

EESTI GEOLOOGIA SELTS

BÜLLETÄÄN

6/02





EESTI GEOLOOGIAKESKUS

Geoloogiakeskuse põhitegevus on rakendusgeoloogilise suunitlusega:

- maismaa ja madalmerere geoloogiline kaardistamine
- digitaalsete geoloogiliste kaardikomplektide koostamine
- geokeemilised ja geofüüsikalised uurimistööd
- põhjavee-alased ja keskkonnageoloogilised uurimistööd
- maavarade otsing, uuring ja iga-aastase bilansi koostamine
- keskkonnaregistri osade (maardlate, põhjaveehaarete ja rannikute nimistud) koostamine
- põhjaveeseire, rannikuseire ja maakoore seisimiline seire
- maapõuega seonduva keskkonnamõju hindamine
- geoloogiliste tööde tulemuste, kaartide ja atlaste kirjastamine
- põhjavee, kivimite ja mineraalide keemiline analüüs

Kontakt : Kadaka tee 82, 12618 Tallinn, tel. 6 720 094, faks 6 720 091

Geoloogiafond tel. 6 720 080, laboratoorium tel. 6 720 074

E-post: egk@egk.ee, kodulehekül: <http://www.egk.ee>



TARTU ÜLIKOOLI GEOLOOGIA INSTITUUT

Bakalaureuse-, magistri- ja doktoriõpe ning teadustöö

- geoloogia ja mineralogia õppetool
- paleontoloogia- ja stratigraafia õppetool
- pinnakatte ja rakendusgeoloogia õppetool
- geoloogiamuuseum

Rakendusuuringud ja teenused

- mineraalide ja nende segude kvalitatiivne ja poolkvantitatiivne määramine, mineraalide struktuuriuuring (XRD)
- ¹⁴C dateeringud
- geoloogia-alane täiendkoolitus, konsultatsioonid ja ekspertiis

Address: Vanemuise 46, 51014 Tartu

Tel./Fax: 07 375836

E-post: geol@ut.ee, kodulehekül: <http://www.ut.ee/BGGL>

EESTI GEOLOGIA SELTS

BÜLLETÄÄN

6 / 02

TEKTOONIKA JA KESKKOND

TTÜ GEOLOGIA INSTITUUT
RAAMATUKOGU

Nr. 4424

TALLINN 2002

Toimetaja: Enn Pirrus
Kujundaja: Jüri Plado

ISSN: 1406-1511
ISBN: 9985-815-35-1

© Eesti Geoloogia Selts

Tartu Ülikooli Kirjastuse trükikoda
Tiigi 78, Tartu 50410
Tellimus nr. 793

SISUKORD

SAATEKS	
<i>Tarmo All ja Rein Raudsep</i>	4
REBENDRIKKED EESTIS	
<i>Kalle Suuroja</i>	5
EESTI SILURI KARBONAATKIVIMITE LÕHELISUSEST	
<i>Enn Pirrus</i>	11
TEKTOONILISTE NÄHTUSTE UURIMISVÕIMALUSTEST PIUSA JÕE KESKJOOKSU NÄITEL	
<i>Ülo Sõstra</i>	27
OMAPÄRASED LIIVAKIVITORNID PIUSA ÜRGORUS	
<i>Anne Kleesment</i>	38
SÄRGHAUA GEOLOOGIABAAS TEKTOONILISEL RIKKEL?	
<i>Merilin Mõistlik ja Enn Pirrus</i>	44
MAAPÕUE TEKTOONILINE RIKUTUS MÄEMEHE VAATEVINKLIST	
<i>Enno Reinsalu</i>	48
NEUGRUNDI IMPAKTSTRUKTUURI VANUSEST LOODE-EESTI KAMBRIUMI LÄBILÕIGETE ANALÜÜSI ALUSEL	
<i>Enn Pirrus</i>	54
SELTSI TEGEVUSEST	
<i>Maire Sakson</i>	65
LIIKMESKONNAKROONIKA	
<i>Maire Sakson</i>	65

SAATEKS

On valdkondi, kus erinevatel suundadel tegutsevad geoloogid ikka ja jälle ühise keele leiavad, valdkondi, millest igapäevatoos kuidagi mööda ei saa ja millest peab alati kõige olulisemat teadma. Üheks niisuguseks arutuslaks on tektoonika - maakoore liikumistega seotud ilmingud ja nende tekitatud struktuurid. Neid nähtusi tundmata ei saa käsitleda ka Eesti kivimikompleksi keeruka kujunemisloo paljusid aspekte. Sõltub ju tektoonikast nii kivimite tekkelugu, näiteks paleogeograafiline olustik settimisaegsetes veekogudes, põhjavee liikumiseärasused jne. kui ka paljud ehitustegevuse ja maavarade kaevandamisega seotud rakendusaspektid. Seetõttu on mõistetav, et sellist andmestikku tuleb järjekindlalt registreerida, täiendada ja süstematiseerida, seda enam, et otsesteks uuringuteks kättesaadav materjal on üsna napp nii oma ressursilt kui ka metodoloogialt. Seepärast pöörduki geoloogide sõpruskond aeg-ajalt uuesti nende probleemide juurde ja püüab uuest andmestikust kasulikke kokkuvõtteid teha. Nii pühendas ka Eesti Geoloogiakeskus oma järjekordse kevadkonverentsi "Rahutu Eesti" (aprill 2002) just kõnealusele temaatikale, mille kaalukamad järeldused otsustas Eesti Geoloogia Selts fikseerida oma korralises bülletäänis. Märkimisväärne, et varasem sellelaadiline kogumik ilmus Eesti Loodusuurijate Seltsi eestvõttel (Settekivimid ja tektoonika, 1981) ja kaasaegne üldistav teaduslik käsitlus Eesti tektoonikast on ilmunud üksnes ingliskeelsena (Geology and mineral resources of Estonia, 1997). Erinevatel eesmärkidel toimuvad geoloogilised uuringud lisavad aga pidevalt uut andmestikku, mis nõuavad teistsuguseid interpretatsioone ja mõnikord koguni varasemate seisukohtade ümberhindamist. Kõik see on vajalik eelkõige spetsialistidele, kuid tihtipeale huvipakkuv ja vajalik teave ka laiemale lugejaskonnale, kasvõi selleks, et huvi tektooniliste probleemide vastu elavana hoida. Niisuguse ülesande seabki enda ette käesolev bülletään.

*Tarmo All
Rein Raudsep*

REBENDRIKKED EESTIS

Kalle Suuroja

Eesti paiknemine näiliselt lihtsa ehitusega Ida-Euroopa platvormi Vene lava loodeosas põhjustas veel üsna hiljuti lokaalsete tektooniliste protsesside osatähtsuse alahindamise siinse territooriumi geoloogilises arenguloos. Alles viimased aastakümned ja geoloogilise kaardistamise ning otsingu- ja uurimistööde intensiivistumine, millele omakorda kaasnes kümnete tuhandete aluspõhja avavate puuraukude rajamine, tõi sellesse käsitusse murrangu. Üksteise järel laekus teavet aluspõhja läbivatest kahtlematult tektoonilise päritoluga rikkevöönditest. Kõigepealt avastati need Kirde-Eestis, kus põlevkivi kaevandamisega seonduvad arvukad puuraugud võimaldasid rikkeid markertasemetel pindade järgi hästi jälgida ja kohati ka nihkeamplituude otseselt mõõta. Sellele tõi peatset lisa samas möödunud sajandi 60-ndail aastail hoogustunud suuremõõtkavaline (1 : 50 000) geoloogiline kaardistamine, aga ka rikkevööndite jälgimine elektromeetrilisel meetodil ja mitme rikke (Viivikonna, Ahtme) läbindamine kaevandustöödel. Kirde-Eesti tektooniliste rikete kohta ilmusid ka esimesed üldistavad kokkuvõtted (Stumbur, 1959; Vaher jt., 1962; Vaher, 1972; Pitšugin jt., 1976; Kattai ja Vingissaar, 1980) ning nende edasine uurimine on jätkunud tänaseni, kõige järjekindlamalt V. Puura ja R. Vaheri töödes (Puura ja Vaher, 1997). Veelgi kaalukama tulemuse Eesti jaoks tervikuna andis aga kompleksne keskmisemõõtkavaline (1 : 200 000) kaardistamine ja eriti Põhja-Eesti aluskorra süvakaardistamine 1968 - 1991 a., millele kaasnes kogu läbilõike süstemaatiline litoloogilis-petrograafiline uurimine. Kõrvuti uue puursüdamiku laekumisega uuriti territooriumi komplekselt ka geofüüsikaliselt (magneto- ja gravimeetria). Lisaks varasematele võeti kasutusele mitmeid uusi uuringumeetodeid (aeromagnetiline, seismiline, geotermiline, gaasianalüütiline jt.). Neist lähtuv andmestik andis geoloogidele sünteesimiseks väga rikkaliku materjali, mille põhjal kujunes üsna selgepiiriline ettekujutus Eesti aluspõhja tektoonilistest struktuuridest ja nende olemusest. See materjal on kokkuvõtlikult üldistatud 1997 a. ilmunud Eesti geoloogia ülevaatemonograafias (Puura ja Vaher, 1997) ja leidnud kajastamist Eesti aluspõhja keskmisemõõtkavalisel kaardil (1 : 400 000) ning selle seletuskirjas (Suuroja, 1997).

Vaatamata saavutatule on Eesti tektoonilise arenguloos raamistikus siiski veel palju valgeid laike. Eelkõige peegeldub see uuringuandmete ebahühtlases tiheduses ja kvaliteedis kogu territooriumi ulatuses. On ju

Tabel 1. Eesti suurimad rebendrikked.

Tähis	Nimetus	MK	Käsitusallikas	MT	P (km)	L (km)	A (m)
AA	Aaspere	L.-Viru	Puura ja Vaher (1997)	O ₃ kk	18	?	13
AH	Ahtme	I.-Viru	"	"	60	0,5-2	21
AS	Aseri	"	"	"	150	1,4	26
EL	Elva	Tartu	"	PR	25	4	55
HA	Haapsalu	Lääne	"	O ₁ vl	>20	?	19
HI	Hilleste	Hiiu	"	S ₁ jn	>40	?	8
JÕ	Jõgeva	Jõgeva	"	S ₁ jr	>60	?	14
KA	Kahala	Järva	"	"	45	?	15
KAI	Kaiu	Rapla	"	"	50	3-4	20
KAS	Kassari	Hiiu	Suuroja (1997)	"	>25	<5	20
KH	Kohila	Rapla	"	O ₃ rk	>40	?	?
KO	Kokora	Jõgeva	Puura ja Vaher (1997)	D ₂ nr	>20	?	20
KR	Kroodi	Harju	Suuroja (1997)	PR	15	?	>15
KU	Kuremäe	I.-Viru	Puura ja Vaher (1997)	O ₃ kk	11	2-3	8
KUR	Kurisu	Hiiu	"	S ₁ jr	>100	?	10
KÕR	Kõrvemaa	Järva	Suuroja (1997)	O ₃ nb	>150	1-4	30
KÄ	Kärla	Saare	Puura ja Vaher (1997)	S ₂ rk	>35	?	13
LA	Laeva	Tartu	"	D ₂ nr	>20	<5	15
LI	Lihula	Lääne	Suuroja (1997)	S ₁ jn	30	?	30
LT	Luidja-Tihu	Hiiu	"	PR	>20	?	20
MA	Maardu	Harju	Suuroja (1979)	O ₁ vl	>120	2-6	22
MU	Mustvee	Jõgeva	Puura ja Vaher (1997)	D ₂ nr	>30	?	20
MÄI	Märjamaa Ida	Rapla	Suuroja (1997)	PR	>40	?	?
MÄL	Märjamaa Lääs	Rapla	Suuroja jt. (1987)	O ₃ rk	>40	?	<50
OR	Orissaare	Saare	Puura ja Vaher (1997)	S ₁ jn	>30	?	15
OS	Osmussaare	Lääne	Suuroja (1997)	lineam	>40	2	?
PE	Peipsi	Peipsi järv	Puura ja Vaher (1997)	D ₂ nr	15	2-4	20
PÕ	Põõsaspea	Lääne	Suuroja jt. (1998)	O ₁ pk	>20	>1	27
PÄ	Pärnu	Pärnu	Puura ja Vaher (1997)	S ₁ jr	>60	?	31
RA	Rakvere	L.-Viru	"	O ₃ kk	>50	2-4	23
RAH	Rahkla	"	"	"	65	1-2	12
RAP	Rapla	Rapla	"	S ₁ jr	>35	?	16
SM	Saaremaa- Muhu	Saare	Suuroja (1997)	S ₁ jg	>80	?	?

Tabel 1. (järg).

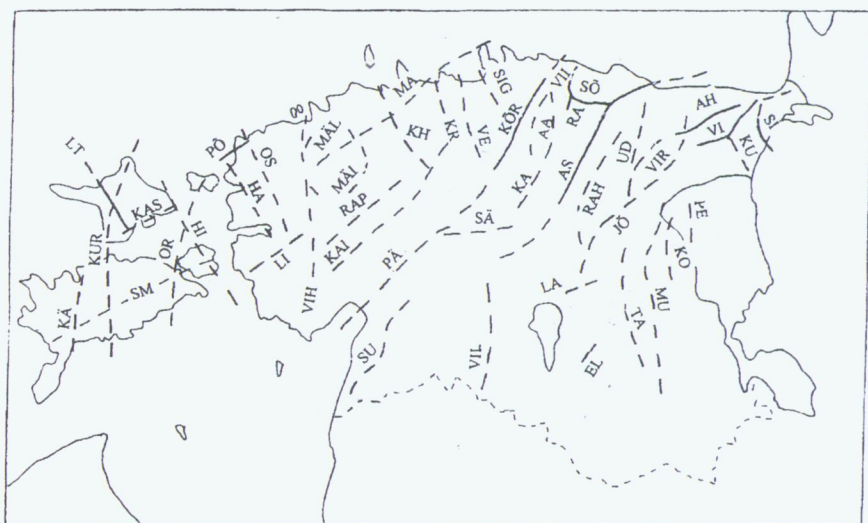
Tähis	Nimetus	MK	Käsitlusallikas	MT	P (km)	L (km)	A (m)
SIG	Sigula	Harju	Puura ja Vaher (1997)	O ₃ kk	>20	?	5
SI	Sirgala	I.-Viru	“	“	>23	1-3	10
SU	Surju	Pärnu	“	D ₂ nr	>40	2-3	12
SÕ	Sõmeru	L.-Viru	“	O ₃ kk	13	0,5-1	1
SÄ	Särevere	Järva	“	S ₁ jr	40	6-9	50
TA	Tartu	Tartu	“	D ₂ nr	>50	?	10
UD	Udriku	L.-Viru	“	O ₃ kk	15	?	11
VE	Vetla	Harju	“	“	>40	3-4	22
VIH	Vihterpalu	Lääne	“	O ₃ rk	>100	2-8	49
VI	Viivikonna	I.-Viru	“	O ₃ kk	30	2-5	11
VII	Viitna	L.-Viru	“	“	>40	2,4	17
VIL	Viljandi	Viljandi	“	D ₂ nr	>70	?	9
VIR	Virunurme	I.-Viru	“	O ₃ kk	>20	1-2	16

MK - maakond; MT - markeeriv tase; P - pikkus; L - laius; A - amplituud

tektoonilised rikkestruktuurid enamasti otsesteks vaatlusteks kättesaamatud ning hoomatavad sageli üksnes kaudsete, näiteks geofüüsikaliste või litoloogilis-petrooloogiliste andmete abil. Seetõttu on tektoonilistes interpretatsioonides palju oletuslikku ja hüpoteetilist, eriti Eesti lõunapoolsetes piirkondades, kus liikumisi kandev aluskord lasub suures, vaid üksikute puuraukudega fikseeritavas sügavuses ning kus ka aluspõhja settekivimite lasundid on halvasti stratifitseeritud ega oma ilmekaaid ja väljapeetud struktureid markereid. Puuraukude väike tihedus annab nappi teavet tektooniliste nähtuste kohta, võimaldades neid paremal juhul vaid hüpoteetiliselt jälgida.

Siiski on Eesti ala tektoonika uurimise soodustamiseks kasulik üldistada juba teadaolevat, küllalt tõepärasest andmestikku siinsete suuremate rikkevööndite kohta. Nende loetelu, lühikarakteristika ja skemaatilise kaardipildi esitame alljärgnevalt (tabel 1, joon. 1). Piirdume selles loetelus üksnes rebendriketega - lineaarselt kulgevate vöönditega, mida mööda on toimunud suurte aluspõhjaliste kivimiplokkide märgatav vertikaalne nihkumine üksteise suhtes. Vaatlusest on kõrvale jäetud kuppelkurrud, vajumisnõod ja kosmogeensed struktuurid (meteoriidikraatrid). Viimased küll rikastavad Eesti tektoonilist üldpilti, kuid nõuaksid ka spetsiifilisemat ja pikemat käsitlust.

Laskumata üksikute rebendriketete ehituse ja nende fikseerimise usaldusväärsuse üksikasjadesse, märgime siiski, et selleski loetelus ei ole



Joonis 1. Suurte rikkevööndite paiknemine Eestis. Katkendjoonega on näidatud suure tõenäosusega oletatavad, pideva joonega usaldusväärselt tõestatud rikkevööndid. Tähistuste seletus on toodud tabelis 1.

kõik struktuurid üheväärselt argumenteeritud, vaid need on esile tõstetud üsna erinevatel kaalutlustel, alates autorite isiklikest veendumustest ning lõpetades ühe või teistsuguse faktilise materjali interpretatsioonidega. Sellele vaatamata tuleks lugeda oluliseks struktuuride geograafiliste nimetuste kinnistamist kas või mingil poolametlikul tasemel, mis peaks soodustama Eesti maapõuega tegelevate erialainimeste vastastikust mõistmist ning abistama neid edasises sellisuunalises uurimistöös.

Tähelepanelik lugeja märkab, et tabeliandmestik kattub suures osas mõlema ülalnimetatud kokkuvõtliku ülevaate (Suuroja, 1997; Raukas & Teedumäe, 1997) materjalidega. Selle üle ei ole põhjust imestada, sest kõik need tuginevad ju samadele lähteallikatele - valdavalt Eesti geoloogiateenistuse puurimistulemustele. Siiski on loendites ka erinevusi ja seda just viimasel aastakümnel lisandunud uute rikete või mõnede varasemate erineva interpreteerimise osas. Käsitluse lihtsustamiseks on rikete loetelu esitatud tabelina, milles tuuakse nende geograafilised nimetused tähestikulises järjekorras, näidates ühtlasi maakonna, tähtsama käsitlusallika, markeeriva taseme ja teadaolevad parameetrid. Lisatud kaartskeemil on enamus riketest näidatud punktiirjoonega, rõhutades sellega nende uurituse ebapiisavat taset. Ainult tihedalt läbipuuritud või koguni läbindatud rikked on näidatud pidevjoonega. Kahtlemata ei ole selline käsitluski vaba autoripoolsest soovast.

Olemasolev andmestik näitab, et Eesti territoorium on rikkevöönditega kaetud väga ebaühtlaselt. Rohkem on neid Põhja-Eestis, riigi lõunaosa Devoni kivimite levila kohta on aga usaldusväärset teavet napilt. Arvatavasti levivad samalaadsed rikked ka selles piirkonnas ja silmas pidades markantse Valmiera-Lokno kerkevööndi olemasolu Eesti lõunapiiril võivad need olla siin isegi ulatuslikumad ja suurema amplituudiga. Teabe puudumisel neist on kaks põhjust: esiteks Lõuna-Eesti puudulik geoloogiline uuritus - st. uuringupuuraukude vähesus, ja teiseks ühetähenduslike stratigraafiliste markerite puudumine Devoni valdavalt siliklastsete kivimite kompleksis, mis ei võimalda koostada selle kohta usaldusväärseid struktuurkaarte. Selle puuduva lüli kõrvaldamine on kahtlemata Eesti tektoonika edasise uurimise üheks põhiülesandeks. Asjaolu, et Kagu-Eesti jõgedevõrk on Põhja-Eesti omast erineva orientatsiooniga ning et viimastel aastatel on ilmnenud muidki tektooniliste rikkevööndite olemasolule viitavaid märke (lasumusriike Piusa klaasiliivakarjääris, omapärane vee neeldumine Meenikunno rabas jne.), lubab arvata, et ka Devoni levilalt lisandub juba lähitulevikus olulist teavet sealsete rebendrikete kohta.

Kuid ka tabelis esitatud andmestik teadaolevate rikkevööndite kohta pakub mõningaid võimalusi oluliste üldistuste tegemiseks. Nii näib rikkevööndite pikkus Eesti alal olevat üsna püsiv, piirdudes sagedamini 50 - 100 kilomeetriga (52 % juhtudest). Suurema ulatusega rikkeid on üksikuid, väiksema osakaal on ligikaudu 40 %. Nähtavasti on sellised mõõtmised põhjustatud siinsete maakoore plokkide ja neid kujundanud tektooniliste jõudude iseärasustest. Veelgi kitsamates piirides varieerub tuvastatud tektooniliste rikkevööndite laius - 0,5 kuni 4 kilomeetrit, mis näitab ühtlasi, et enamasti pole tegemist ühe ilmekalt väljendunud nihkepinnaga, vaid paralleelselt paiknevate lõhesüsteemidega rikketeljel. Viimased annavad kulissilaadseid või koguni fleksurseid nihkeilminguid koos nende vahele jäävate purustusvöönditega. Rikete vertikaalamplituud on ehk kõige muutlikum, kuigi ka siin prevaleerivad esimesed meetrikümned. Nende näitajate hindamine on aga kõige ebamäärasem, sest muutub ju vertikaalnihke suurus sujuvalt, eriti fleksuuritaolise rikke eri osades ning seetõttu jääb selle määramine alati teatud määral hinnanguliseks.

Põhja-Eestis registreeritud rikkevööndite üldsuund koondub üsna selgeilmeliselt vahemikku põhjaloodest kirdesse, jaotades siinse aluspõhja üsna korrapärasteks astmelisteks plokkideks, mille tõusutrend kulgeb läänest ida suunas. Rikete peasuuna paralleelsus Fennoskandiat ääristava Kaledoonia mäestiku pikiteljega - kunagise subduktsioonivööga - on

sedavõrd ilmne, et nõuab arvestamist kõigis tektoonika-alastes interpretatsioonides.

Need Eesti aluspõhja rēbendite uurimisel viimase poolsajandi jooksul tuvastatud seaduspärasused annavad ette raamistiku, millele võiks orienteeruda iga sellesuunaliste uuringute jätkaja.

Kasutatud kirjandus:

- Kattai, V., Vingisaar, P. 1980. Ahtme tektoonilise rikkevõõndi ehitus (vene keeles). Eesti Teaduste Akadeemia Toimetised. Geoloogia, 29, 55-62.
- Pitšugin, N., Puura, V., Vingisaar, P., Erisalu, E., 1976. Metasomaatilise dolomitisatsiooni regionaalsed ilmingud seoses tektooniliste rikkevõõnditega Põhja-Baltikumi paleosoikumi kivimites (vene keeles). Sovetskaja geologija, 10, 78-90.
- Puura, V., 1974. Balti kilbi lõunanõlva struktuur (vene keeles). Kandidaadi-dissertatsioon. Autoreferaat. Tallinn, 28 lk.
- Puura, V., Vaher, R., 1997. Tectonics. In: Raukas, A., Teedumäe, A. (eds) Geology and mineral resources of Estonia. Estonian Acadademy Publishers, Tallinn, 163-167.
- Raukas, A., Teedumäe, A. (eds), 1997. Geology and mineral resources of Estonia. Estonian Acadademy Publishers, Tallinn, 436 pp.
- Stumbur, H., 1959. Uusi andmeid tektoonilistest riketest (vene keeles). Eesti NSV MN Geoloogia ja maapõue kaitse valitsuse informatsioonibulletään, 1, 19-24.
- Suuroja, K., 1979. Graniidi otsingutest Maardu piirkonnas (vene keeles). EGF käsikiri #3560, Tallinn.
- Suuroja, K., 1997. Eesti aluspõhja geoloogiline kaart mõõtkavas 1 : 400 000 ja seletuskiri. Tallinn.
- Suuroja, K., Koppelmaa, H., Kivisilla, J., Niin, M., Gromov, O., Klein, V., 1987. Aruanne geoloogilisest süvakaardistamisest Nõva-Haapsalu piirkonnas mõõtkavas 1 : 500 000 (alusel 1 : 200 000) 1985 - 1987 a (vene keeles). EGF käsikiri #4259, Tallinn.
- Vaher, R., 1972. Aluskorra pealispinna nüüdisstruktuur (vene keeles). ENSV TA Toimetised. Keemia Geoloogia, 21, 236-244.
- Vaher, R., Puura, V., Erisalu, E., 1962. Kirde-Eesti tektooniline ehitus (vene keeles). ENSV TA Geoloogia Instituudi Uurimused. X, 319-335.

