Raudsep, 1993).

Teise rühma kuuluvad kvartsiteerad on klindil Kallavere liivakividele iseloomulikud ja nende ümardatus ehk kulutatatus sõltub settimiskeskkonna hüdrodünaamilistest omadustest ning ümbersettimise määrast. On loomulik, et nõrga hüdrodünaamilise toime puhul kuhjub peeneteralistesse vähesorteeritud setetesse keskmiselt ja halvasti ümardatud kvarts. Peene- ja keskmiseteralisi hästi sorteeritud liivu, mis on kujunenud liikuvaveelises keskkonnas, iseloomustab hästi ümardatud kvarts (Loog, 1968; Mens jt., 1989). Brahhiopoodkonglomeraadis, mis sisaldab jämedaimat terrigeenset materjali, on kvartsiteerad rohkem ümardunud kui mujal (Loog, 1968).

Kvarts alamordoviitsiumi, kambriumi ja vendi setendites ning kristalses aluskorras

Kvartsi tüpomorfseid tunnuseid Kallavere liivakivides ning lamavas sette kivimite kompleksis on käsitletud mitu uurijat. Rakverest läände jäävates paljandites alamkambriumi Tiskre kihistu ja kambriumi-ordoviitsiumi piirikihtide setendite fraktsioonis 0,1–0,25 mm ümardamata teri ei ole ja suletisteta kvarts praktiliselt puudub (Heinsalu, Viiding, 1978). Ümardamata kvartsiteeri märgitakse Toolse fosforiidikihi fraktsioonis <0,1 mm (Raudsep, 1975). Leningradi oblasti ümbruse paljandite põhjal on analoogi-

lisi uuringuid fraktsioonis 0,25–0,5 mm tehtud kambriumi lademe Lükati, Sablinka, Laadoga kihistutes ning alamordoviitsiumi Tosno, Türisalu ja Leetse kihistutes (Kuljamin, Hazanovitch, 1971). Uurijad on arvanud ühte rühma suletisteta ning poolläbipaistva väikeste punktsuletistega kvartsi, pidades nende vahelist piiri üleminekuliseks. See rühm on kõige valdavam ning tema levik on muutusteta nii vertikaalis kui horisontaalis. Läbipaistva kvartsi hulk ümardatuse suunas suureneb, mis on tingitud tema suuremast vastupidavusest võrreldes suletisterikka ja lõhelise kvartsiga.

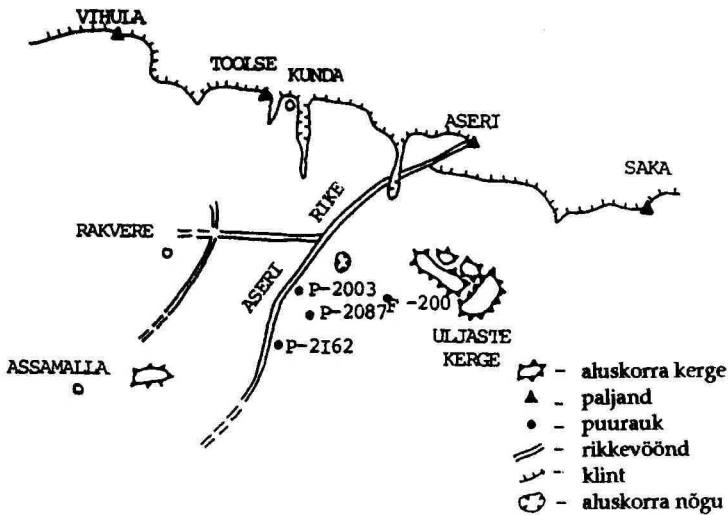
Lükates läbilõikes allapoole on Eesti piires saadud kvartsi uurimisel järgmisi tulemusi: alamkambriumi Lontova kihistus on fraktsioonis 0,1–0,05 mm suletisteta normaalse kustumisega kvartsi 7%, millest on ümardamata <1%, ümardamata teri kokku on 8% (Viiding, Konsa, 1976); vendis ei ulatu suletisteta ümardamata kvartsi hulk alumistes kihitides üle 6%, mis ülespoole veelgi kahaneb, ümardamata terade sisaldus kokku on 10–80%, suurenedes kristalse aluskorra suunas (Viiding, Konsa, 1976).

Kristalse aluskorra kivimites märgitakse suletisteta normaalse kustumisega kvartsi biotiitgneissides ja Al-gneissides (13–18%), granitoidides (9%), teistes vähem (Konsa, 1989).