EESTI SILURI KARBONAATKIVIMITE LÕHELISUSEST

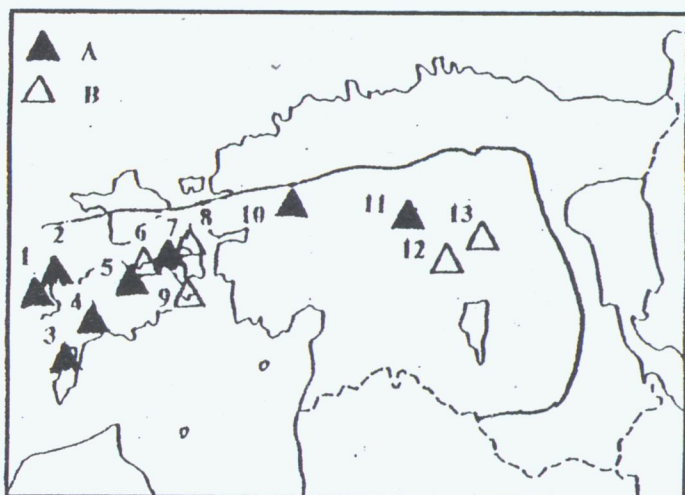
Enn Pirrus

Sissejuhatus

Eesti aluspõhja kivimites ilmneva lõhelisuse uurimisel on viimastel aastatel märgata edasiminekut. Nii ilmnes Devoni liivakivide uurimisel, et neiski, näiliselt juhuslikult lõhestatud kivimimassiivides ilmneb lõhede paiknemises üsna väljapeetud süsteemsus - st. lõhede orienteeritus teatud eelissuundades, mis lubab käsitleda siinseidki rebendeid regionaalselt avaldunud tektooniliste pingete resultaadina (Miidel, 1982; Kleesment & Pirrus, 2000; Pirrus jt., 2002). See asjaolu seob kivimiliselt omanäolise Devoni läbilõikeosa ühtsesse tervikusse varem teadaoleva Põhja-Eesti lõhelisuse andmestikuga, mida on käsitletud mitmes Kesk- ja Ülem-Ordoviitsiumi ehituslubjakivi ja põlevkivi levilal tehtud uurimuses (Teichert, 1927; Aunin, 1958; Heinsalu & Andra, 1975; Niin jt., 1981).

Siit tuleneb otsene vajadus täiendada andmestikku ka lõhede aspektist peaaegu puudutamata jäänud vahelüli - Siluri läbilõike kohta. Moodustab ju viimane oma täielikemates läbilõigetes Lääne-Eesti saartel kuni 400 m paksuse kihindi. See osa Eesti paleosoilisest settekompleksist on mitmeski mõttes lausa võtmepositsioonil, sest just Siluri läbilõige on allunud laialt levivale sekundaarsele dolomiidistumisprotsessile ning just siin paiknevad peamised hilisema polümetalse mineralisatsiooni ilmingud, mille seos lõhekanalitega kõvades aluspõhjativimites peaks olema väljaspool kahtlust. Siluri kivimeid haaramata ei oleks võimalik tervikuliselt käsitleda ka lõhelisusega seonduvaid rakenduslikke ja keskkonnanähtelisi probleeme.

Neid asjaolusid silmas pidades võeti ette käesolev rekognostseeriv uuring Siluri kivimite avamusalal - mõnedes karjäärides ja ulatuslikemates paljandites, eeskätt mereäärsetel abrasioonipankadel (joon. 1). Eesmärgiks seati vajalike taustandmete saamine lõhelisuse levikuissearasustest neis kivimeis. Esimesed tähelepanekud 2000 a. Mandri-Eesti uurimispolügoonidel - Kalana, Mündi, Rõstla ja Orgita murdudes - näitasid lõhelisusepildi suurt muutlikkust, mida esmapilgul oli küllaltki raske seletada: tundus koguni, et lõhelisus avaldunuks tugevamini just dolomiidistunud kivimites. Esialgsed mõõtmised ja orientatsioonimäärangud tehti vaid põgusa kõrvalvaatlusena (Pirrus, 2001) ja nad ei võimaldanud teha kaalukamaid järeldusi.



Joonis 1. Lõhede uuringukohad Siluri avamusel. A - paljude mõõtmistega, B - väheste vaatlusandmetega. 1-Uudepanga, 2-Undva, 3-Kaugatuma, 4-Kogula, 5-Tagavere, 6-Pulli, 7-Koguva, 8-Üügu, 9-Kübassaare, 10-Orgita, 11-Müнди, 12-Rõstla, 13-Kalana.

2001 a. suvel korraldati spetsiaalne uurimisretk Saaremaa paljanditele, kus nähtust püüti käsitleda võimalikult kompaktselt ja süstemaatiliselt. Autori kõrval osales selles töös ka tektoonikaspetsialist Ü. Sõstra, kes püüdis rohkearvuliste mõõdistamistega saada statistiliselt usaldusväärset pilti kõikidest Siluri kivimites esinevatest lõhesüsteemidest ning välja töötada nende edasiseks uurimiseks sobiv meetodika. Selle töö analüüsiv kokkuvõte on alles teoksil ja avaldatakse hiljem, silmas pidades uurijate erinevaid lähenemisviise objektidele. Alljärgnev on E. Pirruse käsitus tehtud tähelepanekutest, mida tuleks vaadelda üksnes pilootuurina ja mille eesmärgiks on anda edasistele uurimistöödele kasulikke pidepunkte. Vaatlustega haarati tuginähtusi üle kogu avamuse (joon. 1), püüdes neisse haarata erinevaid stratigraafilisi allüksusi.

Lõhelisuse uurimist Siluri ladestus komplitseerib kivimilise koostise suur muutlikkus läbilõikes. Siin vahelduvad nii vertikaal- kui ka horisontaalsuunas väga erinevate füüsikaliste omadustega kivimid: a) merglid ja nendega vahelduvad õhukesekihilised lubjakivid, mis kergesti summutavad lõhe leviku vertikaalsuunas või vähemasti muudavad selle paljandiseinas raskesti märgatavaks, b) massiivsed, peaaegu kihitamata biohermsed läätsjad kivimikehad või nn. fossiilsed mudapankad, milles lõhe levikut ei ole mõjutamas nähtavaid tekstuurseid heterogeensusi, c) kihitatud normaalmerelised lubjakivid, dolomiidid ja domeriidid, milles erine-

vat tüüpi lõhed fikseeruvad ilmekalt, kuid erineva vertikaalulatusega, d) tugevad massiivsed nn. "saaremaa tüüpi" dolomiidid, mille heterotroop-sus vertikaalsuunal ilmneb üksnes õhukeste kihtidevaheliste eraldis-pindadena.

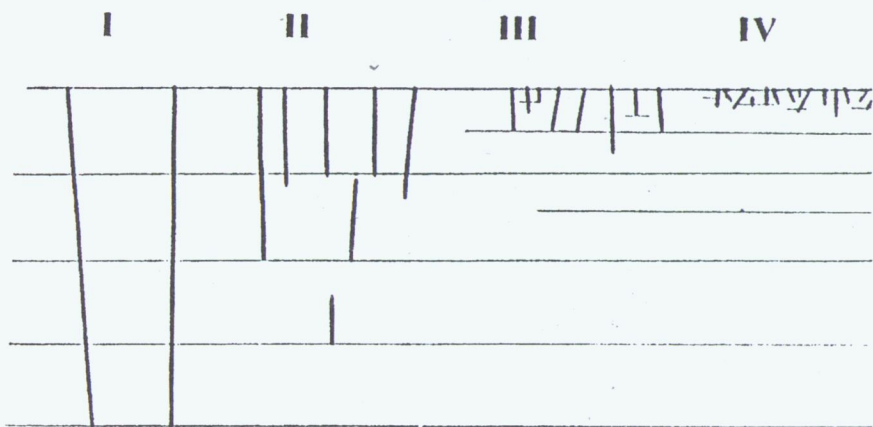
Mõistagi vajab lõhelisuse uuring neis erinevais kivimikeskkondades keskendunud uurimistööd, millele lisab keerukusi veel nende kivimite tihe läbipõimumine reaalses läbilõigetes. Seetõttu ei saa käesolev esi-algne uuring anda Siluri kivimite lõhelisusest kuigi ammendavat pilti, ehkki kõigi nimetatud kivimitüüpide kohta oli võimalik vaatlusi teha ja teatud seaduspärasusi leida. Loomulikult vajavad need kontrollimist ja edasiarendamist järgnevates töödes.

Lõhede klassifitseerimisest.

Lõhede jälgimisel karbonaatkivimites, nagu muudelgi juhtudel, tuleb nende koosluses eristada erineva tähendusega tüüpe. Parimaks liigituse aluseks oleks tekkelooline printsiip, kuid seda on väga raske rakendada, sest vähimadki lõhestumised merelise tekkega settekivimites jälgivad kunagisi tektoonilisi pingeväljasid, millele lisandub kivimi koostise või kujunemisviisi eripära. Seepärast on geneetiline kriteerium üsna eba-määrane ja võib üldse mitte avalduda lõhe morfoloogias. Sellest tulenevalt võeti alljärgnevas kasutusele lõhede klassifitseerimine nende leviku-ulatuse ja ilmekuse alusel, mis tagab nende võrreldavuse erinevates läbi-lõigetes. Eraldati järgmised klassid (joon. 2):

I järgu lõhed. Need lõhed on läbilõikes esmapilgul hästi märgatavad. Nad on suure vertikaalulatusega, läbides enamasti kogu paljandiseina vähemalt 5 - 10 m püstsuunas. Nad jagavad kivimimassiivi selgete tasapindadega eraldatud plokkideks ja moodustavad tavaliselt seaduspäraselt orienteeritud süsteeme. Horisontaalsuunal ulatub nende levik vähemalt kümnete meetriteni, üksikjuhtudel koguni 90 m (Tagavere). Just seda tüüpi lõhed valiti uuringu peamiseks objektiks, kuna nad peegeldavad kõige selge-piirilisemalt tektoonilisi pingeid kivimimassiivides ja on seetõttu regio-naalse iseloomuga.

II järgu lõhed on eelmistele üldjoontes sarnased, kuid nad levivad piiratu-malt, vertikaalsuunas harilikult esimeste meetrite piires. Püstsiihis sumbu-vad nad tihtipeale mõnes savikamas vahekihis, ka horisontaalsuunas võib jälgida seda tüüpi lõhede sagedast väljakiildumist paljandi piires. Oma orientatsioonilt on nad uuritavas paljandilõigis väga väljapeetud ning



Joonis 2. Lõhede peamised tüübid Siluri karbonaatkivimeis. I järk - kogu kompleksi läbivad, II järk - eristuvaid kivimitüüpe tervikuliselt läbivad, III järk - läbilõike ülemisi kihte rööptahukaliselt läbivad, IV järk - korrapäralt orienteeritud lõhed läbilõike ülemises, murenemisprotsessidest mõjutatud osas.

jagavad kivimimassiivi korrapärasteks rööptahukateks. Mõnikord on nad siiski mittelineaarse või lookleva rõhtsihiga. Sagedamini esineb nende lõhede puhul ka hargnemisi, mõnikord koguni kulissitaolist üleminekut naaberlõheks. Seda tüüpi lõhed peegeldavad samuti ulatuslikul alal levinud tektoonilisi pingeolukordi ning nende orientatsioon jälgib üldjuhul I järgu lõhede oma. Seejuures aga näivad nad olevat märksa tundlikumad mõjunud jõudude suhtes, andes läbilõigetes enam varieeruvamaid sageduskarakteristikaid. Arusaadavalt on selle lõhetüübi eristamine eelmisest üksikjuhtudel küllaltki vaieldav, kuid vastava lõheklassi olemasolu siiski piisavalt objektiivne. Reaalsetel uurimisobjektidel on võimalik neid lõhesid usaldusväärsetl eristada või siis valida mõõtmistööks suure hulga lõhevormide seast just kõige väljapeetumad, mis lähenevad oma olemuselt eespoolkäsitletud I järgu lõhedele.

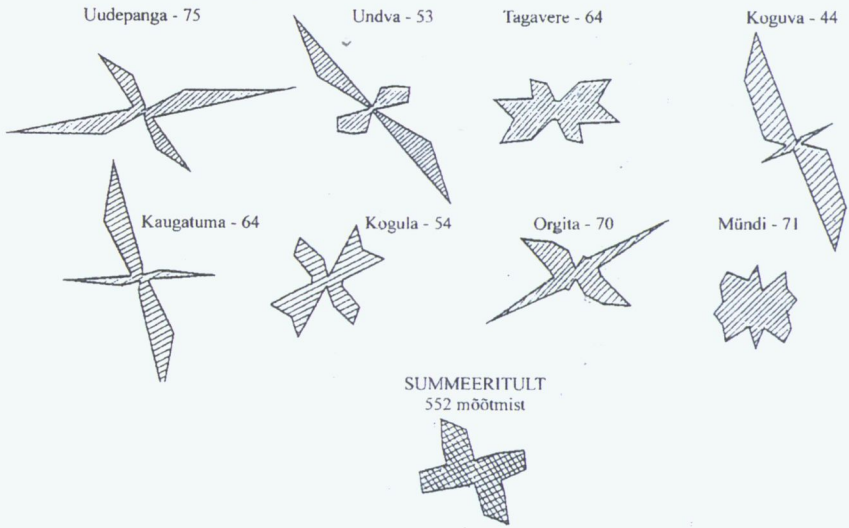
III järgu lõhedena vaadeldakse õhukesekihilistes lubjakivides-dolomiitides levivat lõhelistust, mis jaotab kivimi korrapäraseks rööptahukaliseks plokistikuks. Nende lõhede vertikaalulatuse kohta on raske midagi kindlamat öelda - massiivsemates kivimites ulatub see mitme meetrini, kuid olemuselt on seda tüüpi lõhedevõrk siiski lähedane kihipindade vahelistele eraldistele, mistõttu neist läbitud kivimid lagunevad kergesti õhukesteks, mõnevõrra telliseid meenutavateks plokkideks. Seda tüüpi lõhelistust suurendavad kättesaadavatel pindadel eksogeensed protsessid - gravi-

tatsioonilised nihked, vee ja jää tegevus, taimejuured jne., mistõttu võiks arvata, et nende puhul ongi tegemist murenemisilminguga. Siiski on ka kõnealuse lõhelisuse tekke eelduseks varjatud algne tektooniline pingeväli, millest räägivad üsnagi väljapeetud orientatsioonisüsteemid lõhede rõhtsihtides - teisisõnu seaduspärane lõhede võrk paljanduva kivimi pinnal (joon. 6). Lõhede vahekaugus üksteisest on enamasti mõõdetav sentimeetrite või esimeste detsimeetritega, sagedasti on eri suundades kulgevate lõhede vahekaugused erinevad, mis annavad võrgusilmadele pikliku, kuid selgelt rööpküliliku kuju. Lõhesüsteemide tuvastamine üksiklõhede kaupa on sel juhul väga töömahukas ja ebaotstarbekohane, võrgustiku üldise orientatsiooni määramine põhisuundade järgi ei tekita aga raskusi ja annab kahtlemata lisateavet tektooniliste rebendsüsteemide kohta.

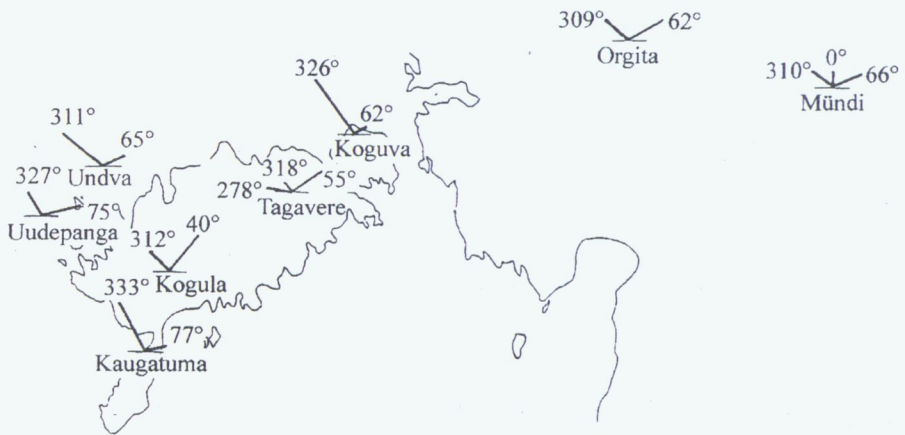
IV järgu lõhed on juhusliku paiknevusega, sageli kõverjooneliselt kulgevad katkestused õhukesekihilistes kivimites. Nende tekitajaks on ilmselt mehaaniline murenemine, mistõttu tektooniliselt kontrollitavad suunad neis enam ei avaldu. Samasse rühma võib kanda ka merglites ilmneva lagunemise korrapäratuks teravanurgeliseks killustikuks, mille põhjuseks olev lõhenemine on selgelt litogeneetilise taustaga - esile kutsutud eelkõige dehüdratatsiooninähtest kivimi tihenemisel. Arusaadavalt ei ole IV järgu lõhed kasutatavad tektooniliste deformatsioonide jälgimiseks, mistõttu neid käesolevas töös ka ei vaadelda.

Lõhede orientatsioon.

Lõhede orienteeritus ilmakaarte suhtes on kahtlemata kõige olulisemaks koondnäitajaks nende iseloomu ja päritolu kohta. Uuringu tugiläbilõigetel tehtud rõhtsihtide statistilised roosdiagrammid (joon. 3) näitavad, et pilt on piirkonniti üsna muutlik: kui ühtedel juhtudel eristub selgesti kaks diagonaalset peaaegu täisnurkselt ristuvat süsteemi (Orgita, Koguva, Uudepanga, Undva, Kaugatuma, Kogula), siis teistel juhtudel on pilt märksa ebamäärasem (Tagavere, Mündi). Mõnel juhul on selged lõhesüsteemid üldse eristamatud või liialt väheste mõõtmisvõimalustega esindatud (Rõstla, Üügu, Kalana). Tahtmatult tekib mulje, et ehk on see mõjutatud kivimite tugevamast dolomiidistumisastmest, kuid see järeldus võib osutada ennatlikuks ja vajab kontrollimist. Igal juhul on lõhede süsteemsus ja orientatsioon kihitatud lubjakivi või nõrgemini dolomiidistunud kivimites märksa selgem. Summaarne roosdiagramm kõigi 552 lõhemõõtmise alusel näitab selle ka ilmekalt välja.

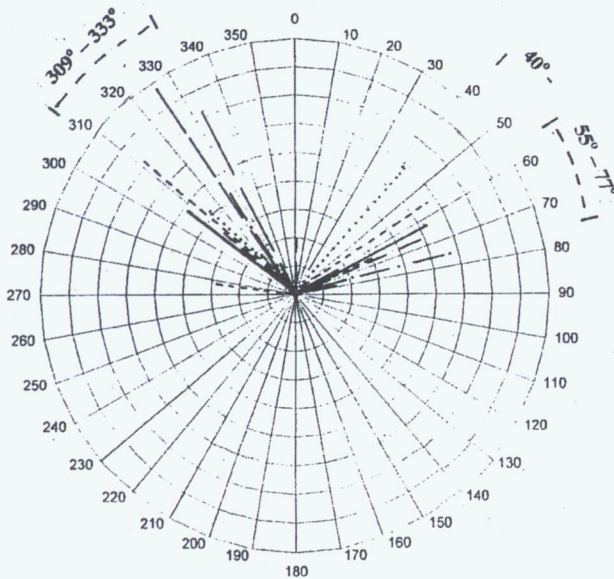


Joonis 3. Lõhede orienteerituse roosdiagramme uuritud läbilõigetest.



Joonis 4. Lõhesüsteemide peasuunad sagedusvektoritena.

Küll aga näivad selle valitseva diagonaalse orientatsiooni maksimumväärtused olevat uuringuala eri osades teatud variatsioonidega. Valdav loodesuund omab maksimume 280° (Tagavere), 300° (Orgita), 320° (Undva, Uudelahe, Kogula, Mündi) ja 340° (Kaugatuma, Koguva) juures - seega peaaegu kogu looderumbi piires variatsiooniga 60°. Enam välja-



Joonis 5. Uuritud läbilõigete lõhesüsteemide peasuunad vektorite koonddiagrammina.

peetum näib olevat kirdesuund: 60° (Undva, Tagavere, Koguva, Orgita), vaid väheste kõrvalkalletega põhja- või idakirdesse (20 - 40° Kogula, 40° Mündi, 80° Uudepanga ja Kaugatuma). Igal juhul puuduvad süsteemsed lõhed põhja-lõuna ja ida-lääne suunal, mis näivad olevat lõhetekkeliselt keelatud.

Valitsevate orientatsioonide täpsemaks jälgimiseks arvutati tavapärasel viisil süsteemide vektoriaalsed arvsuurused, mis on näidatud uuritud läbilõike kaardil (joon. 4) ja vastaval koonddiagrammil (joon. 5). Sellisel töölusel ilmneb üsna väljapeetud seaduspära kogu uuritud Siluri karbonaatkivimite kompleksi jaoks, mis üldjoontes ühtub ka Ordoviitsiumi kivimeis täheldatud peasuundadega. Siit võib teha järelduse, et lõhestumise põhjustanud regionaalsed või koguni globaalsed tektoonilised pinged toimusid Eesti paleosoilistes karbonaatkivimite kompleksides üheselt - kas just üheaegselt, kuid igal juhul ühtse pingeskeemi kohaselt. Lokaalsed tektoonilised liikumised ei näi üldisele lõhestumispildi orientatsioonile erilist mõju avaldavast, vähemasti ei ole nad täheldatavad, võimalik, et nende piiratud levila tõttu.

Vektoriaalselt enam väljapeetud loodesuund viitab siiski eri süsteemide erinevale tähendusele lõhestumise üldpildis: sellega seostub teatavasti ka teatud geomorfoloogiline kontroll tänapäevases maastikus - Põhja-Eesti jõeorgude kulg ja mererannaliigistus. Muidugi kattub sellega

ka mandrijää peamine liikumissuund, kuid loodesuunaliste lõhede olemasolu mängis kulutussüvendite orienteerimisel siin kahtlemata teatud osa.

Lõhelisuse peasuundade väljapeetus kogu Eesti karbonaatkivimi-kompleksis tervikuna, mida näitab ka käesoleva töö andmestik, sunnib siiski arvama, et mõlemad valitsevad lõhesüsteemid tekkisid praktiliselt üheaegselt, vähemalt üheste tektooniliste pingete toimel. On väheusutav, et lõhestumine toimus algul ühes, hiljem teises suunas. Kihtide katkemine venituspingete toimel realiseerus ikka mitmetes suundades ja võttis üldises pingeväljas sobivaima ristuvate süsteemide kuju. Küll võisid kujunenud lõhesüsteemid hilisemate tektooniliste survete mõjul kord avaneda, kord sulguda, tekitamata sealjuures uusi väljapeetud süsteeme. Niiviisi võisid erisuunalised lõhesüsteemid erinevalt käituda ka hilisemate mineralisatsiooni- ja täitumisprotsesside suhtes, mida täheldame ka uuritud Siluri kivimeis.

Igal juhul näitab lõheorientatsioonide jälgimine Siluri kivimeis seda, et need kaks peasuunda realiseerusid selgeilmelistena ka siin, kuigi avalduvad teatud variatsioonidega otseste NW ja NO arväärtuste suhtes. Seda lõhede põhiorientatsiooni tuleb edasistes töodes tingimata silmas pidada.

Märkigem veel, et lähedane lõhede orientatsioon, kuid vastupidise kirdesuuna prevaleerimisega loodesuuna üle, on fikseeritud ka Gotlandil ja Ölandil (Kaufmann, 1931).

Lõhede sagedus.

Lõhede tiheduse kohta saadud andmed on kõige ebamäärased ja üksnes orienteeriva tähendusega. I järgu lõhede sagedust sai jälgida vaid karjäärides ja suure vertikaalulatusega pankadel, kus nad läbivad kivimi-kompleksi tervikuna ja on raskusteta identifitseeritavad. II ja madalamat järku lõhed tulevad ilmekalt esile horisontaalpindadel, eriti mereäärsetel murrutuslavadel, moodustades siin selgete rombiate võrgusilmadega süsteeme, mille juures torkab sageli silma püsiv tihedus pinnauhikul. Reeglina ei ole niisugused lõhesüsteemid jälgitavad karjääride põhjas - neid ei markeeri ka vanade kaevandite põhjas ja pervedel arenema hakkav taimestik. Siit võib teha järelduse, et madalama kategooria lõhed tekkisid kivimis hiljem, nähtavasti hilisema kulutus- ja murenemisprotsessi või katvate kihtide surve alanemise tagajärjel. Seepärast ei avaldu nad kaevandipõhja värsketel pindadel. Paljandites omavad need lõhed siiski korrapäraselt paigutunud suundasid, mis enamasti täielikult ühtivad I järgu lõhede omaga. See lubab järeldada, et ka neid lõhesid tekitanud jõud



Joonis 6. Rööpküliline väikelõhedevõrk abrasioonilava paeplaadil.

pingestasid kivimit juba enne plokkide nähtavat lõhestumist ning et lõhenemine oleks toimunud nagunii, niipea kui massiivis toimivad takistavad külj- või vertikaalsurved oleksid vähenenud vajalikul määral. Paljandites niisugused tingimused tekkisid, karjääripõhjad ei ole nad veel jõudnud oma mõju avaldada.

Madalamat järku lõhed, mis haaravad õhemaid, sageli vaid kümnekonna sentimeetri paksuseid kihte, ei moodusta sageli enam nii selgekujulisi süsteeme. See näitab tektoonilise pingevälja tagasihoidlikumat osa nende kujunemisel. Üha märgatavam on nende puhul hüpergeneesi-protsesside roll. Lõhestumist murenemisprotsesside toimel soodustas siin kahtlemata kivimiplokkide eristumine üksteisest mööda horisontaalseid kihipindasid - s.o. rõhtsuunalise lõhelisuse teke vertikaalsurve alanemisel. Eesti karbonaatkivimites soodustas seda kõikjal esinev kihilisus - puhtamate ja savikamate kivimierimite regulaarne ja sageli kontrastne vaheldumine läbilõikes.

Niisiis sõltub lõhede sagedus otseselt nende klassist. I järgu lõhesid võib kohata tavaliselt mitme meetrini ulatava vahekauguse tagant, harvemini võib leida neid paralleelsete pindadena 1 - 2 m laiustes vööndites. Ettekujutuse nende sagedusest ja selle varieeruvusest eri suundadel annab uuritud karjääride lõikes tabel 1. Ootamatuseks osutus I järgu lõhede peaaegu täielik puudumine mõnes karjääris. Nii leiti Kalanas vaid üksikud 340° suunaga lõhed, väheilmekad olid lõhesüsteemid ka Rõstla karjääris. Kuna mõlemad nimetatud läbilõiked paiknevad Siluri avamuse idaosas Jõgevamaal, olles esindatud kord dolomiitide, kord lubjakivide

Tabel 1. I järgu lõhede paiknemistihedus (vahekaugus, m).

Leiukoht	Süsteem	Piirid	Keskmine
Suuriku	NW-SO	0,4 - 0,6	0,5
Kogula	“	0,5 - 2,4	1,2
Panga	“	0,2 - 0,4	0,3
Tagavere	“	1,0 - 20	8,4
Koguva	“	0,5 - 6,0	3,6
Suuriku	W-O	0,5 - 2,0	1,7
Kogula	NO-SW	0,5 - 2,8	1,5
Panga	“	3 - 5	4,5
Tagavere	“	(4 - 25)	10,2
Koguva	“	0,3 - 10	v. muutlik

Tabel 2. II järgu lõhede paiknemistihedus (vahekaugus, m).

Leiukoht	Süsteem	Piirid	Keskmine
Uudepanga	NW-SO	0,40 - 0,60	0,33
Undva	“	0,16 - 0,42	0,28
Kaugatuma	“	0,20 - 1,00	0,60
Koguva	“	0,30 - 0,60	0,40
Uudepanga	NO-SW	0,05 - 0,20	0,18
Undva	“	0,12 - 1,20	0,61
Kaugatuma	“	0,60 - 2,00	1,30

jääksaarena, tuleb sellele nähtusele otsida ilmselt mingit regionaaltektoonilist seletust. Siit loode ja lääne pool, alates Mündi murrust, on lõhede sagedus oluliselt suurem, süsteemsus ilmekam ja lõhede vahekaugus püsivam (tabel 1).

Arvestades asjaolu, et I järgu lõhede avatus on küll varieeruv, kuid moodustab enamasti siiski vähemalt 2 - 3 mm, võime sagedusandmete alusel arvutada, et nende lõhede tekkele kaasnes vähemalt 0,1 % kivimi joonmõõdu vähenemine. See on küll väga väike, kuid samas ka üksnes minimaalsena käsitletav arvväärus. Igal juhul annab ta teatud kvantitatiivse pidepunkti lõhesid tekitanud pingeolukordade iseloomustamiseks.

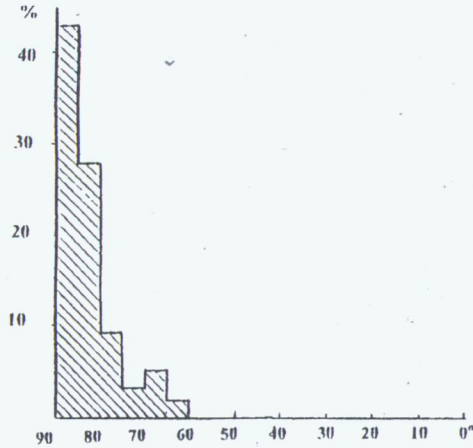
II järku, so. vertikaalselt piiratumate lõhede sagedus on tunduvalt suurem, vähemalt Saaremaa läbilõigetel, kus mereäärsetel abrasioonilavadel oli seda real juhtudel võimalik hästi uurida (tabel 2). Seda tüüpi lõhedel ilmneb väga selgesti eri orientatsiooniga lõhepindade erinev sagedus, mistõttu paeplaatide pealispinnal kujuneb selge väljavenitatud rööpküliline muster (joon. 6). Seejuures on Saaremaa põhja- ja läänerranniku läbilõigetel tavapäraselt omasem NW suunaliste lõhede suurem tihedus, võrreldes NO suunalistega. Võttes lõhede avatuse väärtuseks tinglikult

1 mm, saame lõhestatud kivimimassiivi joonmõõdu kahanemiseks kirjeldatud lõhesüsteemide tekkel ~0,3 %, seega eelmisest märksa suurema arvvaartuse. Et seda tüüpi lõhed esinevad, nagu eespool öeldud, peamiselt lasundite ülemises maapinnalähedas osas, võib arvata, et neis talletunud pinged realiseerusid lõhede-kihikaketena alles pärast kivimimassiivi vabanemist lasuvate kihtide lisaturvest. Lõhede paigutumise suur korrapära näitab aga siiski, et kontrollivaks faktoriks oli selgi juhul ilmselt üldine globaaltektooniline pingeväli.

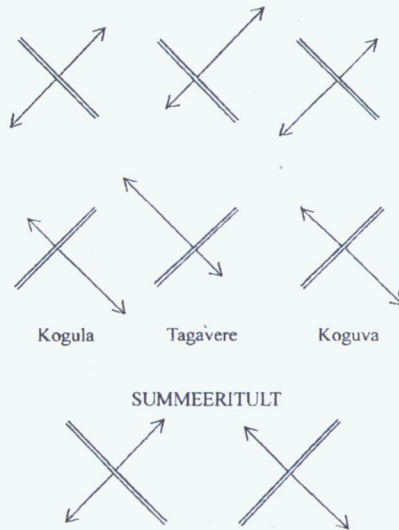
Mõnes läbilõikes Saaremaa lõunarannikul (Kübassaare pangal) on lõhesüsteemid ülalkirjeldatutest mõnevõrra erinevad ja raskemini seletatavad, mistõttu käsitletav probleemidering vajab edasist hoolikat uurimist.

Lõhede kallakus.

Lõhelisust Siluri karbonaatkivimites võib lugeda valdavalt vertikaalseks või sellest vaid vähesel määral kõrvalekalduvaks. See on ka igati mõistetav, arvestades globaalse lõhelisuse kõige tõenäolisemat tekkemehhanismi Maa pöörlemise nurkkiiruste perioodiliste muutuste näol. Selle käigus tõstetakse maakoore ülemised kihid kord kõrgemale, kord kistakse allapoole ja surutakse kokku. Tõusuliikumistele kaasnevad tangentsiaalsed venituspinged ongi regionaalselt leviva lõhelisuse peapõhjuseks ning arusaadavalt reageerib lõheteke teda esile kutsuvale joonkahanemisele toimiva jõuvektori suhtes risti - s.o. vertikaalse lõhedesüsteemina. Eesti küllalt jäikades karbonaatkivimites soodustab seda protsessi veel kivimimassiivide rõhtne lasumus ja selge horisontaalkihilisus, mistõttu tekivad lõhed saavad lahendada kujunenud pingeid just lühimates suundades - s.o. vertikaalse lõhestumise näol. Sellele vaatamata pakub lõhede kallutatuse lähem uurimine teatud pidepunkte ka võimalike külgsurve kohta, eriti aga ehk lokaalsete rikkevööndite lisamõjust lõhelisuse üldpildile. Seetõttu määrati I järgu lõhedel uuritud karjääriseintes ka nende kallakus horisontaalpinna suhtes ja seda täpsusega, mida võimaldas mäekompassi loemehhanism - s.o. ~2°. Tulemused (joon. 7) näitavad, et suurem osa lõhedest paikneb vertikaalselt või kaldub sellest kõrvale üsna tähtsusetul määral. Ka noolevektorina näidatud kallete suunad eri lõhesüsteemide lõikes näitavad pigem juhuslikke väärtusi kui mingit eelistatud trendi. Sama võib öelda ka kõigi läbilõigete summeeritud graafiku kohta (joon. 8), kuigi kirdesuunalistel lõhedel näib olevat eelistatud kallakus kagu poole. Siit võib teha üldise järelduse, et Siluri karbonaatkivimite massiivi läbiv lõhelisus on reeglina ideaalilähedaselt vertikaalne, mistõttu kõik sellest kõrvalekalduvad juhtumid pälvivad eraldi tähelepanu.



Joonis 7. Lõhede kallakusnurkade summeeritud jaotusdiagramm Saaremaa läbilõigetes (horisontaaltasandi suhtes).



Joonis 8. Kallakussuundade jaotus sagedusvektoritena.

Lõhede avatus ja mineralisatsioon.

Lõhede kujunemise algstaadiumil võisid nad olla avatud mineraliseerivatele lahustele, võimaldades viimastel läbida kivimikompleksi ja talletada siin mineraalseid uusmoodustusi. Et aga Eesti oludes paksu sette-kivimikompleksi tõttu puudusid mineraliseerivad hüdrotermaalsed lahu-

sed ning et lõhede ülalkirjeldatud tekkeviisi tõttu nad kord avanesid, kord sulgusid, siis sai mineralisatsioon lõhepindadel levida väga piiratult, mida kinnitavad ka vaatlused. Nii on enamuse lõhepindasid esindatud värskeliselise ümbriskivimiga, millel puuduvad nähtavad porsumisjäljed ja sekundaarsed mineraalikoorigud. Nad ilmnevad üksnes lõhede maapinnalähedases, tänapäevasele hüpergeneesile avatud lõheosas, kus võib leida raudhüdroksiidseid katteid ja sissekantud savitaiteid. Värskete karjäärisseinte allosas puuduvad needki. Ainsad mineralisatsiooniilmingud, mida võib harva kohata, on lõhepinna kattumine valgetest kaltsiidikristallidest koosneva koorikagregaadiga (Suuriku pank) ja mõnel juhtumil saadavad seda ka kerajate püriidikongretsioonide kogumid (Tagavere, Suuriku). Viimasel juhul on täheldatav ka samalaadsete püriidikogumite olemasolu lubjakivi läbivate savikihtide allosas, kus need agregaadid on ilmselt diagenetilise tekkega. Nähtavasti levisid need mineraalid piki lõhesid ka kivimi sügavusse, kuid üksnes eeldusel, et need lõhed pidid olema võrdlemisi varased. Seda asjaolu ei ole lihtne seletada, kuid seniste vaatluste alusel pole ka põhjust väita nagu oleks lõhedes kujunenud püriit mingi hilisema tekkega: püriidimugulate kollomorfne-kongretsiooniline väliskuju näib välistavat hilisema tekkeaja, seda enam, et analoogilised mineraalivormid on rõhtsates savikihtides tavalised. Kaltsiitsed katted on mõistetavamad - juhul kui lõhe oli pikemat aega lahustele avatud, võis neis tsirkuleeriv lubiainerikas põhjavesi karbonaati edasi kanda ja sood-sattesse tühikutesse sadestada.

Väärrib veel märkimist, et sekundaarse mineralisatsiooni vähesest levikust Siluri karbonaatkivimites räägib ka vertikaalsete dolomiidistumisevööndite peaaegu täielik puudumine lõhede ümbruses, vastupidi Kirde-Eesti Ordoviitsiumis teadaolevatele ilmingutele. Tõenäoliselt on viimased seotud sügavamale ulatuvate tektooniliste lõhestusvöönditega, mida Siluri avamusel seni avastatud pole. Erandiks on muidugi Mandri-Eesti Võhma piirkonnas esinev dolomiidistumine, millel on hüdrotarmaalsed tunnusjooned, kuid mida käesolevas käsitluses ei vaadelda. Siluri karbonaatkompleksis laialt leviv kivimite lausdolomiidistumine on ilmselt teist tüüpi nähtus ja on uuemate uuringute valgusel (T. Kiipli, A. Teedumäe) selgelt diagenetilise taustaga. Seepärast on ka igati mõistetav, miks lõhetekke seisukohast käituvad Siluri dolomiidid sarnaselt algse ilme säilitanud lubjakividele.

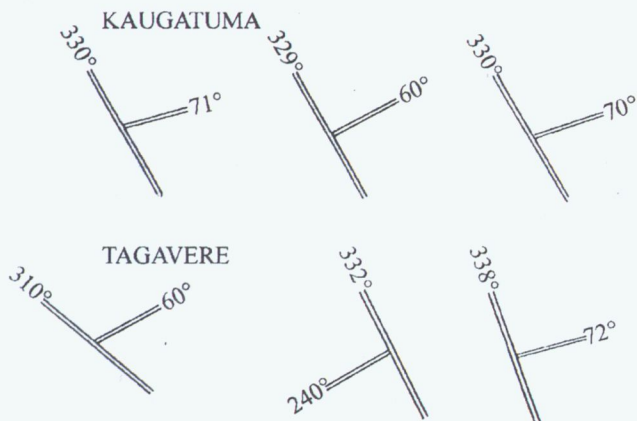
Tuleb siiski märkida, et seni registreeritud püriitse ja kaltsiitse mineralisatsiooni ilmingud justkui väldiksid NW suunalisi lõhesid - nad on leitud üksnes kirdesuunalises (Tagavere) või ebamäärasemas lääne-ida-suunalises süsteemis (Suuriku). See asjaolu seob Siluri lõhelisuse Kirde-Eesti Ordoviitsiumiga, kus kehtib sama seaduspära (Heinsalu & Andra,

1975). Kas avaldub selles lõhesüsteemide avanemise-sulgumise regionaalne arengulugu või on siin teised põhjused, seda on praegu raske öelda - asi vajab edasist uurimist.

Lõhede vanusest.

Lõhede vanuse määratlemine on keeruline ülesanne ja usaldusväärseid pidepunkte on raske leida. Võimalik ajavahemik on ju väga pikk - võis kesta üle 300 miljoni aasta, s.t. vaadeldava kivimikompleksi tekkeajast alates. Kuid kord kujunenuna võisid omavahel ristuvad lõhesüsteemid summutada kõik hilisemad tektoonilised pinged, sest massiivi liigestatus plokkideks andis võimaluse peaaegu märkamatuks sisemisteks niheteks vähemasti nõrkade survete avaldumisel edaspidi. Siit võiks teha oletuse, et lõhede formeerumine Eesti paleosoilises aluspõhjas toimus üsna varakult, haarates ehk kogu paleosoilise kompleksi tervikuna. Sellest räägivad, ühest küljest, diagonaalse lõhesüsteemi väljapeetus kogu kompleksi ulatuses ja, teisest küljest, ülaltoodud seaduspärasus Siluri kivimites, kus lõhedesse lokaliseerub osa diagenetilisest mineralisatsioonist. Tuleb ka silmas pidada, et lõhestumisprotsessi kontrollis ulatuslikul alal nii litogeneetiline mahuvähenemine kui ka tektooniline venitusdeformatsioon, nende koosmõjul realiseeruski lõhestumine ristisuunas paiknevate kihikatete näol praktiliselt üheaegselt formeerunud korrapärase võrgustikuna. See aga ei välista sugugi erinevalt orienteeritud süsteemide erinevat käitumist hilisemates pingeväljades. Uues olukorras võisid nad ühes suunas toimivate jõudude toimel kord avaneda, kord sulguda - seega edasises tektoonilises arengus ka erinevat rolli mängida. Täitemineralisatsiooni koondumine valikuliselt kindlatesse suundadesse nii Saaremaa Siluris kui ka Kirde-Eesti Ordoviitsiumis ongi ehk selle väite üheks tõestuseks. Loomulikult ei ole välistatud uutegi lõhede teke, eriti sügavale ulatuvate rikkevööndite lähikonnas, mida on ilmekalt fikseeritud paremini uuritud Kirde-Eestis (Heinsalu & Andra, 1975). Kuid siingi ei tule unustada peamist – hilisemad tektoonilised rikked ei tekita reeglina laialdaselt levivaid regionaalseid lõhesüsteeme, vaid, pigem vastupidi, transformeerivad oma pinged just varemkujunenud globaaltekkelistesse lõhesüsteemidesse, neid avardades või tihendades (Schults, 1973).

Siluri karbonaatkivimites kulgevad ristuvad lõhed üksteisest muutumatul kujul üle. Lõhe katkemist teise lõhega ristumisel tuleb ette võrdlemisi harva (joon. 9). Mereäärsetel abrasioonilavadel, kus nähtust õnnestus jälgida, täheldati üksnes kirdesuunaliste lõhede katkemist ristumisel loodesuunalistega. Kas aga sellest võib teha järeldusi kihtide vanusesuhte kohta, seda peaksid selgitama edasised uurimised.



Joonis 9. Lõhede sagedasemaid näiteid ristumiskohtades.

Kui lähtuda eespooltoodud kontseptsioonist, et Siluri karbonaatkivimites on lõhestatus korrapärasteks plokkideks suhteliselt varane nähtus, mis leidis aset maakoore venitusdeformatsioonide esimestel avaldumistel, siis tekib tahtmatult küsimus, miks lõhepinnad on nii värskeilmelised ja enamasti sulgunud, isegi sedavõrd, et muutuvad vaadeldavateks üksnes murenemisprotsessis või gravitatsioonijõudude toimel järskudel paljandiseintel. Ilmselt tuleb tõdeda, et kõrvuti lõhkuvate venitusjõududega on regioonis vahetpidamata tegutsenud ka survepinged, mis kunagi tekkinud lõhed uuesti kokku surusid ja need pikaks ajaks destruktiivsetele agentidele läbipääsmatuteks sulgesid. Seda nähtust toetas ilmselt mäerõhk – mattumine katvate settelasundite ja hilisminevikus ka mandrijää raskuse alla. Seetõttu avalduvadki lõhed pikkamööda vaid maapinnalähedastes kihtides ja välismõjuritule eksponeeritud vertikaalseintel, mida võib hästi jälgida karjäärides. Muidugi loovad tugevad tektoonilised liikumised öeldu taustal hoopis erinevaid olukordi, mida omakorda kasutab karst jne. Kõiki neid nähtusi tuleb üksikjuhtudel hoolikalt uurida, kuid samas ka teadaolevat fooni silmas pidades. Kui käesolev kirjutus niisugustele arutlustele tuge suudab pakkuda, on tema ette seatud ülesanne täidetud.

Kasutatud kirjandus:

- Aunin, A., 1958. Eesti NSV aluspõhja tektoonilised lõhed. Diplomitöö Tartu Ülikooli geoloogia instituudi fondis. Tartu, 69 lk.
 Heinsalu, H., Andra, H., 1975. Eesti põlevkivikaevanduste rajooni lõhelisus ja selle uurimise geofüüsikalised meetodid (vene keeles). Tallinn, "Valgus", 116 lk.

- Kaufmann, R., 1931. Die Klufftektonik des Kambrosilurs von Gotland, Öland und dem Kalmargebiet. Geol. Rundschau, Bd.22, H.5, 292-306.
- Kleesment, A., Pirrus, E., 2000. Fracture systems in Devonian sandstones, South Estonia. Proceedings of the Estonian Academy of Sciences. Geology, 49, 284-293.
- Miidel, A., 1982. On the interdependence between the fracturing of the Devonian rocks and the direction of the middle course of the Võhandu River valley (South Estonia) (vene keeles). Proceedings of the Estonian Academy of Sciences. Geology, 31, p. 80.
- Niin, M., Niin, S., Puura, V., Taalman, V., 1981. Lõhetäidetest Tallinna ümbruse päemurdudes. Pirrus, E. (toim) Settekivimid ja tektoonika. Tallinn, ELUS, 113-125.
- Pirrus, E., 2001. Eesti geoloogia. Tallinn, TTÜ kirjastus, 72lk.
- Pirrus, E., Kleesment, A., Sööt, M., 2002. Joint systems in Devonian sandstones in the Kiidjärve-Taevaskoda research area. Proceedings of the Estonian Academy of Sciences. Geology, 51, 121-132.
- Schults, S., 1973. Planetaarne lõhelisus (vene keeles). Schults, S. (toim). Leningrad, Leningradi ülikooli kirjastus, 5-37.
- Teichert, C., 1927. Die Klufftektonik der cambro-silurischen Schichtentafel Estlands. Geol. Rundschau, Bd. 18, H. 4, 241-263.

TEKTOONILISTE NÄHTUSTE UURIMISVÕIMALUSTEST DEVONI AVAMUSALAL PIUSA JÕE KESKJOOKSU NÄITEL

Ülo Sõstra

Vähese paljanduvusega Devoni kivimite avamusel Lõuna-Eestis on tektooniliste struktuuride kohta vähe andmeid ja nende hankimine erakordselt raske. On ilmunud vaid üksikuid teateid liivakivide lõhesüsteemidest (Miidel, 1982; Kleesment & Pirrus, 2000; Kleesment, 2001) ja Piusa liivakarjääris paljandunud rikkest (Sõstra, 1997). Siinsete uurimisvõimaluste väljaselgitamiseks võttis autor 2001 a. suvel ette väliuuringu Piusa jõe keskjooksul, mida inspireeris piirkonna suhtelisel suurte kõrgusvahedega (peaaegu 150 m) liigestatud reljeef ja piki suure langusega jõeorgu paiknevad suuremõõdulised paljandid. Aluspõhja kivimite lõhesüsteemid ja reljeefis ilmnevad sirgjoonelised elemendid (lineamendid) annavad mõningaid võimalusi siinse piirkonna tektoonika-ilmingute hindamiseks ja analüüsiks. Neid tähelepanekuid püütigi alljärgnevas kasutada.