Kabalale lähedase Uljaste piirkonna kristalseid ning nendel lasuvaid vendi settekivimeid käsitlevas uurimuses (Konsa, 1993) märgitakse, et kristalsetes kivimites ja murenemiskoorikus varieerub suletisteta kvartsi sisaldus suures ulatuses. Settekivimite kompleksis omandab kvarts ümardatud piirjooned, v.a. kerke võlvi läheduses, mis viitab lokaalse murendmaterjali allikale.

Kvartsi päritolu

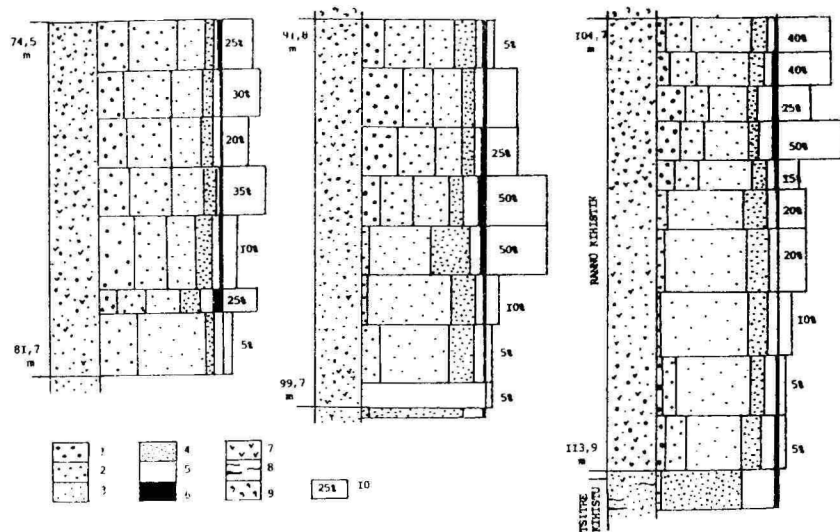
Esiteks. Eelnevast nähtub, et Eestis uuritud kivimiga samavanuselistes ja vanemates settekivimites ei kirjeldata killulist suletisteta kvartsi hulgal, mis võimaldaks tema pärinemist lamami kulutusel ümbersettinud materjalist, seda enam, et ümbersettimisel kvarts kulutub ning nurgelised terad säilivad vaid eluviaalsetes-deluviaalsetes setetes (Konsa, 1989). Sankt-Peterburgi ümbruses on uuritud kahjuks ainult võrdlust raskendavat liiga jämedat fraktsiooni, kuid ka selles ei ole eraldi nimetatud ümardamata suletisteta kvartsi esinemist (Kuljamin, Hazanovitch, 1971).



Jn. 1. Paljandite, puuraukude ja aluskorra tektooniliste struktuuride skeem Rakvere ümbruses.

Fig. 1. Scetch-map of the outcrops, boreholes and tectonic structures locations in Rakvere area.

Teiseks. Võib oletada ümardatud jämedate lõheliste kvartsi-terade purunemist aktiivse lainetuse piirkonnas. Selliseid teri kahtlemata on, kuid kirjeldatud killulisel kvartsil fraktsioonis 0,25–0,1 mm lõhed puuduvad, mis ei anna võimalust nende edasiseks peenenemiseks. Selle vastu on ka asjaolu, et suletisteta ja suletistevaene kvarts on struktuurilt vastupidavam ning eelkõige puruneb suletisterohke või mõnel teisel moel struktuurselt rikutud kvarts (Kuljamin, Hazanovitch, 1971; Simanovitch, 1976).