Piusa jõgi voolab keskjooksul Haanja kõrgustiku põhjanõlval, kus absoluutsed kõrgused kasvavad sujuvalt 85 meetrilt 200 meetrini lõuna suunas. Kõrgustiku tuuma moodustavad Devoni ladestu settekivimid, mis uuritud alal on esindatud Gauja kihistu kollakasvalgete liivakividega. Aluspõhja kivimid on pealt kaetud kvaternaarse moreeniga, mille paksus siin ulatub mõnest meetrist kuni 50 - 60 meetrini, kõrgustiku keskosas kohati kuni 140 - 160 meetrini (Tavast & Raukas, 1982).

Kõrgustiku nõlva on lõikunud kuni 50 - 75 m sügavune lääne-ida suunaline ja lõiguti kirde-edela suunaline Võru-Peipsi ürgorg, kuhu Lindora asula juures suubub kagust Piusa jõgi ning allavoolu veel mitmed väiksemad, kuni 30 m sügavused salkorud, sageli ojadega põhjas. Orgude vahele jäävad nurklikud aluspõhja plokid. Liivakivid paljanduvad Piusa oru pervedel peaaegu vertikaalsete seintena ehk "müüridena", igal neist on oma nimi. Kõik uuritud "müürid" ja karjäärid (joon. 1) jäävad Gauja kihistu ülemise, Lode kihistiku piiridesse (Kleesment ja Mark-Kurik, 1997). Seinte kõrgus ulatub 30 - 35 meetrini ja pikkus 100 - 150 meetrini. Jõgi lookleb jõeoru põhjas ning muudab liivakas alluuviumis aeg-ajalt oma süngi. Kui jõesäng läheneb müüridele, hakkab vesi uuristama liivakive, nende pealmised kihid eralduvad piki seintele paralleelseid lõhepindu ja varisevad alla. Kuna lõhed ei ole alati üksteisega paralleelsed,



Joonis 1. Piusa jõe keskjooksu reljeefi ja lineamentide skemaatiline kaart. Reljeef on antud 25-meetriliste kõrgusvaheliste astangutena. Joontega on näidatud reljeefi lineamid. Ühe ristkriipsuga on märgitud I suurusjärgu tektooniline rike (Võru-Pihkva osaliselt mattunud ürgorg), kahe ristkriipsuga - II järgu rebendrikked (lõheliste kivimite vööndid), kolme ristkriipsuga - III järgu ja väiksemad tektoonilised rikked. Numbritega on kaardil näidatud lõhede mõõtmise kohad: 1 - Make müür, 2 - Savioja, Kurja ja Metssea müürid, 3 - Kalmetu müür, 4 - Nakri ja Härma Keldrimüür, 5 - Kõlksniidu müür, 6 - Suure ja Väikese Hunni müürid, Valgma müür, 7 - Porgona müür, 8 - Tammemüüri mäed, 9 - Piusa karjäär, 14 - Tiirhanna karjäär.

siis on allalangevad kivilahmakad kas plaatjad või kiilukujulised. Kui jõgi eemaldub paljandist, kattuvad seinad samblikega. Säingi arenedes võib jõgi uuesti seintele läheneda alles mõnesaja aasta pärast. Sellistel jõest eemalolevatel müüriosadel on säilinud liivakivisse kraabitud aastaarvud 1883 - 1888, nende üldilme ja tihe samblikukiht ei jäta kahtlust niisuguses vanuses. Vanadel müüridel esineb ka teisi arve, eriti palju aastatest 1930 - 1943 ja 1960 - 1968.

Suurte paljandite ja rohkete sälkorgude olemasolu andis võimaluse uurida tektooniliste lõhede, sirgjooneliste orulõikude ja muude reljeefielementide ehk lineamentide omavahelisi suhteid. Kõige informatiivsemaks osutus Võru-Pihkva ürgorust lõunapoole jääv 7 - 8 km laiune kõrgustiku nõlv piki Piusa jõe orgu, kus moreeni paksus ei ole kuigi suur (Korbut ja Peikre, 1994; Sinisalu, 1997) ega varjuta aluspõhja struktuure. Selline omapärane looduslik objekt nagu Piusa jõe org pakub huvi paljudele loodushuvilistele. Jõe pikiprofiili, terrasse ja orgu on uurinud T. Liblik (1966) ja I. Kask (1967). Geograafilise erijoonena tuuakse esile suur jõe lang ja mäestikujõgedele tüüpiline profiil, aga ka see, et meridionaalses osas on org asümmeetrilise ehitusega: selle idakallas on järsem ning siin paikneb ka enamus müüridest. Vaadeldavas osas koosneb Piusa jõe org neljast 4 - 6 km pikkusest võrdlemisi sirgjoonelisest lõigust. Vahtseliina juures on ta peaaegu meridonaalne (NE 15°), seejärel pöörduvad loodesse (NW 335°). Pärast suubumist Võru-Pihkva ürgorgu on esimene lõik Lindorast Tudernani kirdesuunaline (NE 50°) ja edasi kuni Piusa klaasliivakarjäärini muutub org peaaegu lääne-ida suunaliseks (NW 285°). Piusa jõeoru laius on enne suubumist ürgorgu ainult 200 - 300 m, Võru-Pihkva ürgoru laius on siin kitsamates kohtades 500 - 600 m, aga laiemates 700 - 800 m. Väiksemate sälkorgude laius ei ületa tavaliselt 150 - 200 m.

Reljeefi omapära väljaselgitamiseks kasutati kartograafilist analüüsi. Otstarbekaks osutus jagada ala ühesuguse kõrgusega väljadeks. Selleks eemaldati Eesti kaardilehel O-35-79 (Võru, 1 : 50 000, 1999) liigsed horisontaalid ja eraldati niiviisi üksteisest 25-meetrilise kõrgusintervalliga väljad. Neid saadi 6: alla 50 m, 50 - 75 m, 75 - 100 m, 100 - 125 m, 125 - 150 m ja 150 - 175 m. See võimaldas hästi eristada kõige olulisemaid reljeefielemente (joon. 1). Niiviisi saadi pilt mäenõlvast, kus aluspõhja kivimeid lõikab üksteisega ühenduvate rikete ja suuremate lõhede võrk. Sügavad orud lõikavad aluspõhja kivimimassiivi plokkideks, mis on üksteise küljest kas täiesti lahti murtud või kinni ainult ühe lõunapoolse nurgaga.

Järgmise etapina kanti töökaardile reljeefi lineamendid: sirgjoonelised orud ja nende kallaste lõigud, plokkide küljed ning nõlvade astan-

gud. Selliseid elemente oli vaadeldaval alal 224. Nende pikkus oli valdavalt 0,5 - 2 km, harva kuni 4 km. Kaardipildis väljendub selgesti lineamentide hierarhia. Võru-Pihkva ürgoru sirgjooneliste lõikude pikkus on 5 - 10 km ja rohkem, tõenäoliselt peegeldab see ürgorg ala kõige suuremat (I järgu) tektoonilist riket. Piusa jõeorg Vahtseliina ja Lindora vahel ning teised suuremad orud koosnevad lõikudest, mille pikkus on 3 - 5 km, neid võiks lugeda II järgu riketeks. Just nende arvel moodustuvad aluspõhja nurgelised plokid, mõõtmatega $2,5 \times 3$ km kuni $3 \times 4,5$ km. III järgu riketevööndite pikkus on tavaliselt alla 2,5 km, nende omapäraks on see, et nad moodustavad ristuvaid süsteeme, näiteks Obinitza oja orus. Plokkide külgede pikkus kõigub siin 0,6 - 1,2 \times 1,5 - 2,5 km vahel. Veelgi lühemad orulõigud markeerivad IV järgu ja väiksemaid tektoonilisi rikkeid.

Küllaltki selgelt väljendub väiksemate sirgjooneliste reljeefi-elementide kokkulangevus suuremate orgudega kui erosiooni poolt markeeritud rikkevöönditega. Enamus lineamente on orienteeritud paralleelselt orulõikudega veel ka 1,5 - 2 km laiustes vööndites mõlemal pool oru pikitelge. Teine osa neist on orienteeritud peaaegu risti oru suunale, kuid paralleelselt teiste naaberorgude suundadega. Eelistatud orientatsiooni määramiseks mõõdeti kaardil kõigi lineamentide asimuut. Viiekraadilise intervalliga koostatud roosdiagramm andis selged loode- (NW 320°) ja kirdesuunalised (NE 50°) kiired ning veel kaks nõrka kiirt: ühe meridiaalse (N 0°) ja teise lääne-loodesuunalise (NW 300°) (joon. 4a). Kõik meie poolt mõõdetud 761 lõhet liivakivides (joon. 4b) annavad mõnevõrra keerulisema pildi, mis võimaldab teha oletuse, et lineamendid kujutavad siin endast hilisemat uuendatud planetaarset riketevõrku, aga tektoonilised lõhed peegeldavad kõiki uuritud alal pärast Devonit toimunud pingeid ja deformatsioone.

Lõhede uurimisel püüti igas paljandis määrata vähemalt 100 lõhe täielik orientatsioon: rõhtsiht, kallakuse suund ja nurk. See võimaldanuks saada piisavalt esinduslikud andmed, kus juhuslikud lõhed ei segaks üldiste seaduspärasuste väljaselgitamist. Ainult kolmes müüris õnnestus vajalik lõhede hulk tõesti mõõta, teistel juhtudel tuli diagrammid koostada kas mitme lähestikku asetseva müüri andmete ühendamise teel või piirduda väiksema arvuga. Diagrammid koostati ringdiagrammidena arvuti Word-Excel programmis, mille ülemist poolt kasutatakse roosdiagrammidena illustatsiooniks (joon. 4). Eelnevalt ühekraadilise täpsusega mõõdetud lõhede arv loeti ära igas viiekraadilises intervallis, s.t. intervalli keskmeele lisati mõlemalt poolt lõhed, mis erinesid orientatsiooni poolest 1 või 2°. Võrdluseks koostati mõned diagrammid ka 10-kraadiliste intervallidega, kus lõhede orientatsioon erines kiire

keskmest kuni 4 - 5°, kuid need andsid enam üldistatud pildi (joon. 4k-n). Sellisel kujul oli võimalik diagrammidele välja kanda kogu olemasolev andmestik suure detailsusega.

Lõhede tiheduse sagedased muutused isegi ühe paljandi piirides, kogu paljandit läbivate võrdlemisi sirgeseinaliste lõhede ja settesoonte, sujuvate antiklinalsete ja sünkliinaalsete painete olemasolu koos klivaažinähtustega ei jäta kahtlust, et enamus lõhesid on tektoonilise päritoluga. Horisontaalsed kihtidevahelised eralduslõhed, nagu ka väikese kaldega lõhed on neis põimkihilistes liivakivides võrdlemisi harvad, nende kaudu toimub intensiivne vee liikumine aluspõhja kivimites horisontaalsuunas ja põhjavee väljakiildumine müüride jalamil arvukate allikate näol. Selliste lõhede pinnad on tugevasti värvunud rauaühenditega. Valdavalt on lõhed püstised, nende kallakusnurk on horisondi suhtes 75 - 85°, mõnel juhul märgati lainelisi lõhesid ja kallakussuuna muutusi piki lõhet. Esineb ka teatud hulk kaldlõhesid nurgaga kuni 40 - 60°. Kõlksniidu müüris oli võimalik jälgida omapäraseid tornikujulisi moodustisi (Kleesment, 2001), kus sünkliinaalse painde pealispinnalt algavad lõhed müüri ülaosas lähenevad üksteisele, jäädes ristiseks painde all olevale eralduspinnale.

Vaatlustega olid haaratud peamiselt vertikaalsed ja suure kaldega lõhed. Kui oli võimalik, määrati ära iga lõhe pikkus, avatus, seinte iseloom, värvumine, nihete suund ja lõhetäidete olemasolu. Lühikesed ja ainult üht-kaht kihti läbivad lõhed jäeti analüüsist välja, kuna nende orientatsioon oli sageli muutlik. Suuremate lõhede tihedus on paljandites erinev: mõne meetri paksuses klivaaživööndis Make müüris oli neid ühe meetri kohta kuni 20 - 25 (joon. 2), aga tavaliselt on neid seitse 10-meetrilisel lõigul vaid 2 - 3, kuid sageli on üksikute lõhede vahekaugus ka ainult 1 - 2 m (joon. 3). Kitsad rikkevööndid koosnevad mõnikord 3 - 5 paralleelsest lõhest.

Müüride piki- ja ristiseinte orientatsiooni andmed on antud diagrammil (joon. 4c), mis langeb enam kokku lõhede ülddiagrammiga (joon. 4b), kui lineamentide diagrammiga (joon. 4a). See näitab, et seinad on tekkinud ja uuenevad teatud lõhesüsteemide arvel.

Mõõtmist alustasime Make ehk Möldri müürist, kus Piusa jõe oru asimuut on NE 15°. Müür ise koosneb kaarekujulisest seinast, millest pikem osa on kirdesuunaline. Teises, loodesuunalises osas fikseeriti 4 lõhet (tektoonilist riket) rõhtsihiga NE 40 - 62° ja kaldenurgaga 59 - 72° loodesse, mida mööda toimusid plokkide nihkeid, amplituudiga kuni 0,5 m, kusjuures allanihutatuks osutus alati loodepoolne plokk. Roosdiagrammil (joon. 4d) on selgesti eristatav üks tugev loodesuunaline



Joonis 2. Mõnemeetrilise paksusega klivaaživõõnd Make müüri liivakivides. Submeridionaalse (NE 5-8°) suunaga lõhed on kallutatud 55°-se nurga all läände.



Joonis 3. Piki paralleelseid kirdesuunalisi (NE 33 - 38°) püstiseid lõhesid (kaldenurk 70 - 75° NW) toimub jõe uuristustegevuse tagajärjel Porgona müüri uuenemine.

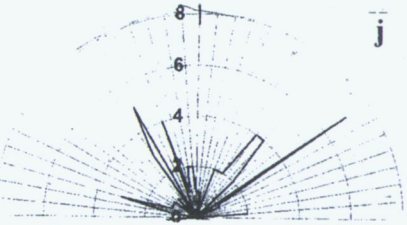
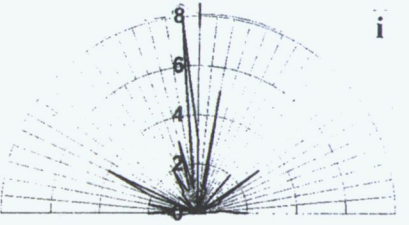
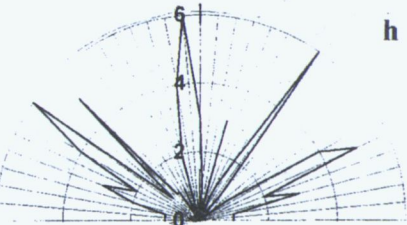
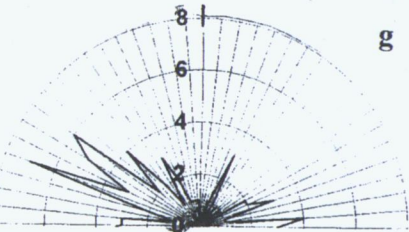
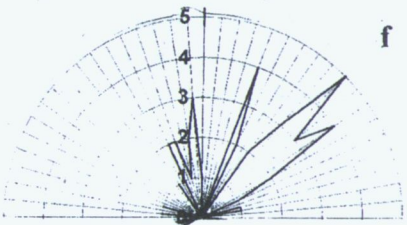
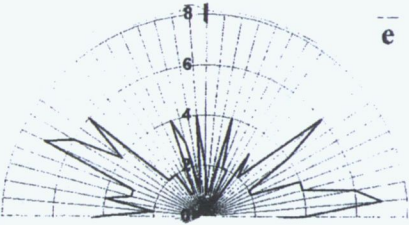
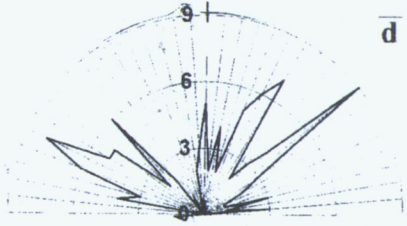
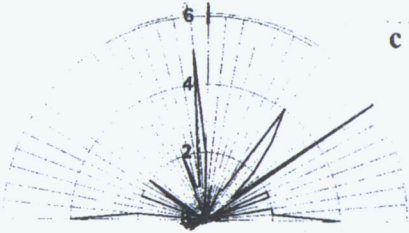
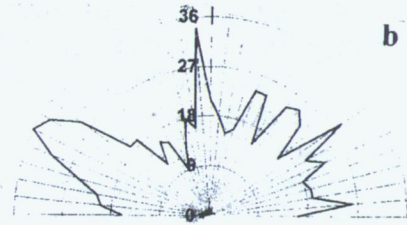
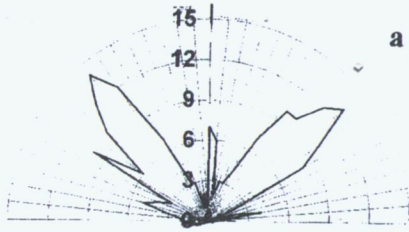
(NW 295°) kiir ja kaks kirdesuunalist (NE 30°, NE 50°) kiirt. Järgmisel diagrammil (joon. 4e), mis ühendab kolme lähestikku asetsevat Savioja, Kurja ja Metssea müüre, on samuti eristatav loodesuunaline (NW 295°) kiir ja teine peaaegu ida-lääne (NE 85°) suunaline kiir ning peale selle kaks väiksemat kiirt (NW 300°, NE 50°). Kalmetu müürides (joon. 4f) valdavad ainult kirdesuunalised lõhed.

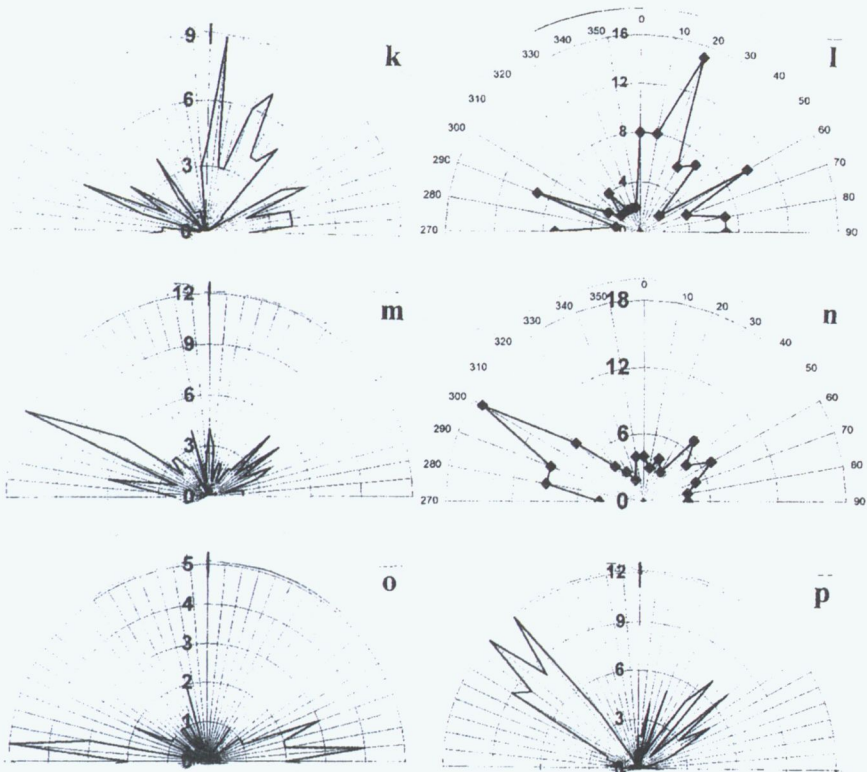
Järgmised vaatlusobjektid paiknevad Piusa jõe oru lõigul, kus tema asimuut on NW 335°. Nakri müüri ja Härma Keldri müüri koondiagrammil (joon. 4g) on selgelt väljendunud kaks loodesuunalist kiirt (NW 290°, NW 305°). Kõlksniidu müüris on esindatud tornitaolised moodustised, lõhede diagramm siin on palju mitmekesisem, kus on selgelt näha 5 süsteemi (NW 305°, NW 315°, NW 355°, NE 35°, NW 65°). Hunni müürid ja Porgona müür olid väiksemad ja mõõdetud lõhede arv oli väiksem. Diagrammidel (joon. 4i-j) on väiksema intensiivsusega väljendunud peaaegu samad süsteemid, mis enam esinduslikus Kõlksniidu müüris.

Tammemüüri mäed asetsevad juba Võru-Pihkva ürgoru kirdesuunalisel lõigul (joon. 1). Mõõdetud lõhede seas (joon. 4k-l) valdavad meridionaalsed ja kirdesuunalised (NE 5°, NE 25°, NE 65°), loodesuunalisi on üldse vähe (NW 290°).

Peale looduslike paljandite oli võimalus koostada analoogsed diagrammid ka Piusa ja Tabina (Imara) karjäärade kohta. Piusa karjäär (joon. 4m-n) on valdavaks ühe süsteemi (NW 295°) lõhed. Selle suunaga langevad kokku ka liiva ja saviveeristega täidetud lõhed, mis on sageli sirgeseinalised ja jälgitavad kogu karjääri piirides. See näitab küllaltki ühtlase tugeva pingetevälja olemasolu selle süsteemi lõhede moodustumise ajal.

Tabina (Imara) karjäär, mis asub Lindorast 4 km kaugusel lääne poole, valdavad lõhed, mille suund on lähedane ida-lääne suunale (joon. 4o). Teatud mõju avaldas siin kindlasti ka see, et karjääri seinad olid meridionaalse suunaga, kus lääne-ida suunalised lõhed on paremini mõõdetavad. Üks lõhe oli ka siin osaliselt liivaga täidetud. Nii Piusa kui ka Tabina karjääril langeb peamiste lõhesüsteemide orienteeritus küllaltki hästi kokku naabruses olevate Võru-Pihkva ürgoru vastavate lõikude suundadega. On ka väga tõenäoline, et kõik lõhed ei tekkinud üheaegselt, vaid korduvate pingete tagajärjel. Sellele osutab ka sünkliinalse kurru ja täidetud lõhede üheaegne esinemine Piusa karjääril. Esimene neist tekkis survele, teised võisid olla survelehed lõigustuslõhed, kuid nende avanemiseks oli vaja juba venitustingimusi. Võib arvata, et kõik need tektoonikailmingud vahetus Võru-Pihkva ürgoru läheduses on seotud suure





Joonis 4 (vasakul ja ülal). Piusa jõe keskjooksu lineamentide ja lõhede roosdiagrammid. a - kogu ala 224 lineamenti; b - kõik mõõdetud 761 lõhet; c - paljandites mõõdetud 49 seinat ja otsajärsaku asimuuti; d - Make müüri 111 lõhet; e - Savioja, Kurja ja Metssea müüri koonddiagramm: 109 lõhet; f - Kalmetu müüride 42 lõhet; g - Nakri ja Härma-Keldri koonddiagramm: 69 lõhet; h - Kõlksniidu müüri 75 lõhet; i - Suure ja Väikese Hunni ning Valgma müüri koonddiagramm: 48 lõhet; j - Porgona müüri 56 lõhet; k, l - Tammemüüri 103 lõhet; m, n - Piusa karjääri 105 lõhet; o - Tabina karjääri 42 lõhet; p - Tiirhanna karjääri 107 lõhet (Ü. Heinsalu arhiivi 1966 a. välimaterjalidest).

tektoonilise rikkevõõndi kujunemisega, millest org on välja prepareeritud. Oru moodustumine sellisel kujul ja täidetud lõhede avanemine oli võimalik, kui piki orgu toimus põhjapoolse ploki nihkumine vasakule lõunapoolse suhtes amplituudiga 0,5 - 1,0 km.

Autoril oli võimalus kasutada võrdluseks Ü. Heinsalu poolt 1966 a. välitöödel teostatud mõõtmisi Tiirhanna karjääris, kus paljanduvad tugevamad Kesk-Devoni karbonaatsed kivimid. Karjääris mõõdetud lõhede-süsteemid (joon. 4p) on oma orientatsioonilt kõige sarnasemad lineamen-

tidele (joon. 4a), kuigi loode- ja kirdesuunalised kiired hargnevad veel mitmeks osaks.

Tektooniliste pingete mõjul jaguneb deformeeritav kivimimassiiv mitmesuguse suurusega plokkideks, mille vahele tekkivad rikked. Igas plokis omakorda moodustub iseseisev pingeväli, mille orientatsioon teatud määral erineb suuremate plokkide ja kogu kivimimassiivi pingeteväljast. Lõhede ja lineamentide analüüs näitab, et nende suunad langevad suurel määral kokku, millele on Võhandu jõe keskjooksul varem tähelepanu osutanud A. Miidel (1982). Üldine lõhede orientatsioon on mitmekesisem, mis võib olla põhjustatud kivimimassiivi purunemisel plokkideks tekkivatest kohalikest pingeväljadest. Seetõttu lõhed ei anna diagrammidel sellised ilmekaad maksimume, kui lineamendid.

Niisiis iseloomustab Haanja kõrgustiku põhjanõlva omapärane tektoonikast mõjustatud reljeef. Sügavalt aluspõhja lõikunud lõhevööndid on pikaajaliste murenemisprotsessidega järk-järgult välja prepareeritud ja näitavad riketevõrgu keerulist sisemist struktuuri. Võrdlemisi sarnast pilti on täheldatud ka Fennoskandia kilbi idaosa Eelkambriumi kristalsete kivimite erakordselt pikaajalisel, rohkem kui 1,5 miljardit aastat kestval murenemisel, näiteks Paanajärve Rahvuspargis Karjalas (Lukashov & Systra, 1998), Valge mere ja Laadoga järve ümbruses ja mujal, kus kvaternaarikatendi paksus on väike ja ei varja aluspõhja struktuure.

Piusa keskjooksu tektoonilised rikked on tekkinud pärast Kesk-Devonit ja ammu enne Kvaternaari. Jääajale eelneva 350 miljoni aasta kohta puuduvad geoloogilised kompleksid meie alal, kuid arvestades kogu ala pikaajalist triivi Fennoskandia kilbi äärealal ja naabruses toimuvad tektoonilisi protsesse, oli kogu ala pingetele ja deformatsioonidele allutatud mitmel korral (Puura, 1980). A.Kleesmenti poolt läbi viidud Piusa ümbruse klastiliste daikide täidete analüüs (Kleesment jt., 2003) näitas, et neis on ainult Devoni kivimitest pärinev materjal, mis tõenäoliselt viitab nende tekkele kauges geoloogilises minevikus. Juba varem on tõestatud (Vaher jt., 1980), et Haanja kõrgustik oli olemas enne jääaega ja soodustas siin Pleistotseeni setete kuhjumist. Käesolev andmestik näitab, et mitte ainult kõrgustik, vaid ka tema mesoreljeef on suures osas moodustunud ennejäaaegsel perioodil ja kujutab endast aluspõhja kivimimassiivist väljapareeritud erineva suurusega rebendrikete ja plokkide süsteemi.

Autor tänab Enn Pirrust ja Anne Kleesmenti probleemi ülesseadmise ning tõhusate konsultatsioonide eest nii välitöödel kui ka materjali läbitöötamisel, Margus Sööti ja poeg Ivot abi eest välitöödel.

Kasutatud kirjandus:

- Kask, I., 1967. Matk Piusa äärde. Eesti Loodus, 1, 26-33.
- Kleesment, A., 2001. Ekskursioon Lõuna-Eesti Devonilisele paljanditesele. Ekskursioonijuht. Tallinn, 1-21.
- Kleesment, A., Pirrus, E., 2000. Fracture systems in Devonian sandstones, South Estonia. Proceedings of the Estonian Academy of Sciences. Geology, 49, 284-293.
- Kleesment, A., Mark-Kurik, E., 1997. Middle-Devonian. In: Raukas, A., Teedumäe, A. (eds) Geology and mineral resources of Estonia. Estonian Academy Publishers, Tallinn, 112-121.
- Kleesment, A., Puura, V., Kallaste, T., 2003. Clastic dikes in Devonian sandstones of the Piusa. Proceedings of the Estonian Academy of Sciences. Geology, 52 (in press).
- Korbut, S., Peikre, R., 1994. Piusa vormiliiva varu hinnang. Eesti Geoloogiakeskuse Aastaraamat, Tallinn, 39-40.
- Liblik, T., 1996. Jooni Piusa oru morfoloogiast. Eesti Geograafia Seltsi Aastaraamat 1964/1965. Tallinn, 34-55.
- Lukashov, A.D., Systra, Y.J., 1998. Networks of faults and traces of postglacial earthquakes in the Paanajärvi National Park. Oulanka Reports, 19, 27-31.
- Miidel, A., 1982. Devonilise kivimite lõhelisuse ja jõeoru vahelistest suhetest Võhandu keskjooksul (vene keeles). ENSV TA Toimetised. Geoloogia, 31, 80.
- Puura, V., 1980. Kainosoikumilise tektoonika ja Baltoskandia järgedevõrgu tekkimise probleemidest. Baltimaade ja Valgevene paleotektoonika. VIII nõupidamise teesid. Tallinn, 77-81.
- Sinisalu, R., 1997. Imara-Tabina liivaleiukoha geoloogilisest uurimisest. Eesti Geoloogiakeskuse Aastaraamat 1996. Tallinn, 85-86.
- Sõstra, Ü., 1997. Tektoonilised rikked Piusa karjääris. Eesti Loodus, 6, 268-269.
- Tavast, E., Raukas, A., 1982. Eesti aluspõhja kivimite reljeef. Tallinn, Valgus, 1-194.
- Vaher, R.M., Raukas, A.V., Tavast, E.H., 1980. Tektooniliste liikumiste ja lamava pealispinna mõjust Eesti saarkõrgustikkude tekkele (vene keeles). Geomorfoloogia, 3, 55-65.

OMAPÄRASED LIIVAKIVITORNID PIUSA ÜRGORUS

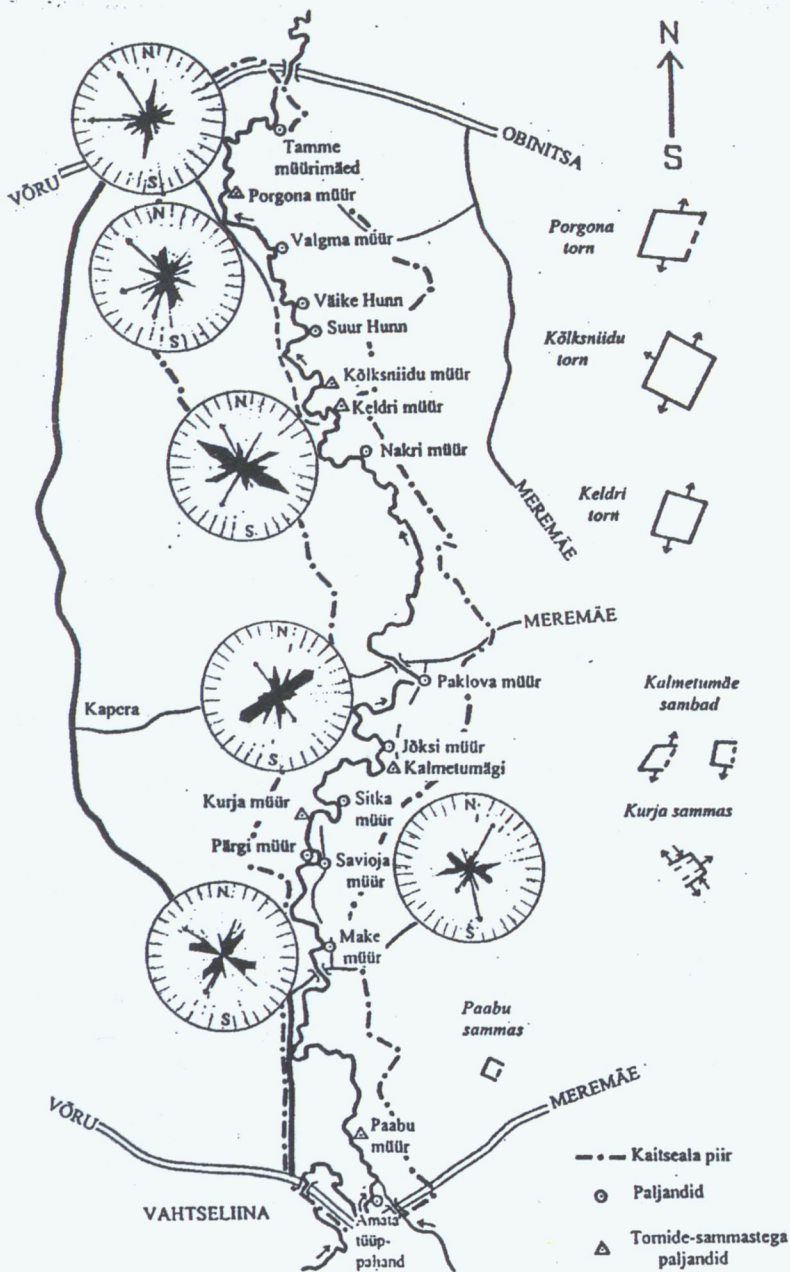
Anne Kleesment

Gauja ea teine pool, mil settis Lode kihistik, on Eesti Devoni kuhjumise ajaloos väga huvitav ja pöördeline aeg. Narva ea lõpust alanud pidev maapinna tõus saavutas sellel ajal oma maksimumi. Regressiooniliste liikumiste foonil asendusid seni valdavalt merelised tingimused merelise ja kontinentaalse režiimi vaheldumisega. Ümbritsevatel toitealadel toimus intensiivne subaeraalne porsumine (Kleesment, 1997; Plink-Björklund & Björklund, 1999). Üheski teises Eesti Kesk-Devoni läbilõike tasemes pole nii küpseid setteid, milles on sedavõrd kõrge kvartsi sisaldus (85 -95 %) ning raske fraktsiooni mineraalide hulgas domineerivad murenemisele vastupidavad tsirkoon ja turmaliin. Savifraktsiooni olulise komponendi moodustab kaoliniit (Kleesment ja Kurik, 1997). Konglomeraatsetes läät-sedes on rohkesti götiiti.

Gauja läbilõige on ka Eesti Devoni, vähemalt ülemise liivaka kompleksi, kõige lõhederikkam osa. Kihistu on peamiselt esindatud kollakas-valgete liivakividega, milles on kirjuvärviliste savika aleuroliidi vahekihte. Vaadeldava taseme, eriti selle ülemise osa, Lode kihtide lõhederikkus selgus juba esialgsete ülevaatlike mõõdistamiste käigus (Kleesment & Pirrus, 2000) ning kinnitus hilisematel uuringutel. Nii on Lode kihtides lõhede tihedus üle 3 korra suurem kui suhteliselt detailsetl uuritud Härma kihtides, mis kuuluvad lamava Burtnieki kihistu koosseisu (Pirrus jt., 2002). Ka on ainult Lode kihtidest teada settesooned, mille täidiste koosseisu uurimine viitab nende tekkele ja täitumisele juba Gauja ea lõpul. Samuti on ainult siit teada painetena ning nihetena esinevaid rikkeid. Viimaste puhul on fikseeritud amplituud kuni 20 cm ja nad on formatsioonisisened, s.o. kaetud rõhtsalt lamavate Gauja setenditega.

Loodusteaduslikus kirjanduses "liivapüramiidide" nime all tuntud omapäraseid tornitaolisi liivakivi moodustisi on Piusa jõe devoni paljandites kirjeldatud juba ammu. Need erisuunaliste lõhepindadega piiratud püstised vormid kõrgusega kuni 15 m ja läbimõõduga jalamil kuni 10 m on tekkinud pindmise murenemise toimel jõeoru pervedel, kus nad uhtumis- ja varisemisprotsesside tagajärjel on mööda paljandites olevaid lõhepindu välja prepareerunud. 2001 a. suvel toimunud välitööde käigus leiti ürgoru piires 7 torni- või sambataolist moodustist (joon. 1). Oma iseloomult jagunevad nad kahte eriilmelisse tüüpi.

Kõige tähelepanuväärsemad neist on 3 püramiidjat torni Porgona, Kõlksniidu ja Keldri müürides, mis paiknevad vähem kui 4 km pikkusel



Joonis 1. Püsa ürgoru maastikukaitseala skeem. Paljandite gruppide kohta on antud lõhesuundade roosdiagrammid, millel nooltega näidatud lõhede peamised kallakussuunad. Joonise paremal pool on kujutatud tornide ja sammaste skemaatilised põhiplaanid koos külgi moodustavate lõhede kallakussuundadega.

jõeoru põhjapoolsel lõigul (joon. 1). Tuntuim ja kõrgeim on liivakivitorn Kõlksniidu müüris, mille kõrgus ulatub 15 meetrini ja läbimõõt jalamil on 10 m (joon. 2). Läbimõõdu poolest on lähedased ka naabruses asuvad Keldri ja Porgona tornid, ainult viimaste kõrgus on mõnevõrra madalam: Keldri tornil 10 m ja Porgona omal 5 m. Kõik nad on siledade, alumises osas kuni 10 m pikkuse horisontaalulatusega kallutatud lõhepindadega piiratud püramiidjad moodustised. Tornide paljanditega risti olevad küljed kulgevad piki WNW - SSO suunas kulgevaid lõhepindu, mille asimuut kõigub 280° ja 310° vahel. Nende kõrguse suunas teineteisele lähenevate lõhepindade kallakus on suunatud kirdesse ja edelasse, kallakusnurk on 60 - 80°. Piki paljandit NNO - SSW kulgevad küljed on püstisemad, kallakusnurk on enamasti üle 80°. Lõhepindade suuna asimuut on nende külgede puhul mõnevõrra kõikumav: NO 30 - 80°. Kujunenud püramiidide alus ei ole küll kusagil tervikuna vaadeldav, kuid on tõenäoliselt nelinurkse põhiplaani (joon. 1). Sellised tornid on tõenäoliselt üsna püsivad ja moodustavad maastikus huvitava elemendi. Vähekülalastava Porgona torni seinal on sissekraabitud vanimaks daatumiks 1883.

Kolmes lõunapoolsemas paljandis - Kalmetu, Kurja ja Paabu müüris - esinevad vormid on oma iseloomult erinevad. Morfoloogiliselt on tegemist peaaegu püstiste lõhepindadega piiratud sammastega. Külgede suund on küll analoogne eelpoolkirjeldatud põhjapoolsetele tornidele, kuid siledade lõhepindade asemel on siin tegemist tihedalt paiknevate ja mõningatel juhtudel erisuunalise kallakusega mitme lõhega, mille tõttu moodustuvad konarlikud ja suhteliselt ebapüsivad pinnad. Oma mõõtmetelt on sambad tunduvalt tagasihoidlikumad. Kalmetu müüri moodustavas neljast liivakiviseinast koosnevas paljandite rühmas oli 2001 a. suvel 2 moodustist: 2,5 m kõrgune 2 m läbimõõduga ja 1 m kõrgune poolemeetrilise läbimõõduga sammas. Kurja müüri allavoolupoolses osas on rohkete erisuunaliste lõhepindadega, vaid paljandi välisseinas eristuv 2 meetri kõrgune ja samasuguse läbimõõduga sammas. See vorm ei ole ühtne, vaid on paralleelsete lõhepindadega jaotatud mitmeks osaks, kusjuures suurima monoliidi läbimõõt on ainult 60 cm. Küljed on piiratud kuni 10 cm laiuste avatud lõhedega (joon. 3). Kõige lõunapoolsemas, Paabu müüris olev 30 cm läbimõõduga sammas on 2,5 m kõrgune.

Eelpoolkirjeldatud 4 sambataolist vormi on kõik tihedalt seotud paljandiseinaga: külgseinad jälgivad orunõlva üldsuunda, otsasein ühtib ristise paljandilõigu seinaga, neljas külg asub massiivi sees (joon. 3). Tegelikult ongi nad püsivad niikaua, kuni säilib side sisemise liivakiviseinaga. Viimase katkemisel toimub mõne aja pärast varing ning



Joonis 2. Kõlksniidu torn. *Foto H. Pohl.*



Joonis 3. Sambakujuline vorm Kurja müüris. *Foto Ü. Sõstra.*

kunagisest tornist tekib liivakivikuhik, mis vooluvete poolt kantakse peagi minema. Selline oli näiteks 1953 a. E. Mark-Kuriku poolt pildistatud liivakivitorni saatus, mis kõrgus Jõksi müürist allavoolu olnud Paklova

müüri ees (Mark, 1958) ja millest 50-ndate aastate teisel poolel polnud enam jälgegi. Lühiajaline oli 5 m kõrguse ja 30 sentimeetrilise läbimõõduga liivakivisamba eksistents ka teisel, Hinni kanjonis, kus avanevad Gauja kihistu alumisse ossa kuuluvad liivakivid. Siin fikseeriti sambalaadne huvitav vorm autori poolt 1998 a., millal see oli veel ühte külge pidi seotud liivakiviseinaga. 2001. aastaks oli see sammas juba hävinud.

2001 a. lõhede uurimisel Piusa ürgoru kaitsealal mõõdistati 15 paljandis umbes 700 lõhet. Lõhede valitsev orientatsioon on siin WNW - OSO 290 - 310°, domineeriv kallakusnurk 70 - 90°, kallakus suundub enamjaolt läänekaartesse. Lõhelisuse iseloomus ja orientatsioonis on jõeoru erinevates piirkondades mõningaid erinevusi (joon. 1). Lode kihtide ülemisse ossa kuuluvates paljandites Paabu müürist kuni Jõksi müürini on lõhelisus tihedam ja lõhed on suhteliselt väikese horisontaalulalutusega. Kõrvalekalle lõhelisuse suunas NO - SW orientatsiooniga lõhede kasuks on täheldatav Kalmetumäe ja Jõksi paljandite grupis. Siin on suhteliselt rohkesti ka kallakuid lõhesid, mis on olnud eelduseks koobastegi tekkeks. Savioja-Pärgi-Kurja müüride puhul on tähelepanuväärne, et lõhede kallakus on valdavalt suunatud idakaartesse (joon. 1). Jõeoru lõigul Nakri müürist Tamme müüri-mägedeni paljandub Lode kihtide alumine osa. Mõnevõrra väiksema lõhede tiheduse foonil on siin täheldatav tunduvalt suurem lõhede horisontaalulatus. Paljandites Nakri müürist Porgona müürini on sagedased liivaseinte lõigud, mis 10 - 20 m ulatuses on orienteeritud piki siledaid lõhepindu. Tamme müürimägedes on lõhede tihedus jälle mõnevõrra suurem.

Olemasolev andmestik näitab selget sidet lõhelisuse iseloomu ja tekkinud eraldisvormide vahel. Samba- ja tornilaadsete eraldisvormide tekkeks on vajalik suhteliselt tihe lõhedevõrk. Tekkinud vormide iseloom ja püsivus on aga eelkõige sõltuvuses kivimiplokke läbivate lõhede horisontaalulalutusest ja kallakusest. Vertikaalsete ja sagedaste lõhede esinemise korral on püsivate tornide tekkeks vähem võimalusi. Püsivamate tornide tekke eelduseks on järsu kallakusnurgaga, horisontaal-suunas vähemalt 10 meetri pikkuste lõhede esinemine.

On märkimisväärne, et ülalpool kirjeldatud püramiidjad tornid ja sambataolised vormid on fikseeritud ainult Gauja kihistu paljandites. See viitab selle taseme lõhesüsteemide erilisele ning võimalik ka, et tektooniliste liikumiste intensiivistumisele selle kivimikompleksi settimisaja järel. Tõenäoliselt olid maakoore liikumised seotud tektoonilise aktiivsuse tõusuga lähedalasuvas Mõniste-Lokno piirkonnas (Puura & Vaher, 1997). Tornide lõplikul formeerumisel avaldasid oma mõju ka piki lõhepindasid

toimunud gravitatsioonilised nihked järsul oruveerul, millele osutab avatud lõhede olemasolu mitmes paljandis (joon. 3).

Autor on tänulik prof. E. Pirrusele, dots. Ü. Sõstrale ja üliõpilasele M. Söödile, kellega koos 2001 a. suvel välitöödel tehti vajalikud mõõtmised. Töö teostati Haridusministeeriumi sihtfinantseeritava projekti 0332088s02 rahalisel toel.

Kasutatud kirjandus:

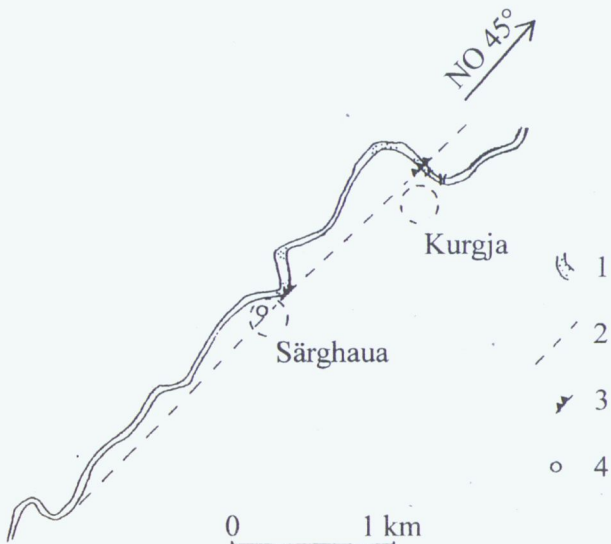
- Kleesment, A., 1997. Devonian sedimentation basin. In: Raukas, A. and Teedumäe, A. (eds) *Geology and mineral resources of Estonia*. Estonian Academy Publishers, Tallinn, 205-208.
- Kleesment, A., Mark-Kurik, E., 1997. Middle devonian. In: Raukas, A. and Teedumäe, A. (eds) *Geology and mineral resources of Estonia*. Estonian Academy Publishers, Tallinn, 112-121.
- Kleesment, A., Pirrus, E., 2000. Fracture systems in Devonian sandstones, South Estonia. *Proceedings of the Estonian Academy of Sciences. Geology*, 49, 284-293.
- Mark, E., 1958. Devoni ajastu liivakivid ja neis esinevad kalaluud. *Eluta Looduse Kaitse*, ENSV GI, Tallinn, 47-55.
- Pirrus, E., Kleesment, A., Sööt, M., 2002. Joint systems in Devonian sandstones in the Kiidjärve-Taevaskoda research area, Southeast Estonia. *Proceedings of the Estonian Academy of Sciences. Geology*, 51, 121-132.
- Plink-Björklund, P., Björklund, L., 1999. Sedimentary response in the Baltic Devonian Basin to postcollisional events in the Scandinavian Caledonides. *GFF*, 121, 79-80.
- Puura, V., Vahter, R., 1997. Cover structure. In: Raukas, A. and Teedumäe, A. (eds) *Geology and mineral resources of Estonia*. Estonian Academy Publishers, Tallinn, 167-177.

SÄRGHAUA GEOLOOGIABAAS TEKTOONILISEL RIKKEL?