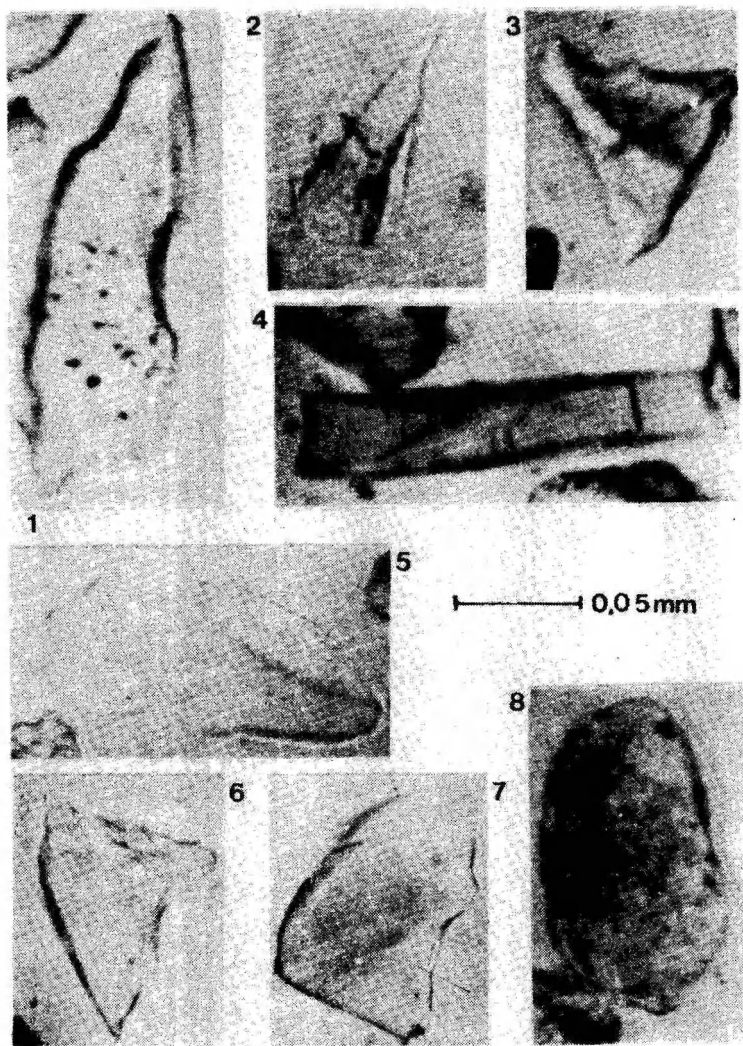


Jn. 2. Lõimis ning killulise kvartsi jaotumine (fr. 0.1–0.05 mm) Kallavere kihistus Kabala piirkonnas.

Legend: 1 – fr. >1.0 mm, 2 – fr. 1.00–0.5 mm, 3 – fr. 0.5–0.25 mm, 4 – fr. 0.25–0.1 mm, 5 – fr. 0.1–0.01 mm, 6 – fr. < 0.01 mm, 7 – brahiopoodide detriit, 8 – savikihid, 9 – glaukonitliivakivi, 10 – killulise kvartsi sisaldus kogu kvartsi hulgas fraktsioonis 0.1–0.05 mm.

Fig. 2. Grain-size distribution of analysed sandstone and content (in %, relative to all quartz grains) of angular quartz (fraction 0.1–0.05 mm) in Kallavere Formation, Kabala district.

Legend: 1 – fr. > 1.0 mm, 2 – fr. 1.00–0.5 mm, 2 – fr. 0.5–0.25 mm, 4 – fr. 0.25–0.1 mm, 5 – 0.1–0.01 mm, 6 – < 0.01 mm, 7 – skeletal debris of brachiopods, 8 – clay beds, 9 – glauconite sandstone, 10 – content of angular quartz in fr. 0.1–0.05 mm.



Tahvel 1. 1-3 - väheste suletistega ümardamata kvarts Rannu kihistikus; 4-6 - suletisteta ümardamata kvarts samas; 7 - kvarts Keskordoviitsiumi K-bentoniidist; 8 - ümardatud suletistega kvarts Rannu kihistikus.

Plate 1. 1-3 - angular quartz with a few inclusions in the Rannu Mb.; 4-6 - angular quartz without inclusions in the Rannu Mb.; 7 - quartz from K-bentonite (Middle Ordovician); 8 - rounded quartz with inclusions in the Rannu Mb.

Kolmandaks. Suletisteta õhukesekilluline ja sageli kumerate piirjoontega või kiilulaadne normaalse kustumisega tähelepanu-
alune kvarts on tüüpiline K-bentoniitidele (Hagemann, Spjeld-
naes, 1955; Bystöm, 1956; Jürgenson, 1958; võrdle fotosid 4–6 ja 7).
Vulkanogeense kvartsi identifitseerimiseks liivakivides on vajalik
ja piisav, kui kvartsil puuduvad suletised, optiliselt määratavad
struktuursed defektid ning sellega kaasnevad iseloomulik kuju
ja/või klaasi suletised (Simanovitch, 1976, Blatt jt., 1980). Uuritud
kvartsil on kõik loetletud tunnused olemas, määratud pole vaid
klaasi suletisi. Seega ei saa välistada suletisteta killulise kvartsi
vulkanogeenset päritolu, pidades silmas ka seda, et nende sisal-
dus tõuseb peenemates fraktsioonides. Vulkaanilise tegevuse
peegeldumine Eestis alamordoviitsiumi Tremadoci setendites ei
näi täiesti võimatuks, kuna samavanuselise vulkanismi ilmingud
on Poolas Püha Risti mägedes (Chlebovski, 1978). Effusiivsete
kivimite tükke on leitud alamordoviitsiumi liivakivis ka Leni-
ngradi oblastis (Gorbunova, 1979) ja odalaadseid ning sərbikujulisi
kvartsiteri samavanuselistes argilliitides Eestis (Zhukov jt., 1987).

Neljandaks. Tuleb otsida kristalse aluskorra tektoonilisi
struktuure, mis võisid olla värske murendmaterjali allikaks. Lähi-
mateks on Uljaste ja Assamalla kerkestruktuurid, mis asuvad
uuritud puuraukudest ligikaudu 10–15 km kaugusel ning Aseri
rike (jn. 1). Senised uuringud on näidanud, et nad mattusid juba
vara-kambriumis ja on kaetud vähemalt 85 m paksuse kambriumi
ladestu settekompleksiga (Vaher jt., 1964; Puura jt., 1987). R.
Raudsepa suulistel andmetel on käsitletaval alal väikseim kamb-
riumi kihtide paksus 20 m. Lähim teadaolev kristalsete kivimite
paljand kambriumi-ordoviitsiumi vahetusel oli tõenäoliselt Suur-
Tütarsaar (jn. 1), mille kaugus (70 km) tingib settematerjali
kulutuse transpordil.

Kristalsest aluskorrast pärinemise kasuks räägib suletisteta ja
suletistevaese killulise kvartsi koosinemine ning tüpomorfsete
tunnuste samanimine puursüdamikust F-200 (jn. 1) kirjeldatud
kvartsi omaga Al-gneissides (Konsa, 1989). Käesolevas töös käsit-
letud puursüdamikud asuvad platvormi tektooniliselt aktiivses
osas (Raudsep, Kivisilla, 1992), kus plokilised liikumised on jätku-
nud ka pärast varaordoviitsiumit (Vaher jt., 1964), seetõttu pole
võimatu, et mõni kristalsete kivimite plokk käsitletud ajal
paljandus.

Vulkaanilist päritolu toetab kvartsiterade suur sarnasus
keskordoviitsiumi K-bentoniitide kvartsiiga.

Kokkuvõte

Rakvere piirkonnas alamordoviitsiumi fosforiidikihindis (Pakerordi lade, Kallaverè kihistu, Rannu kihistik) sisaldub neile setenditele mitteomane killuline suletisteta või suletistevaene, sageli kumerate pindadega või kiilulaadne normaalselt kustuv kvarts, mille päritolu on problemaatiline. Killulise kvartsi levik on nii pindalaliselt kui ajaliselt piiratud. Uuringutest järeldub, et nimetatud tüpomorfsete tunnustega kvarts ei saa pärineda lamavast sette kivimite kompleksist, ebatõenäoline on ka just suletisteta ja suletistevaesete terade purunemine lainetuse vööndis. Järelejäänud võimalused on: pärinemine tundmatust varaordoviitsiumis avatud olnud kristalse aluskorra kerkest või vulkaaniline teke.

Tänuavaldused

Autor on tänulik Rein Raudsepale oobolusliivakivi proovide eest ja Leho Airsaarele K-bentoniitide materjali kasutamise võimaluse ja kasulike nõuannete eest.

Kirjandus

- Blatt H., Middleton G., Murray R., 1980. Origin of sedimentary rocks. Second ed.. Prentice - Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 782 p.
- Byström M., 1956. Mineralogy of the Ordovician bentonite beds at Kinnekulle, Sweden. Sveriges Geologiska Undersökning, ser. C, N. 540, 62 p.
- Chlebovski R., 1978. Petrographic study of early Palaeozoic tuffogenic rocks from the Holy Cross Mts. Archivum Mineralogiczne, t. 34, z. 1, p. 69-134.
- Горбунова, 1979 – Горбунова Л.И., 1979. Состав легкой и тяжелой фракций пород. В кн: Фосфатные отложения ордовика Прибалтики. Наука, М., с. 46-47.
- Hagemann F., Spjeldnaes N., 1955. The middle Ordovician of the Oslo region, Norway. 6. Notes on bentonites (K-bentonites) from the Oslo-Asker district. Norsk Geologisk Tidsskrift, b. 35, p. 29-52.