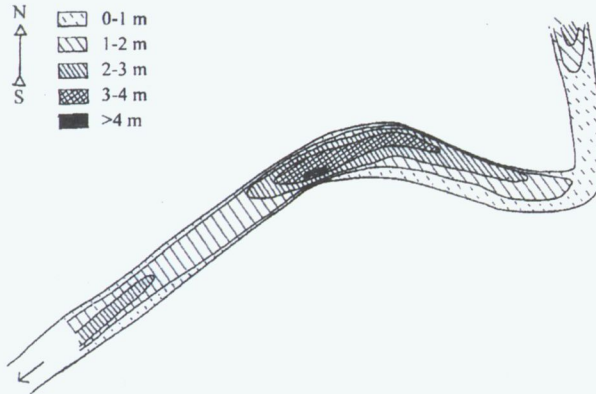
Merilin Mõistlik ja Enn Pirrus

Geoloogidele tuntud Särghaua baas asub Pärnu jõe keskjooksul. Jõgi on siin pikal, vähemalt 10 km lõigul Suurejõelt Kurgjani rajanud oma sängi lausa sirgjoonelisel asimuudil NO 45°, mis ühtib ideaalselt edela-kirde-suunaliste tektooniliste rikete peasihiga üle kogu Eesti. Jõel puuduvad nimetatud vahemikus peaaegu täiesti alluviaalsed lammisetted ning säng on uuristunud jäätumiskompleksi moodustistesse – viirsavisse ja moreeni. Jõesängi sirgjoonelist kulgu rikuvad vaid üksikud ristised looked, mille murdekaeltes on täheldatavad järsud veelangused ja klibukuhjelised karestikud, mõnel juhul koguni aluspõhjaktivimite avamused. Karestikest veidi eemal paiknevad jõesängi ootamatult sügavad hauakohad, konkreet-selt baasi ligidal lausa väikejärvi meenutavad Särgh- ja Pikkhaud.

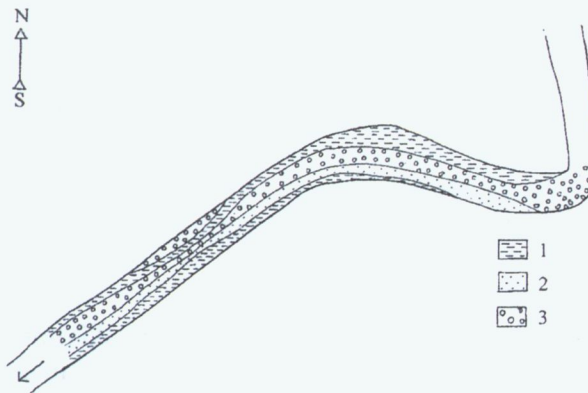
Jõe selline ehitus viis lahkunud kolleegi R. Männili mõttele jõe paiknemisest tektoonilise rikke joonel, mis on aga jäänud seni üksnes oletuseks, sest küsimuse üheseks lahendamiseks puudub siin vajalik



Joonis 1. Pärnu jõgi Särghaua geoloogiabaasi juures. 1 - karestik; 2 - oletatav tektooniline rike; 3 - aluspõhja paljandumiskoht; 4 - puurkaev.



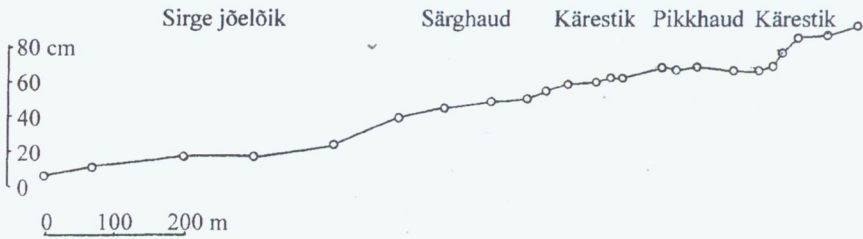
Joonis 2. Pärnu jõesängi sügavused Särghaual suvise madala veeseisu ajal.



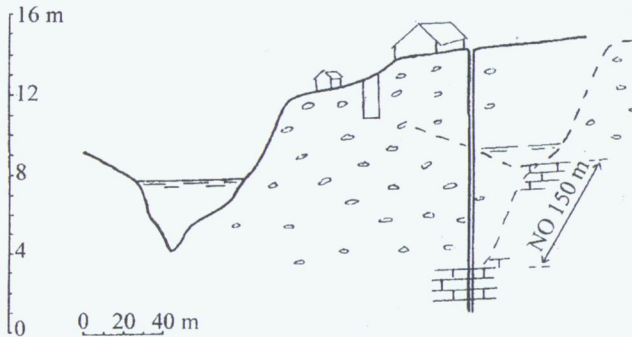
Joonis 3. Pärnu jõesängi setete terastikuline jaotumine Särghaual. 1 - mudad; 2 - liivad; 3 - kruus, klibu, veerised.

puurimisandmestik. Olnuks aga tore, kui metsade keskel asuv rikkalikku puursüdamikufondi säilitav baas saanuks juurde veel ühe geoloogilise tähelepanuväärsuse, millest kaunile jõekaldale saabunud külalistele vähemalt jutustada võiks!

Sellest soovist lähtuvalt asus M. Mõistlik üliõpilaspraktikal alustatud esmaseid morfomeetrilisi uuringuid edasi arendama ja oma vaatluste ning mõõtmistega täiendama. Tehtud lisauuringutest koorus välja selgem pilt jõesängi ehitusest antud piirkonnas (joon. 1 - 5). Ja kuigi see materjal ei luba veel lõplikult kõrvaldada pealkirjas toodud küsimärki, muutus oletus tektoonilisele rikkele viitava astangu olemasolust siin märksa kindlamaks.

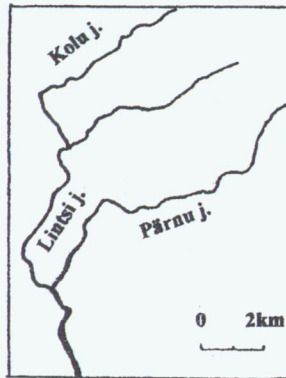


Joonis 4. Pärnu jõe veetaseme lang Särghaua piirkonnas.



Joonis 5. Jõe kagukalda geoloogiline läbilõige oletatava aluspõhjaastanguga.

Peamise tulemusena selgus, et kaks aluspõhjakivimite paljandumiskohta jõepõhjas - üks baasi idapiiril, teine Kurgja veskipaisu juures - asuvad küll üksteisest 1,1 km kaugusel, ent paiknevad seejuures rangelt ühel joonel sirgesihilise jõesängisuunaga - selle pikendusel (joon. 1). Mõlema koha läheduses teeb jõesäng järsu pöörde peasuunast kõrvale ning on samas markeeritud kärestikulise klibukuhjega jõepõhjas, viidates justkui üheselt aluspõhjalise takistuse olemasolule neis punktides. Tõsi, esmapilgul näib oletus väljapeetud astangust olevat vastuolus baasi õuel puuritud puurkaevu andmetega, mis näitas selles kohas anomaalselt suurt moreeni paksust - 11 m. Kui aga oletada, nagu lubab joonis 1, et kaev on rajatud just astangu jalamile, siis on moreeni erakordne paksus siin hästi mõistetav. Puurkaevu suudme ja jõepõhjaljandi loodimine (joon. 5) lubab hinnata aluspõhjaastangu kõrguseks siin ligikaudu 4,5 m. Samast räägib ka asjaolu, et baasi idapiiril veetasemel paiknev väike paljand, millest 2002 a. erakordselt madala veeseisu ajal õnnestus üles tõsta Adavere lademe teravanurgelisi poolemeetrilise läbimõõduga paeplaate, asub lähedalasuvatest jõesängi hauakohtade põhjast 4,0 - 4,2 m kõrgemal.



Joonis 6. Pärnu jõe ja selle parempoolsete lisajõgede kulg Türi ja Kolu piirkonnas. A. Miideli (1966) järgi.

Niisiis on Pärnu jõe kagukaldal kõrguva aluspõhjaastangu olemasolu väga tõenäoline. Selle oletusega on üsna heas kooskõlas jõesängi ristiprofiilidele tuginev morfomeetiline andmestik (joon. 2), sängisetete terastikulise koostise jaotumispilt (joon. 3), samuti jõelanguste jaotumine piki jõevoolu (joon. 4). Et jõeorg on täitunud moreeniga, ei saa see astang olla hilise erosiooni tulemus, vaid hoopis vastupidi, aluspõhjaastangu kujunemine siin just tektoonilise vertikaalnihke tagajärjel on igati tõenäoline. Paraku pole veel selge, kumb plokkidest on tõstetud, kumb langenud. Muidugi on loogiline eeldada kagupoolse kerkimist loodepoolse suhtes, nagu see peegeldub astangu morfoloogias, kuid erineva tugevusastmega kivimite kihiti vaheldumisel ei ole välistatud ka vastupidine võimalus. See küsimus vajab edasist uurimist ja ilma vastavamahulise puurimiseta on seda lahendada üpriski raske.

Ühe pidepunkti käesolevasse arutelusse lisab veel varemtehtud A. Miideli (1966) uuring jõgede üldise suunastatistika kohta Põhja-Eesti paelaval, eriti aga tema poolt esitatud ilmekas joonis Pärnu jõe ülemjooksupoolse osa ja parempoolsete lisajõgede kohta Türi ning Kolu ümbruses (joon. 6). See näitab veenvalt, et Eesti noore (pärestjääaegse) jõevõrgu kujunemisel mängisid tektoonilised lineamendid väga olulist osa ja pole põhjust arvata, et ka vaadeldavas piirkonnas Särghaual olnuks see teisiti.

Kasutatud kirjandus:

Miidel, A., 1966. Orgude ja tektooniliste lõhede suundade vahelisest seosest Eestis (vene keeles). Eesti Geograafia Seltsi aastaraamat 1964/1965. Tallinn, Valgus, 18-33.

MAAPÕUE TEKTOONILINE RIKUTUS MÄEMEHE VAAFEVINKLIST

Enno Reinsalu

Maapõuetöö edukus sõltub mäendustingimustest. Mõiste mäendustingimused, varasemas keelepruugis ka mäegeoloogilised tingimused, ühendab suurt hulka kaevandamiskoha ümber oleva maapõue olekut kirjeldavaid tunnuseid. Osa mäendustingimuste tunnustest, nagu lasundi ja lasumi paksus, kivimi tugevus jne, on mõõdetavad. Teine osa on ainult kirjeldatavad, näiteks suur grupp tunnuseid ühise nimega maapõue häiritus. Klassikaline Bieniawski mäendustingimuste hindamise süsteem, mida kasutavad läänepoolsed maapõuetööde projekteerijad, klassifitseerib maapõue häiritust ainult lõhede tüübi alusel.

Eestis, eriti põlevkivi kaevandamisel, oleme maapõue kui mäetöö keskkonna kirjeldamiseks välja toonud kolm olulist maapõue rikutuse ilmingut.

1. Suured, maardlat lõigustavad häirevööndid. Nende all mõistame kahte ilmingut, millest geoloogia seisukohalt ei tohiks üldse koos juttu teha. Need on tektoonilised rikkevööndid, millest tuntumad on Ahtme ja Viivikonna vöönd ning mattunud ürgorud: põlevkivimaardla piires Savala oma harudega ja Vasavere. Mäetööde seisukohalt on mõlema puhul tegu moodustistega, mis määravad kaeveväljade kuju ja mõõtmed.
2. Kirde-edelasuunalised karstivööndid, mis dikteerivad kaevepaneelide ja -lankide paigutuse kaevanduses.
3. Valdavalt loode-kagusuunalised lõhed, mis raimamisel mõjutavad lõhkamise tulemusi ja allmaakaevandamisel lae käitlemist.

Peale nende on geoloogilisel uuringul ja kaevandamisel leitud teisigi nn lokaalseid rikutuse ilminguid. Kõikide geoloogiliste häirete tüüpidel on märgatud omavahelist seotust ja koosmõju. Nad on samavõrra mäenduslikult tüütud kui geoloogiliselt huvitavad. Valdavalt on teadaolevad ja karsti mõjutavad rikkevööndid siin kirde-edelasuunalise orientatsiooniga.

Karsti mõju mäetöödele on teada põlevkivi kaevandamise algusest. Peamine mure, mida karst põhjustab, on maavara kadu, sest karstivööndis puudub maavara, mis uuringu alusel ja projekti kohaselt peaks seal olema. Teiseks on karstivööndis ja juba selle läheduses raskusi lae hoidmisega.

Õnneks ei esine karst kaootiliselt. Karstivööndid on üsna konservatiivse suunaga ja vähemuutliku asimuudiga ning, nagu hiljem näitame, esinevad tajutava perioodilisusega. Karstiga on seotud üks põlevkivi all-

maakaevandamise ajaloo suuremaid tehnoloogilisi ümberkorraldusi. Täpselt pool sajandit tagasi pöörati kaevandusgeoloogi Maksim Gazizovi ettepanekul kaevandustes nr 2, 6 (Sompa) ja 8 (Tammiku) paneelid karstivöönditega risti. Selle tagajärjel läks kaevanduse avamisskeem ja veoteede võrk segaseks, kuid tulemus oli hea. Lühenes karsti läbiva paneelkäigu pikkus ja peamine, lanke sai suunata paralleelselt karstivöönditega nii, et ei tekkinud enam kolmenurgelisi jääktervikuid, mida oli tarvis jätta väljamata kuni kaevanduse sulgemiseni. Ahtme kaevandus (siis veel nr 10) oli omanimelise rikkevööndi tõttu juba lõigustatud karsti suuna järgi. Samuti hilisemad Viru ja Estonia. Kaevandus nr 4, mis asus maardla suhteliselt karstivabas osas, säilitas klassikalise, õpikust maha joonistatud põhjasuunaliste paneelidega skeemi. Kohtla kaevanduses toimiti nii ja teisiti.

Peale M. Gazizovi (1971) on karsti kui mäendusliku mõjuri leviku seaduspärasusi põhjalikult uurinud V. Kattai (1986). Peamiselt neilt ongi pärit hinnang, mille kohaselt karsti tõttu kaob umbes 15 % põlevkivi varust, aastas arvestuslikult kuni 10 mln krooni väärtuses. See arv vastab varu usaldustegurile 85 %, mis arenenud mäetööstusega riikides omistatakse hästi uuritud varule, sellisele, mida Eestis nimetatakse tarbevaruks. Väga palju on tehtud, et leida häid meetodeid karsti prognoosiks. Tuntuim on maapealne elektrometria, mille abil lähimaapõues otsitakse anomaalseid tsoone. Parima ülevaate kõigist geoloogiliste uuringu-meetoditega põlevkivimaardlas ja selle lähialal leitud häiretest annab geoloog R. Vaheri 1 : 100 000 mõõtkavas joonistatud Kirde-Eesti struktuurkaart (1982). Selle väga detailse ja täpse kaardi skaneerisime arvutisse ning panime seal kokku digitaalse mäetööde plaaniga (joon. 1). Mäetööde plaanile on kantud kõik mäemeeste poolt avastatud maapõuehäired. Samal moel on digitaliseeritud struktuurkaart ühildatud ja koos vaadeldav ning töödeldav ka mistahes maakaardiga ning aerofotodega. Arvutikaarte on mugav kasutada - nad võimaldavad pilti suurendada, puhastada, täiendada, neid saab kiiresti lapata ja neist uusi kaarte ja pilte teha. Struktuurkaardi ning mäetööde plaani võrdlemisest on mäenduses palju kasu, sest Rein Vaher oli kaardile kandnud mitte ainult teada olevad anomaalsed tsoonid, tektoonilised rikkevööndid ja mattunud orud vaid ka väga informatiivsed põlevkivilasundi samakõrgusjooned. Kaardil on veel uuringupuuraukude asukohad, mis markeerivad geoloogiliste tööde meeliskohti. Seepärast, kui kaua ja mõtlikult vaadata kokku pandud kaarte, tekib sünergeetiline pilt, mis aitab mõista, mis maa all on, miks see on nii ja mida oleks võinud seal paremini teha. Ühildatud digitaalkaardi uurimise üheks tulemiks on ka käesolev artikkel.



Joonis 1. Estonia kaevanduse mäetööde plaani, Rein Vaheri Kirde-Eesti tektoonika-kaardi ja Eesti baaskardi üksikutest kihtidest koostatud ühildatud kaardi fragment. Tumedad kirde-edelasuunalised looklevad võõndid on maapealse geofüüsikalise mõõdistamisega leitud anomaalsed alad. Loode-kagusuunalised sirged võõndid on paneelstrekkide hoidetervikud. Ruuduline on kambritega kaevandatud ala, kus üksikud plokid on stiihiliselt varisenud. Karsti tõttu väljamata jäänud alad (kadu) on viirutamata. Joonis on toodud demonstreerimaks, kui võrd osaliselt kattuvad anomaalsed võõndid ja kaevandamistasandil leiduvad karstirikked ning ka seda, et pole välistatud, et kambriplokkide stiihilised varingud on seotud anomaalsete võõndidega. Kahjuks ei suuda must-valge joonisena esitatud fragment edastada kogu informatsiooni, mis avaneb arvutiekraanil värvilisena, eriti veel, kui lisada kaardikihte.

Elektrometria kasutamise algaastail olid kaevandused madalal. Seetõttu langesid uuringuga leitud võõtjad anomaaliad kokku mitte ainult karsti valdava levikusuunaga, vaid nende all satuti mäetööde käigus enamasti ka karstile. Kui kaevandamine levis sügavamale, siis kokkulangevus vähenes. Pärast seda, kui mitte ükski Estonia kaevandusväljal leitud anomaaliavõõnditest ei langenud kokku kaevandusele väga palju tüli tekitanud suure karstialaga välja keskel, kaotas meetod mäemeeste silmis usaldusväärsuse. Sügavamas on katsetatud ka akustilist ja seismilist sondeerimist piki lasundit. Nende meetoditega saab teada, et mingite kümnete meetrite kaugusel on mingi häire, kuid kas see on ainult lõhe või sadade meetrite laiune karstivõõnd, seda ei saa teada enne, kui kohale jõutakse. Seepärast pole ka allmaasondeerimisest olnud praktilist kasu.

Asjaolu, et karstiga puututakse kokku mäetöödel, on tekitanud mäemeestes ettekujutuse, et karst ongi just see, mida kohatakse kaevan-

damise tasandil. Tegelikult võib karst olla nii põlevkivitasandite all kui peal. Näiteks Kukrusel ja Ubjas ülimaldalates kaevandamiskohtades töötanud vanad kaevurid rääkisid tühemikest, mis ilmnisid allpool kaevandamistasandit. Miks mitte arvata, et sügavamates kaevandustes võivad klassikalised karstinähud olla ka kaevandamistasandist ülevalpool. Kui see on nii, siis neid markeerivadki maa pealt leitud anomaalsed vööndid. Seepärast ei tulekski kategooriliselt kõrvale heita seost maapealsete leidude ja mäendustingimuste vahel ka sügavates kaevandustes.

Estonia kaevanduses on palju koristuskambreid, kus ei õnnestu hoida lage normaalsel kõrgusel - lasum on ebatavaliselt nõrk. Suuri jõupingutusi mäemehed lae hoidmiseks ei teegi, sest vägisi üleval hoitud kivi on salakaval. Pealegi saab ülevalt toodangule lisa. Kui aga uurida ühildatud plaanil, kus ebakindla laega kambriplokid asuvad, võib märgata nende osalist kokkulangemist anomaalsete vöönditega. See tähelepanek viis mõttele uurida, kas ebakindel lagi on ainus nähtus, mis Estonia kaevanduses geofüüsikaliselt anomaalseid vööndeid saadab. Hea tahtmise juures võis märgata, et kambriplokkide stiihilised varingud toimuvad sageli just seal, kus geoloogilisel kaardil on märgitud anomaalne vöönd. Kahjuks ei ole see seos kuigi kindel otseste järelduste tegemiseks. Suurem osa anomaalsetes tsoonides paiknevatest kambriplokkidest Estonia kaevanduses ei ole varisenud, sest niipea kui mäetöö käigus midagi ohtlikku märgatakse, võetakse kasutusele vastumeetmed. Tavaliselt suurendatakse tervikuid.

On tavaline, et kui teaduslikud meetodid ei aita, otsitakse abi vähem teaduslikelt. Üks karsti ennustamise viisidest ongi maapõue looduslike tunnuste jälgimine. Viru kaevanduse markšeider Fjodor Stenin rääkis, et tema ennustab karsti talude järgi ning seletas oma tähelepanekut veesoonte kui kaevukohtade abil. Analoogilist kokkusattumist kinnitas oma tähelepanekute alusel ka kaevandusepraktikaga geoloog Kalmer Sokman. Mäetööde plaanide ja maakaartide sobitamisel pole seni õnnestunud neid tähelepanekuid kinnitada. Võimalik, et uutel kaartidel pole enam vanu hajatalusid. Siiski on märgatav, et Jõhvi oja all on Tammiku kaevanduses karstivöönd. Samuti näitab all- ja pealmaaplaanide võrdlemine, et mööda karstivööndit voolavad Pühajõkke suubuvad Kose oja ning Ahtme kanal, samuti Kohtla jõe endised lisaojad, nüüd Ojamaa ja Kiikla peakraav ning veel mingi nimetu kraav nende vahel. Vahtsepa kraav langeb kokku hüpoteetilise Kohtla-Järve rikkega. Mõnikord, näiteks Kose oja puhul on võimalik, et kraav kaevati nimme karstiteraviku kohale, et vesi maa peale jääks. Kuid enamasti kraavitati ikkagi vana voolusäng. Ojade ja karstide kokkulangemine on märgatav ja üht- või teistpidi seletatav seal, kus põlevkivi lasub madalal.

Kuremäe kaevanduse projekteerimise kampaania ajal oli oluline saada ettekujutus kaevevälja, eriti just kaevanduse avamise koha geoloogilisest häiritusest. Sellest ajast on pärit väikene teoreetiline käsitlus rikkevööndite ning lõhede ilmumise perioodilisusest (Reinsalu, 1977). Mõttekäik oli selline: kui läbida kaevanduskäike või lihtsalt võtta marsruut läbi häirevööndite, siis rikke kohtamine on sündmus. Mistahes sündmused võivad esineda kas juhuslikult või süstemaatiliselt, kusjuures matemaatilisel käsitlusel pole vahet, kas sündmused toimuvad ajas või ruumis. Süstemaatiliste sündmuste tüüpnäiteks on aastapäevad ja raudteeliiprid. Juhuslikud sündmused võivad ilmuda ükskõik millal ja kus. Näiteks meteoriidide langemine. Enamik sündmustest on süstemaatiliste ja juhuslike vahepealsed. Valdaval osal neist on täheldatav teatav perioodilisus, s.t kalduvus esineda aeg-ajalt või mõnes kohas sagedamini kui muidu. Päikese aktiivsusel on selge perioodilisus. Perioodilisuse mõõtmiseks on olemas ülimalt lihtne matemaatiline meetod, mis seisneb selles, et arvutatakse, kas sündmuste jada on kirjeldava Erlangi jaotusega. Kui on, siis jaotusparameeter k on käsitletav kui marsruudil (kaevanduskäigus) esinevate häirevööndite või lõhede perioodilisuse mõõt. Vastav valem on

$$k = l^2 / D_l - 1,$$

kus l on märgatud sündmuste vahemike, antud juhul rikete vahekauguste aritmeetiline keskmine ja D_l on nende dispersioon. Kui rikkevööndid või lõhed esinevad marsruudil juhuslikult, on $k \approx 0$. Mida suurem on k , seda kindlamini võib väita, et rikkevööndid (lõhed) esinevad perioodiliselt. Leidsime selle meetodika abil, et suured geoloogilised rikkevööndid: Aseri, Kohtla-Järve (hüpoteetiline), Ahtme ja Viivikonna rikked paiknevad loode-kagusuunalisel marsruudil ilmse perioodilisusega. Sellest tegime järelduse, et suure tõenäosusega võib oletada, et Viivikonna rikke ja Narva jõe taguse Zagrivje rikkevööndi vahele sobib veel üks suur vöönd, mis võib paikneda just Kuremäe kaevevälja keskel. Seda suurt rikkevööndit ei olnud avastatud seepärast, et kõnealune kaevevälja osa on puurimiseks väga ebasobiva Puhatu raba all.