- Heinsalu jt., 1991 – Хейнсалу Х., Курвалтс Т., Оя Т., 1991** Литолого-минералогическая характеристика стратотипического разреза раннуской пачки (E_3-O_1klR) в Сака-П, Северо-Восточная Эстония. Изв. АН Эстонии. Геол., 40, 1, с. 1–7.
- Heinsalu H., Raudsep R., 1993.** Lithostratigraphic subdivision of the phosphate-bearing (E_3-O_1kl) strata in the Rakvere area of northern Estonia. Bull. of the Geological Survey of Estonia, 3/1, p. 4–12.
- Heinsalu, Viiding, 1978 – Хейнсалу Х., Вийдинг Х., 1978.** О минеральном составе нижнеордовикских фосфатоносных и подстилающих их отложений в Северной Эстонии. Изв. ЭССР. Геол., 25, 2, с. 46–52.
- Järgenson, 1958 – Юргенсон Э., 1958.** Ментабентониты Эстонской ССР. Труды Института геологии АН ЭССР, II, с. 73–85.
- Konsa, 1989 – Конса М., 1989.** Типоморфные особенности кварца в породах кристаллического фундамента и базальных отложений. Изв. АН ЭССР. Геол., 38, 1, с. 1–9.
- Konsa, 1993 – Конса М., 1993.** Отражение локальных тектонических структур района Усльясте в минеральном составе базальных отложений осадочного чехла. Изв. АН Эстонии. Геол., 42, 2, с. 41–47.
- Kuljamine, Hazanovitch, 1971 – Кулямин Л.Л., Хазанович К.К., 1971.** Обломочный кварц из кембро-ордовикской печаной толщи Ленинградской области. Литология и полезные ископаемые, 4, с. 88–94.
- Loog, 1968 – Лоог А., 1968.** О литологии песчано-алевритовой толщи лакерортского горизонта на полосе выхода. Ученые записки ПТУ, вып. 221, Труды по геологии 5, с. 49–74.
- Mens, K., Viira, V., Paalits, I., Puura, I., 1989.** Cambrian — Ordovician boundary beds at Mäekalda, Tallinn, North Estonia. Proc. Acad. Sci. ESSR. Geol., 38, 3, p. 101–111.
- Puura jt., 1987 – Пуура В., Вахер Р., Туулинг И., 1987.** Тектоника. В кн: Геология и полезные ископаемые Раквереского фосфоритноносного района. Таллинн, с. 90–103.
- Raudsep, 1975 – Раудсеп Р., 1975.** Вещественный состав фосфатоносных пород месторождения Тоолое. Изв. АН ЭССР. Геол. Химия, 24, 2, с. 134–144.
- Raudsep, Kivisilla, 1992 – Раудсеп Р., Кивисилла Я., 1992.** Об условиях накопления фосфоритоносных отложений Раквереского фосфоритноносного района. В кн: Геология ракушечных фосфоритов Прибалтики. Таллинн, с. 86–90.
- Simanovitch, 1976 – Симанович И. М., 1976.** Определение первичных источников сноса по обломочному кварцу. Литология и полезные ископаемые, 3, с. 50–59.
- Zhukov jt., 1987 – Жуков О., Петерсэль В., Фомин Ю., 1987.** Признаки палеозойского вулканизма в Эстонии. Изв. АН ЭССР. Геол., 36, 1, с. 6–13.

- Vaher jt, 1964 - Вахер Р., Куусмалу Т., Пуура В., Эрисалу Э., 1964. О геологическом положении сульфидных рудопроявлений в районе Улясте. В кн: Литология палеозойских отложений Эстонии. Таллинн, с. 33-53.
- Viding, Kansa, 1976 - Вейдинг Х., Конса М., 1976. Учет данных по типоморфным разновидностям минералов терригенных отложений. В кн: Методика и интерпретация результатов минералогических и геохимических исследований. Моксклас, Вильнюс, с. 60-67.

QUARTZ IN PHOSPHORITE-BEARING BEDS OF RAKVERE AREA

Tiiia Kurvits

S u m m a r y

Angular detrital quartz in Lower Ordovician sandstone of Rannu Member (Kallavere Formation, Pakerord Stage), not typical for this beds, has been described from Rakvere area. This angular quartz is monocrystalline, lacking inclusions or with small content of them, exhibits nonundulatory extinction and often has concave or wedges-like outlines. Described above quartz cannot be redeposited from older sedimentary rocks because of its absence there. The provenance of angular quartz from rocks of crystalline basement or its volcanic origin is discussed in the paper.