Kuremäe kaevanduse projekteerimise ajal oli meie meetodi kasutamise ja sellel põhineva väite eesmärk sama mis hiljem fosforiidisõja ajal levitatud teaduslikul müral - külvata raskelt kontrollitavat kahtlust. Praegu sobib see meetod meil kujundamaks TTÜ rakendusgeoloogia üliõpilastel matemaatiliste meetodite kasutamisharjumusi.

2002 a. varakevadisel ajal tekkis Tammiku kaevanduse väljal Puru linnaosa ja Jõhvi-Tartu maantee vahelisel alal varinguaug. Kohuse-

tundlikud kaevandusmehed puistasid augu nii ruttu täis, et teaduslikke vaatlusi teha ei jõutud. Kuigi varing tekkis kaevanduskäigu kohal, ei saanud see olla käigu maapinnani ulatuv varing. Teatavasti ulatuvad käigu varingud maapinnani ainult siis, kui kaevandamissügavus on alla 12...15 m (Toomik, 1999). Sellel kohal oli kaevandamissügavus umbes 30 m, kuid nagu mäetööde plaanilt näha, oli käik seal läbimise ajal takerdunud karsti. Seepärast võib arvata, et kaevandamistasandi peal oli karstitühemik, mis variseski maapinnani.

Karstiga on seotud ka anekdootlik juhtum, mida teaduse metodoloogia huvides ei saa jätta esitamata. Tuntud vanema põlvkonna mäeinsener, entusiastlik, kuid naivistliku lähenemisega teadlane uuris kaevanduskäigu lae kivimite tugevuse vähenemist karstilähedases alas. Kivimi tugevuse hindamiseks mõtles ta välja geniaalselt lihtsa meetodi - kindla survega ja ühe ning sama pöörete arvuga tuli puurida lakke auke ning mõõta nende sügavus. Selge, et mida sügavam auk, seda nõrgem kivim. Ta kasutas mõõteriistaks tavalist käsidrelli ja terasest rauapuuri. Armeeritud puure tol ajal ei olnud. Läänud kaevandusse ja leidnud karsti, puuris lakke augu. Siis läks 5 meetrit karstist eemale ja puuris järgmise augu jne. Saanud kümmekond järjest lühemaks jäävat auku, mille sügavust kirjeldas eksponentsiaalfunktsioon, tegi õnnelik leidur järelduse, et mida lähemal karstile, seda pehmem kivim. Loogiline - sama surve ja samade pöörete arvuga puurides tekkis karsti läheduses sügavam auk. Meetodi aprobeerimise usaldas ta oma käealusele, esimest aastat töötavale A. Toomikule. Nimetatud tegi saatusliku vea – kasutas iga augu puurimiseks uut, värskelt teritatud puuri ja leidis, et puuri kus tahad, augud tulevad vea piires ühesuguse sügavusega. Eksperimendil oli kaks tagajärge, üks halb ja teine hea: A. Toomik rikkus suhted oma esimese juhendajaga, kuid saavutas eluaegse oskuse teritada rauapuure.

Kasutatud kirjandus:

- Gazizov, M., 1971. Karst ja selle mõju mäetöödele (vene keeles). Moskva, Nedra, 203 lk.
- Kattai, V., 1986. Karstirikked Eesti kukersiidileiukoha tootuskihindis ja nende ilmingute seaduspärasused. Gorjutšie slantsõ, 3, 225-233.
- Reinsalu, E., 1977. Suurte tektooniliste rikkevööndite regulaarsuse hindamine tõenäosusteooria meetodil. Gorjutšie slantsõ, 4, 14-18.
- Reinsalu, E., 1995. Kitš ja naivism teaduses. Insenerikultuur Eestis 2, Tallinn, TTÜ, 154-159.
- Toomik, A., 1999. Allmaakaevandamise mõjud ja nende hindamine. Põlevkivi kaevandamise ja töötlemise mõjud Kirde-Eestis. TPÜ ÖI publikatsioonid, Tallinn, 6, 109-129.
- Vaher, R., 1982. Kirde-Eesti struktuurkaart 1 : 100 000, lisa kandidaadidissertatsiooni juurde (vene keeles). Tallinn.

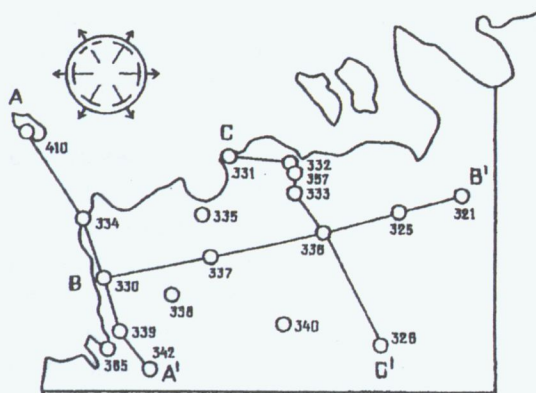
NEUGRUNDI IMPAKTSTRUKTUURI VANUSEST LOODE-EESTI KAMBRIUMI LÄBILÕIGETE ANALÜÜSI ALUSEL

Enn Pirrus

Seoses 1996 a. kinnistunud ettekujutusega Neugrundi madalal paikneva geoloogilise ringstruktuuri meteoriidist päritolust tekib vältimatu vajadus otsida selle võimsa impaktsündmuse kajastumist ka kraatrit ümbritsevas geoloogilises ruumis, sealhulgas paleosoilise settekompleksi iseärasustes. Ühest küljest on see tarvilik plahvatusmehhanismi enese tundmaõppimiseks, teisest küljest aga plahvatusaja täpsemaks fikseerimiseks, mida raskesti ligipääsetav merealune kraatristruktuur veel väga ühemõtteliselt seniajani ei ole võimaldanud määrata. Seetõttu on kraatri tekkeaja kohta struktuuri otsesedki uurijad avaldanud erinevaid seisukohti, tuginedes kord Alam-Ordoviitsiumis jälgitavale kivimite tugevale lõhestatusele ja neid lõhesid täitva materjali omapärale (Suuroja, 1996; Suuroja jt., 1996), kord aga Alam-Kambriumi läbilõikeosa ilmsele rikutusele struktuuri lähikonna puuraukudes (Suuroja jt., 1996; Suuroja & Suuroja, 1999; 2000). Viimasele seisukohale andis tuge ka veealustel uuringutel tuvastatud fakt, et kraatrit täitvas kompleksis esineb lausaliselt Alam-Ordoviitsiumi siinse piirkonna tüüpkivimeid, mis justkui ei jäta võimalusi kraatri tekkeaja dateerimiseks hilisemasse aega. Seetõttu rõhutatakse Neugrundi kraatril pühendatud viimastes uurimustes just struktuuri varakambriumilist tekke-aega, tuues selle esile juba ka publikatsioonide pealkirjas (Suuroja & Suuroja, 2000).

Süvenev ettekujutus kraatri varakambriumilisest vanusest sundis veelkord hoolikalt läbi vaatama Neugrundi kraatrit vaid mõnedkümmend kilomeetrid lõuna pool paikneva Eesti mandriala Kambriumi läbilõiked, mis on sedimentoloogiliselt ja stratigraafiliselt võrdlemisi hästi tundma õpitud ja millesse lähedal toimunud võimas plahvatus oma geomorfoloogiliselt avaldunud tagajärgedega pidanuks jätma kahtlemata tuntavaid jälgi. Loomulikult võisid mõnedki neist puursüdamike esmasel kirjeldamisel kümmekond aastat tagasi jääda tähele panemata.

Revisjonanalüüsi aluseks võeti ligemale 160 km² suurune ala Eesti loodeosas, Neugrundi struktuurist lõuna pool, kus paikneb 18 Alam-Ordoviitsiumi, Kambriumi ja Vendi tervikuna läbivat puurauku. Tõsi, puuraukude puurimise kvaliteet neis on erinev, kuid kõik nad vaadati läbi värskel südamikul ja kirjeldati K. Mensi ja E. Pirruse poolt ühtsel



Joonis 1. Neugrundi impactstruktuurile lähimad sügavpuuraugud Loode-Eesti mandrialal. A - A', B - B', C - C' - koostatud profiilide paiknemine.

metoodilisel alusel ning puudulikult väljatud südamikulõikude puhul kasutati täiendavalt ka geofüüsikalise karotaaži abi. Seetõttu on aastatega materjal käesoleva analüüsi jaoks veel hästi kasutatav ja piisavalt usaldusväärne, eriti Alam-Kambriumi läbilõike osas, mille puurimistehniline tase oli sellal üsna kõrge.

Analüüsi tarvis koostati kolm profiili - üks laiusesuunaline siinse piirkonna (plahvatusmärklaua) fooniliseks iseloomustamiseks, teised kaks struktuuri keskmele lähimatest mandripunktidest lõuna poole suunduvatena (joon. 1). Viimaste sihiks seati struktuurist tulenevate muutustrendide jälgimine.

Laiusesuunaline profiil, mis kulgeb ~27 - 32 km kaugusel Neugrundi struktuuri keskmele (joon. 2, B - B'), ei näita Kambriumi setetes mingit muutust, mis võiks viidata sünkroonsele impaktsündmusele setendite moodustumise ajal. Võttes horisontaalmarkeriks Tremadoci orgaanikarikka kiltsavi, mis lubab eksimatult määrata tema asendi läbilõikes ka madala puurimiskvaliteedi korral (karotaaži abil), näeme, et selle all lamav veel Tremadoci kuuluv fosfaatsete käsijalgsete kodadega liivakivi omab väga selget ja ühemõttelist paksenemistendentsi ida suunas, mis saavutab Paldiski meridiaanil ligikaudu 5 - 6 m. Sellise madalveelise sublitoraalse tekkega liivalasundi kohta on taoline regionaalselt välja-peatud seaduspära isegi pisut hämmastav.

Kambriumi ülemine, hästisorteeritud jämedateralistest aleuoliitidest või peeneteralistest liivakividest koosnev settekeha, mille stratigraafiline olemus võib küll olla erinevalt interpreteeritav või koguni kaheosaline (Tiskre ja Soela kihistu), on samuti oma paksuselt ja litoloogiliselt ilmet

väga ühtlane ja väljapeetud ning ei anna vähimatki viidet settimisala läheduses paiknevale merepõhjaanomaaliale, mida Neugrundi hiidkraater olemasolu korral sellal kahtlemata endast kujutanuks. Selle madalveelise tekkega liivalasundi paksused püsivad 23 - 29 m piires.

Veelgi püsivamalt säilitab oma ilme ja paksusekarakteristika lamav Lükati kihistu, milles teatavasti vahelduvad regulaarselt aleuriidirikkad savid ja aleuriitsed-liivakad kihid rohke glaukoniidi, organismide uuristusjälgede ja sagedaste fossiilileidudega. See vahelduvatele settimis-olukordadele vastav madalmerekompleks esineb vaadeldaval profiilil oma tüüpkujul ja ei avalda mingisuguseid märke anomaalsest häiritusest settimisajal. Veelgi enam, jäme purdne komponent, mida võib täheldada basaalkonglomeraadina kihistu alumisel piiril (F-321) või üksikteradena ka teistel tasemetel, on esindatud eranditult settekivimite-aleuroliitidega, mis on välja pestud varemsettinud kivimikompleksidest ja hiljem selleaegses merevees tugeva fosfaadikilega kaetud. Anomaalse päritoluga jäme purd puudub neiski ilmingutes.

Õeldust nähtub, et vähemasti alates Lükati east kuni Ordoviitsiumi kihtideni välja mingit kõrvalekaldumist normaalsest sedimentatsioonipildist siin ei täheldata - eelnenud kaalukas impaktsündmus lähikonnas oleks seda ikka mingil viisil mõjutanud. Jääb üle üksnes võimalus, et struktuur oli selleks ajaks juba täielikult tasandunud, mida on aga tema tävapäevast morfomeetriat silmas pidades väga raske ette kujutada.

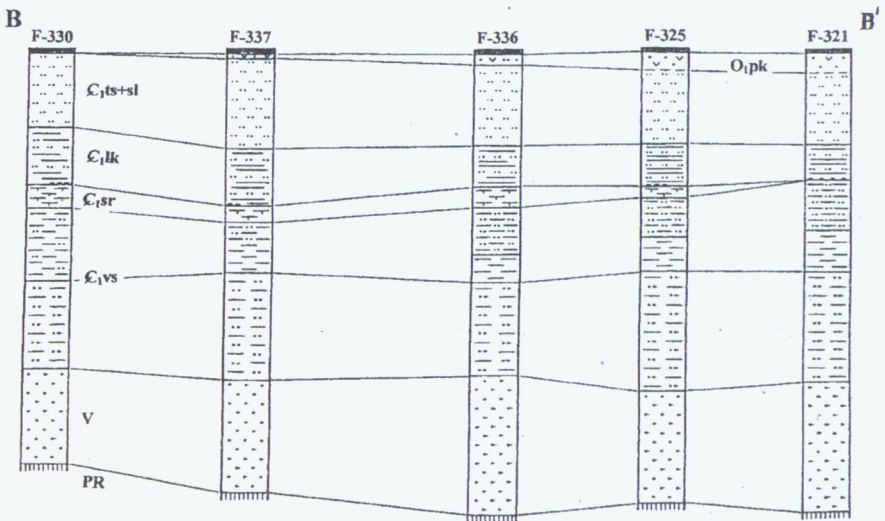
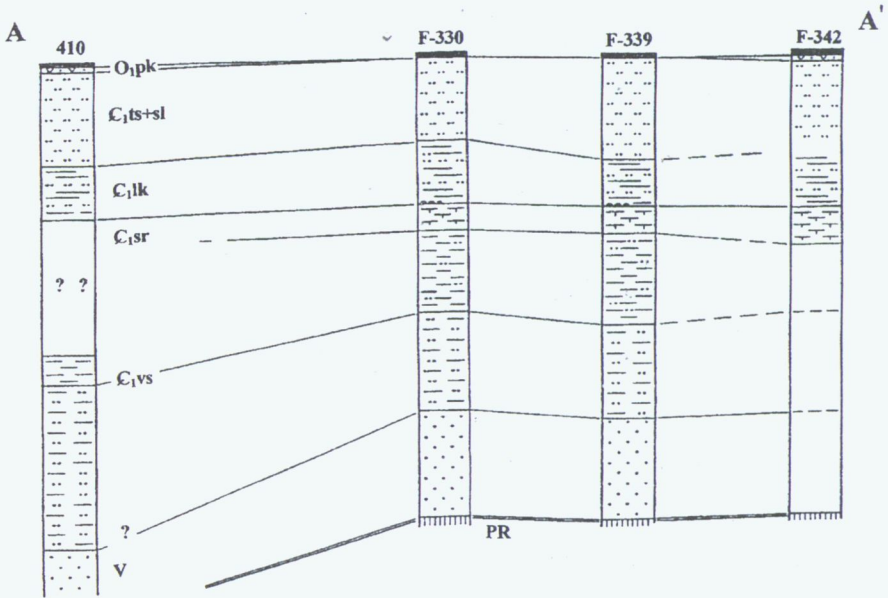
Lamava Sõru kihistu puhul, milles struktuurile kõige lähemates põhjapoolsetes puuraukudes (410, F-331) justkui ilmnenuksidki kõige tõenäolisemal kujul plahvatusete viitavad erijooned, ei saa vaadeldaval profiilil esile tõsta midagi settimisanomaaliale osutavat. Kihistu säilitab siin oma normaalpaksuse 5 - 8 m, kahanedes reeglipäraselt ida suunas kuni täieliku väljakiildumiseni umbes Paldiski joonel, nagu see on täheldatav Lääne-Eestis tervikuna. Ka kivimiliselt on kihistu esindatud peamiselt aleuriitse põhimassiga, milles regulaarselt ilmnevad savikirmed või viimaste mõnesentimeetrilised vahekihid. Teatavasti on kihistule omased glaukoniidi ja elujälgede vähesus ning omapärane kaoliniidi- ja šamosiidilisand savimineraalide koostises, mis eriti tugevneb kihistu suuremate paksuste ja esinduslikuma leviku alal Lääne-Läti läbilõigetel (Kala jt., 1984; Mens & Pirrus, 1997). Loetletud tunnused lubavad oletada Sõru kihistu veekeskonna olulist kõrvalekaldumist normaalsoolasest, ilmselt mageveelisema suunas, ja need tunnused võimaldavad ka kihistu kivimit läbilõikes üsna eksimatult identifitseerida. Ka on kihistule tasemeti omane jäme purdsema komponendi kihiline või hajusteraline lisand, samuti suurte vilgulitrite olemasolu ja kohatine, laiguliselt leviv punakas- või lillakaspruun värvilisand. Kõik need

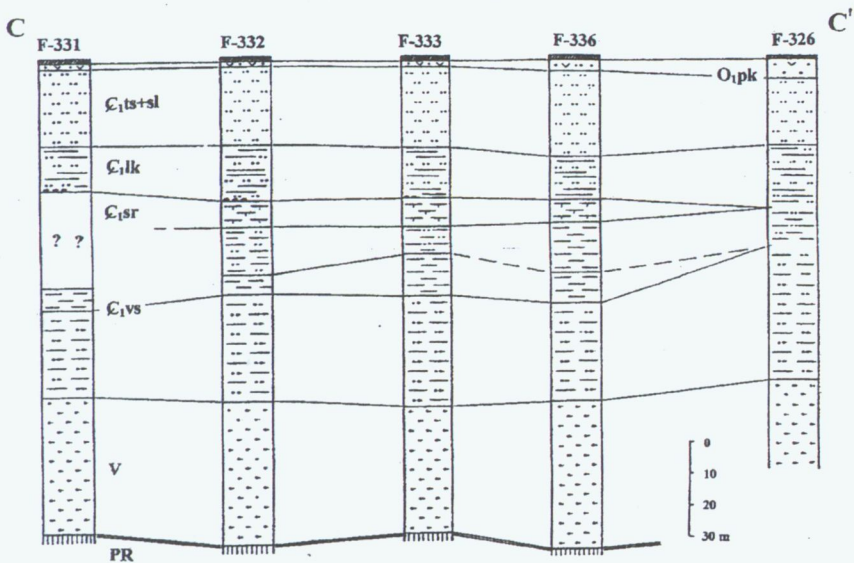
ilmingud on kihistul olemas ka vaadeldaval läbilõikejoonel, kuid ühtki neist ei saa pidada läheduses toimunud impaktsündmuse peegeldajaks. Nii on suuremaid kvartsiteri täheldatud puuraugus F-330, vaevumärgatavat violettpruuni reliktvärvi puuraugus F-336, suuremaid vilgulehekesi peaaegu kõigis läbilõigetes. Niisiis ei fikseeri ka Sõru kihistu sellel kaugusel Neugrundi struktuurist mingit erakordset sündmust settimisloos.

Ka vaadeldavast kihistust allapoole jäävas läbilõikeosas ei ole võimalik midagi niisugust esile tõsta. Puurimisel hästi väljatava Lontova lademe savilasundi liivakamat faatsiest iseloomustav Voosi kihistu on läbilõikes püsiva paksuse (52 - 65 m) ja küllaltki sarnase koostisega, milles ilmneb vaid teadaolev tendents kihipaksuste ja savisisalduse suurenemise näol idapoolsete läbilõigete suunas. Ka lamav liivakompleks, tõenäoliselt Vendi kuuluv settekeha aluskorra pealispinnal, mida puurimisel tavaliselt südamikuna tavaliselt üles ei tõsteta, püsib oma tuseduselt ja iseloomult regionaalsete seaduspäradega etteantud piirides ja mingeid anomaalsusi ei väljenda.

Niisiis demonstreerib vaadeldav läbilõikejoon üsna usaldusväärselt, et Neugrundi struktuuri mõju selles küllalt lähedases (20 - 30 km) piirkonnas ei avaldu tajutaval kujul kogu Vendi ja Kambriumi läbilõikes, mistõttu kraatri vanuse sidumisse selle ajaperioodiga tuleks suhtuda ülimalt ettevaatlikkusega. Tõsi küll, koostatid profiil näitab siiski, et selle läbilõikeosa suurimad paksused koonduvad puurauku F-337 - s.o. Neugrundi struktuurikeskmele lähimasse punkti. Toimub see eelkõige läbilõike ülaosa – Tiskre-Soela ja Lükati kihistu paksenemise ja Sõru kihistu vaevumärgatava õhenemise arvel. Võikski teha järelduse, et Sõru kihtide formeerumisajal oli siin justkui kõrgem merepõhi ja kulutus, hilisemal ajal aga materjali intensiivsem sissekanna kraatrivallide piirkonnast. Mõistagi on selline arutus äärmiselt spekulatiivne ja ei vääri tõsisemat tähelepanu, eriti setete juhusliku loomuga kuhjumisiseärasusi silmas pidades. Rõhutagem veelkord, et kivimilises koostises mingeid sedalaadi tunnuseid ei avaldu.

Ka **läänepoolsel meridionaalläbilõikel** (joon. 2, A - A') on Kambriumi kihtide ehitus eeltoodule väga sarnane. Isegi Neugrundi kraatrisentrist vaid ~9 km kaugusel asuvas Osmussaare puuraugus 410 on läbilõike ülaosa igati normaalne. 5,6 meetri paksuse Tremadoci argilliidi all puudub ootuspäraselt Pakerordi lademe liivakivi, õigemini on ta siin esindatud vaid õhukese 0,2 m püriidistunud kihina. Selle all lasub Alam-Kambriumi heledatooniliste peeneteraliste liivakivide ja aleuroliitide kompleks samuti ootuspärase 29 m paksusega. Ka lamav Lükati kihistu on igati tüüpiline nii kivimilises kui ka kihipaksuse (15,2 m) mõttes. Selle





Joonis 2 (vasakul ja ülal). Vendi, Kambriumi ja Ordoviitsiumi basaalkihtide läbilõiked. Uuritud profiilidel: A - A' - läänepoolsem, B - B' - laiusesuunaline, C - C' - idapoolsem. Skemaatilised tingimärgid on lahti seletatud vastavaid stratigraafilisi üksusi kirjeldavas tekstiosas.

all paiknev südamikuintervall 62,5 - 101,7 m, kogupaksusega 39,2 m, on Neugrundi struktuurile lähimas Osmussaare puuraugus aga täiesti erandlik ning jätab eelkõige segipaisatud mulje, niipalju kui seda lubab jälgida suhteliselt vähene tõstetud südamikukogus. Nii on siin mõne meetri ulatuses vilgurikka liivakivi (Vend?) tükke, seejärel monoliitsem intervall halli või violetjat savi sorteerimata liivakivi vahekihtidega, milles leidub ka üksikuid fosfatiseerunud aleuoliidi-veeriseid. Viimane asjaolu osutab selgesti päritolule siinselt Alam-Kambriumi läbilõikest, ilmselt Voosi kihistust. Sama järeldust kinnitab ka intervalli allosas kohatud glauko-niidirikka liivakivi 0,6 m paksune monoliit, mis vaheldub sinakashalli savi, kohati aga ka väga vilgurikka, enam Vendi läbilõiget meenutava kivimiga. Kihilisus intervallis näib olevat tugevasti muljutud. Intervalli allosast on puurimisel väljatud veel liivakivi, mis on üldiselt peene-teraline, kuid sisaldab jämeda liiva ja kruusa lisandit. Samas on leitud mõned sinakashalli ja lillakaspruuni aleuoliidi vahekihid, mis võivad pärineda nii Voosi kihistust kui ka lamavatest Vendi kihtidest. On pikematagi selge, et see segipaisatud intervall seondub otseselt Neugrundi struktuuri tekitanud sündmusega. Jääb üksnes arusaamatuks, miks vahetult ülalpool lasuvad Alam-Kambriumi nooremad kihid Lükati ja Tiskre-

Soela kihistu - mingit anomaalsust settimisprotsessis ei väljenda. On ju mõeldamatu, et hiigelsuur kraafer oma süviku ja vallielementidega nii kiiresti tasandus, et see hilisemat sedimentatsiooni vaid kümme-kond kilomeetrit eemal enam ei mõjutanud.

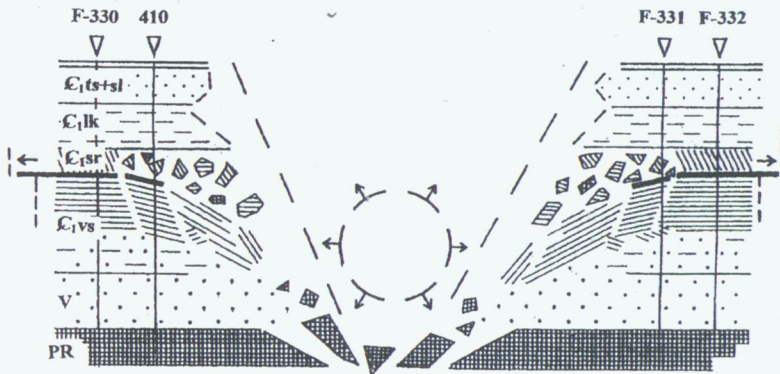
Segipaisatud intervalli all jätkub Osmussaare puuraugu Kambriumi läbilõige normaalsena. Ülaosas lasub 9,6 m ulatuses tumehall või lillakalaiguline savi, mis ei sisalda fossiile ega püriidistunud roomamisjälgi, vastates niisiis Voosi kihistu alumise, Taebla kihistiku tüüpkarakteristika. Heleda aleuroliidiga uuristusjälgi siin siiski esineb. Erijooneks on vaid kihtide kallutatatus umbes 40° nurga all, mis viitab sellegi läbilõikeosa hilisemale defomeerumisele struktuuri lähipiirkonnas. Allpool on puursüdamik esindatud peamiselt pureda liivamaterjaliga, mida pole puurimisel peaaegu väljatud. Sügavusel 169,0 -169,2 on läbitud vendiilmeline tihe punakaspruun savialeuroliit, mis lubab läbilõike usaldusväärselt rööbistada naaberpuuraukudes olevaga.

Vaadeldaval profiilil lõuna poole suundudes normaliseerub läbilõige kogu ulatuses ja mingeid erisündmusi juba 27 km kaugusel struktuurist (puurauk F-330) selles enam ei kajastu. Tüüpkujul on siin olemas nii Sõru kihistu kui ka Voosi kihistu ülaosa, mis puuraugus 410 olid kihtide segipaisatuse tõttu identifitseerimatud. Väärrib märkimist veel asjaolu, et puurauk F-339 on Lükati kihistu alumisel piiril, niisiis otse oletatava katastroofi taseme peal esinduslik ja üle Eesti laiguti leviv basaalkonglomeraat oma tüüpkujul - s.t. koosneb fosfatiseerunud Alam-Kambriumi aleuriitsetest veeristest, sisaldamata vähimalgi hulgal mingit eksootilisemat materjali, mis võinuks pärineda vahetult selle kihi ladestumise eel formeerunud impaktstruktuurilt. Seega ilmneb siin jällegi sedimentoloogiline vastuolu, mis struktuuri oletatava varakambriumilise vanuse puhul vajab vähemalt eriseletust.

Mõnevõrra enam selgust toob käsitellu **idapoolne profiil** (joon. 2, C - C'), mis on koostatud puuraukude F-331, 332, 333, 336, ja 326 materjalidel. Läbilõike üldpilt on siin analoogiline läänepoolsele: ka siin on kogu Alam-Kambriumi ja ka Alam-Ordoviitsiumi läbilõikeosa kivimiliselt igati tavapärane ja kõik stratigraafilised üksused on esindatud normaalpaksustes. Erandiks on jällegi vaid Neugrundile kõige lähemal (13 km) paiknev puurauk F-331, milles normaalilmelise Tiskre-Soela ja Lükati kihistu all on 29 m paksune segipaisatud osa. Sellesse on talletatud nii Voosi kihistu ülaosa kui ka lasuv Sõru kihistu tervikuna, arvatavasti purustatud ja segipaisatud tükkide kujul. Intervallist võib leida ka väheseid aluskorrast pärinevaid tard- ja moondekivimite ümardumata tükke. Vaatamata sellele, et intervallist on tõstetud südamikku 16,5 m (56 %), on selle ühene interpreteerimine raske, igal juhul välistab südamik

võimaluse seletada nähtust tehnilise äpardusega puurimisel, mida pehmete kivimite läbindamisel mõnikord ette tuleb. Eri stratigraafilistest üksustest pärineva kivimimaterjali segu on ilmselt loodusliku protsessi tulemus. Karotaaži andmetel on läbilõikeosa käsitletav kui aleuroliitide (30 %), peliitaleuroliitide (40 %) ja savide (30 %) vaheldumine. Tõstetud kivimitele on iseloomulik rohekashall värvus, kuid kuni kolmandikus südamiku mahust on jälgitavad ka punakaspruunid ja lillakad värvilaigud. Seega kivimite termilisele mõjutusele viitavad tunnused puuduvad. Tuntavad on Lontova lademe (Voosi kihistu) savi kogumid, mille lahtirebituse või ümardatuse kohta ei anna südamik usaldusväärset teavet. Kogu intervallis, eriti aga selle ülemises kahes meetris on rohkesti Sõru kihistule omase rohketest savikelmetest iseloomulikult läbitud peliitaleuroliidi tükke. Ka suured vilgulitrid ja jämepeurdne kvarts on omased just Sõru kihistule. Viimane asjaolu on eriti oluline, sest segipaiskamise momendiks oli Sõru kihistut moodustav settematerjal juba piisavalt kõvastudagi jõudnud - vastasel korral ei oleks ta andnud identifitseeritavaid tükkmonoliite. Niiviisi lükkub selle puursüdamiku põhjal impaktsündmuse oletatav tekkeaeg Sõru kihtide kujunemisest tunduvalt hilisemale ajale, näiteks normaalmerelise Lükati kihistu settimise eelsesse perioodi, mida aga, nagu eespool märgitud, on selle kihistu tavaimelisuse tõttu samuti raske omaks võtta.

Muidugi ei saa seda, vähemalt kolme stratigraafilise üksuse kivimite tükkidest koosnevat segipaisatud intervalli jätta sidumata lähedalasuva võimsa ringstruktuuri kujunemislooga, kuid hoopis iseasi on, kas see intervall on nii otseselt kasutatav impaktsündmuse toimumisaja stratigraafiliseks fikseerimiseks. Antud analüüs näitabki, et niisugune lihtviisiline tõlgendamine siin vaevalt tõepäraseks osutub. Esiteks leidub segipaisatud intervallis täiesti üheselt interpreteeritavaid Sõru kihistu peliitaleuroliidi tükke, mis näitab veenvalt, et see antud protsessis osalev noorim settekeha oli katastroofi momendiks juba piisavalt kõvastunud, et monoliitsete tükkidena hilisemas sündmuses säilida. Teiseks ei ole kogu segipaisatud intervallis leida midagi normaalsele sedimentatsioonile osutavat: kogu kompleks on interpreteeritav üksnes varem kujunenud materjali bretšeerumisena - seega kõigi temas osalevate komponentide kujunemisloos suhtes hoopis hilisema nähtusena. Ja kolmandaks, kompleksi vahetult katvates kihtides - Lükati ja Tiskre-Soela kihistus ei ole leida mingeid sedimentoloogilisi anomaalsusi, mida äsjatekinud hiigellaater lähikonnas tingimata põhjustanuks. Saame teha vaid loogilise järelduse, et Neugrundi kraater kujunes Vara-Kambriumist tunduvalt hilisemal



Joonis 3. Kraatri lähikonna rikketasemega läbilõike tekke põhimõtteline skeem.

ajal, hiljem isegi Alam-Ordoviitsiumi esimeste kihtide settimisajast, sest levivad needki struktuuri lähikonnas, ka vaadeldud läbilõigetel, igati normaalilmelistena.

Kuidas siis ikkagi seletada segipaisatud läbilõikeosa teket mõlemas struktuurile lähimas puuraugus? Ilmselt tuleb seletust otsida võimsa plahvatuse külgsurveprotsessist, mis kihilises märklauas kulges selekteerivalt mööda teatud kivimikomplekside piiripindu. Joonisel 3 on kujutatud üks tõenäolisem kujunemisviis, mis toetub märklaua ülemise osa horisontaalsele nihkumisele alumiste kivimikomplekside suhtes. Kõige soodsamaks pinnaks oligi Voosi kihistu lasum, mille alla jäi läbilõike kõige pehmem osa – tüse savilasund, mis teatavasti on madalaima nihketugevusega, eriti küllaldase loodusliku niiskuse korral (kaasajal 12 - 17%). Seda pinda mööda leidiski plahvatusel aset tugev külgnihe, mille avaldumine 10 - 12 km kaugusel kraatrikeskmest on igati reaalne. Lihke rullumispinnal tükeldusid kõvemad kivimid - näiteks Sõru kihistu aleuroliidid - ja põimusid pehmemate savimonoliitidega. Samasse kihti suruti sisse ka aluskorrakivimitest plahvatuse momendil ülespaisatud kivimitükke, mida puuraugus F-331 võib mitmel tasemel jälgida, kuid vähesel hulgal ja silmatorkavalt väikeste tükkidena. Samal viisil võis rullumispinnale sattuda ka impaktsündmusel formeerunud planaarseid struktuure kandvaid hajusaid mineraalosakesi.

Sellise seletusviisiiga on heas kooskõlas antud läbilõikes jälgitava rikutud vööndi vähene vertikaalulatus, ümbritseva kivimikompleksi hea säilumine algkujul ja ilmselgete termiliste mõjutuste puudumine vaadeldaval rikketasemel. Kui kivimite segipaiskumine toimunuks maapinnalähedastes tingimustes nn. avatud bretšastumisena, kajastunuksid need

sündmused ka rikketaseme pealsetes kivimites. Alam-Kambriumi järgnevate kihtide - Lükati ja Tiskre kihistu esindatus täiesti normaalsel kujul näitab küllaltki veenvalt, et nad võisid plahvatuse külgsurvele alluda üksnes jäiga ploki koostises monoliitselt edasi nihkudes. Tuleb veel silmas pidada, et plahvatusmärklaua ülaosa kivimeiks võisid sellal olla juba ka Alam-Ordoviitsiumi lubjakivid, mis ülemise märklauaploki monoliitsust oluliselt suurendasid ja seejuures struktuuri lähikonnas vaid tugevasti lõhenesid (Osmussaare settesooned). Väärib märkimist, et ulatuslikke plokilisi horisontaalnihkeid pidasid varem silmas ka kraatri vahetud uurijad (Suuroja jt., 1999).

Niisiis võimaldab vaadeldav profiilide analüüs tuua puuraukudes 410 ja F-331 täheldatavate anomaaliate kohta paljusid vastuolusid kõrvaldava seletusviisi, mida igal juhul tuleks edaspidistes uuringutes arvestada. Kahjuks kõrvaldab see ka seni lootusrikkana tundunud võimaluse struktuuri tekkeaega Loode-Eesti sügavpuuraukude andmetel täpsemalt dateerida. Ilmselt tuleb meteoriidisündmuse aega otsida hoopis hilisemast perioodist ja kõrgematelt stratigraafilistelt tasemetelt, kasutades selleks ka teistsuguseid meetodeid.

Ainsaks tõsisemaks vastuväiteks esitatud kontseptsioonile võiks olla kraatrisüvendi täite detailsem analüüs, millest oleme hetkel veel kaugel. Senised nooremate Tremadoci kivimite veealused leiud ja nende eeldatav laialdane levik täitekompleksis vajab tingimata kontrollimist ja leidude täpset sidumist nende lasumiskarakteristikaga. Tegemist võib olla ju kraatritäitebretša hiidplokkidega, eriti kui silmas pidada vallide piirkonnas juba kindlaks tehtud suurte aluskorrastki lahtirebitud plokkide olemasolu. Enamgi veel - mandril levivate kivimikehade analoogide (Pakerordi lade) identifitseerimine kraatrisüvendis *in situ* tundub sedimentoloogiliselt lausa võimatu: võimsa ringvalliga ümbritsetud atollilaadses merepõhjasüvendis ei saanud kuidagi kujuneda normaalsele avašelfile sarnaseid samavanuselisi settekehi - nad peaksid tingimata üksteisest fatsiaalses mõttes tugevasti erinema. Sedagi tuleb struktuuri edasisel uurimisel tingimata arvestada.

Kasutatud kirjandus:

- Kala, E., Mens, K., Pirrus, E., 1984. Kambriumi stratigraafiast Lääne-Eestis (vene keeles). Rmt.: Baltikumi Vara-Paleosoikumi stratigraafia. Tallinn, 18-37.
- Mens, K., Pirrus, E., 1997. Cambrian. In.: Raukas, A. and Teedumäe, A. (eds) Geology and mineral resources of Estonia. Tallinn, Estonian Academy Publishers, 39-51.
- Suuroja, K., 1996. The geological mapping as a source of geological discoveries. Geological mapping in Baltic States. Newsletter, 2, 19-22.
- Suuroja, K., Suuroja, S., Puurmann, T., 1996. Neugrundi struktuur kui impaktkraater. Eesti Geoloogia Seltsi Bulletin, 2/96, 32-41.

- Suuroja, K., Suuroja, S., 1999. Neugrund structure a submarine meteorite crater at the entrance to the Gulf of Finland. *Estonia Maritima. Publ. of the West Estonian Archipelago Biosphere Reserve*, 4, 161-189.
- Suuroja, K., Suuroja, S., 2000. Neugrund structure – the newly discovered submarine Early Cambrian impact crater. In: Gilmour, I., Koeberl, C. (eds) *Impacts and the Early Earth. Lecture Notes in Earth Sciences*, 91, 389-416.

SELTSI TEGEVUSEST

Seltsi tegevust juhib aastatel 2002 - 2004 6 liikmeline juhatus ja 15 liikmeline volikogu.

Juhatuse koosseis: Tarmo All (president), Maire Sakson (sekretär), Peep Kildjer, Anne Põldvere, Jüri Plado ja Olavi Tammemäe.

Volikogu koosseis: Tarmo All, Vello Klein, Anne Põldvere, Dimitri Kaljo, Anto Raukas, Tõnu Meidla, Kalle Kirsimäe, Jüri Plado, Enn Pirrus, Peep Kildjer, Toivo Lodjak, Olavi Tammemäe, Tiiu Liblik, Rein Raudsep ja Maire Sakson.

LIKMESKONNAKROONIKA

Manalateele läinud

Stumbur, Kaljo	31.08.1930 - 30.12.2000	Tallinn
Räägel, Veena	28.03.1934 - 27.03.2002	Tallinn
Nikolajev, Nikolai	18.09.1906 - 09.05.2002	Moskva

Auliikmed

Viktor Kõrvel (25.09.1930) - auliige alates 30.05.2000.

Viktor Kõrvel sündis 25.09.1930 Tartus. Geoloogilise hariduse omandas ta Tartu Ülikooli geoloogiaosakonnas, mille lõpetas 1955. aastal. 1958. aastani töötas Tsita Geoloogia Valitsuses, seejärel naasis Eestisse ning leidis, kuni aastani 1964, rakendust Eesti Geoloogia Valitsuses geoloogilisel kaardistamisel. Järgnevad seitse aastat töötas ta Krasnojarski Geoloogia Valitsuses ja projekteerimisinstituudis "Hüdroprojekt", 1971. aastal siirdus aga Kiievi geoloogiatehnikumi õppejõu kohale. 1983. aastal saabus ta sünnimaale ning töötas Eesti Geoloogia Valitsuses aastani 1991.

Viktor Kõrvel oli üks Eesti Geoloogide Klubi asutajatest ja paljude ürituste peaorganisaator, Eesti Geoloogia Seltsi idee algataja, asutaja- ja kauaaegne juhatuseliige. Käesoleval ajal tegutseb aktiivselt Ukraina Eesti Seltsis, üks krimmieestlaste kokkutulekute korraldajaid ja Ukraina eestlaste esindaja ESTO-l.

Roland Gorbatshev (18.01.1931) - auliige alates 10.05.2002.

Roland Gorbatshev on eesti päritoluga geoloog, sündinud 18.jaanuaril 1931 a. Tallinnas. Lõpetas 1955 a. Uppsala Ülikooli filosoofiateadus-

konna ning aastast 1960 on ta filosoofiakandidaat (Uppsala Ülikool). Aastatel 1955 - 1963 tegutses ta Uppsala Ülikooli geoloogiateaduskonnas assistendina, 1964 - 1968 lektorina ja 1972 professori kohusetäitjana. Aastatel 1968 - 1972 töötas ta Rootsi Geoloogiateaduskonnas geoloogina ning oli vahepeal (1970) ka Saudi Araabias Jiddah Rakendusgeoloogia Keskuses UNESCO külalisprofessoriks. Aastatel 1973 - 1995 oli Roland Gorbatshev Lundi Ülikooli petroloogia ja eelkambriumi geoloogia professor. Ta on Rootsi Kuningliku Teaduste Akadeemia liige alates 1982, *Academia Europaea* liige (1992) ja Uppsala Ülikooli audoktor (1998). 1997. aastal pälvis ta esimesena Rootsi Geoloogiaseltsi A. Törnebohmi auhinna.

Side Eestiga, eeskätt aga Eesti geoloogidega taastus 1980-ndate aastate lõpus. Aastast 1991 on ta Eesti Geoloogia Seltsi välisliige ja osales ka Eesti Geoloogia Seltsi korraldatud I Ülemaailmsel Eesti geoloogide kokkutulekul. Peale Eesti taasiseseisvumist on Roland Gorbatshev suuresti kaasa aidanud meie geoloogide väliskoostööprojektide arengule ning pidanud loenguid Eesti geoloogidele. Ta on kaasa aidanud meie noorte geoloogide õpetamisele ja enesetäiendamisele välisriikides.

Arvo Rõõmusoks (17.01.1928) - auliige alates 10.05.2002.

Arvo Rõõmusoks on sündinud 17. jaanuaril 1928 Tallinnas. 1947. aastal lõpetas ta Gustav Adolphi Gümnaasiumi ning asus õppima Tartu Riikliku Ülikooli geoloogiaosakonda, mille lõpetas 1952. aastal. Peale lõpetamist asus Arvo Rõõmusoks tööle TRÜ geoloogia kateedri vanemõpetaja ametikohale. 1954. aastal kaitses ta geoloogia-mineraloogiakandidaadi kraadi ("Uhaku lademe stratigraafia Eestis"), 1968. aastal geoloogia-mineraloogiadoktori kraadi ("Viru ja Harju seeria (Ordoviitsium) stratigraafia Eesti NSV-s"). Ajavahemikul 1956-1968 jätkas Arvo Rõõmusoks tööd geoloogia kateedris dotsendina, 1969-1993 professorina. Aastatel 1960-1988 oli ta TRÜ geoloogia kateedri juhataja, ajavahemikul 1969-1972 TRÜ bioloogia-geograafiateaduskonna dekaan. Alates 1993. aastast on Arvo Rõõmusoks Tartu Ülikooli emeriitprofessor. Ta on õpetanud paleontoloogiat, ajaloolist geoloogiat, Eesti aluspõhja geoloogiat ja teisi seotud distsipliine tervele põlvkonnale Tartu Ülikooli lõpetajatele. Ta on tänaseks avaldanud üle 60 uurimuse stratigraafia, paleontoloogia ja teadusajaloo alal. Tema viljakat teaduslikku ja pedagoogilist tegevust on tunnustatud K.E.v. Baeri medaliga ja Eesti Vabariigi III klassi Valgetähe Ordeniga.

Uued liikmed 2001-2002

Nimi	Seltsi astumise aeg	Sünniaasta
Agert Elhi	2002	1978
	Kerese 31-15, 11212 Tallinn, 06585123, aggert.elhi@mail.ee	
Rebeka Hansen	2002	1983
	Kivila 21-31, 13814 Tallinn, 06218498, rebeka80@hotmail.ee	
Svetlana Jaštšuk	2001	1947
	Lasnamäe tee 50/11-9, 11413 Tallinn, 06214030, jastsuk@egk.ee	
Veiko Karu	2002	1981
	Koorti 6-111, 13623 Tallinn, 056951657, sangnis@hotmail.ee	
Maili Killing	2002	1981
	Vana-Sauga 17a, 80015 Pärnu, 05518491, mkilling@hotmail.ee	
Anne-Liis Kääramees	2002	1982
	Mustamäe tee 163-45, 12913 Tallinn, 05025268, anneliis@hotmail.ee	
Meeli Laufer	2002	1940
	Terase 10-7, 10125 Tallinn, 06485668, Meeli.Laufer@egk.ee	
Silja Liibert	2001	1957
	Vasara 14-3, 76606 Keila, 06045979, silja@egk.ee	
Jaanika Lääts	2002	1981
	Roo 40-6, 10320 Tallinn, 056456256	
Merilin Mõistlik	2002	1980
	Vanemuise 2-19, 72211 Türi, Merilin.Mõistlik@mail.ee	
Moonika Niit	2002	1980
	Nurme 38-25, Taebla, 90801 Läänemaa, 05215235, Moonika.Niit@mail.ee	
Erki Niitlaan	2002	1976
	Vabaduse pst. 193-9, 10317 Tallinn, 06273052, erki.niitlaan@ekm.envir.ee	

Angela Notton	2002	1981	Kopli-Mädise talu, Maeru, 76101 Läänemaa, 05251420, Angela.Notton@mail.ee
Margus Noška	2002	1981	Põllu 16, Säreveere, 48307 Jõgevamaa, 05108337, geoloog@hotmail.ee
Hedi Pärenson	2002	1979	Maleva 1-54, 11711 Tallinn, 06626749, Hedi.Pärenson@mail.ee
Liina Pärnamäe	2001	1982	Pepleri 23-408, 50110 Tartu, 055696094
Mari Pärnamäe	2001	1984	Ümera 36-17, 13816 Tallinn, 055688975
Elo Rannik	2002	1980	Tallinna 6-32, 72211 Türi, 056982297, elo.rannik@mail.ee
Annika Siilmann	2002	1982	Nõva vald, 91101 Läänemaa, 053903630, Annika.Siilmann@mail.ee
Reeli Silman	2002	1983	Kuigatsi sjk., 68226 Valga maakond, 055606261, Reeli.Silman@mail.ee
Jako Stein	2002	1980	Sihi 61, 11618 Tallinn, 06723570, jakosteinh@hotmail.com
Alla Šogenova	2001	1959	Läänemere 2-164, 13913 Tallinn, 06373146, alla@gi.ee
Oive Tinn	2002	1966	Melliku 1, 50110 Tartu, 07375839, otinn@ut.ee
Marina Vaganova	2002	1981	Vabaduse pst.193-9, 10917 Tallinn, 05225110
Leo Vallner	2002	1934	Järveotsa tee 23-56, 13520 Tallinn, 05516617030, vallner@egk.ee
Iira Vatalin	2001	1941	Kivikangru 23-4, 76506 Saue, 06709106
Kerdo Vrublevski	2002	1980	Pronksi 11-2, 10124 Tallinn, 05270506, kerdo.vrublevski@mail.ee

Diana Õunapuu	2001	1981
	Sõle 25B-1A, 10614 Tallinn, 06774850, diana.unpuu@mail.ee	

Geoloogide koolitus

Aastatel 2000 – 2002 on Tartu Ülikooli geoloogia eriala bakalaureuse kraadiga lõpetanud:

2000	2001	2002
Priit Ilves	Tiiu Elbra	Terje Kespre
Reedik Kuldkepp	Karin Hiir	Merje Malkki
Maarika Kõiv	Tiiu Klaos	Ulla Preeden
	Maile Polikarpus	Ivo Sibul
	Marko Troon	Kadri Sohar
	Tiina Vahtra	Kati Tänavsuu
	Evelin Verš	

Aastatel 2000 – 2002 on magistrikraadi kaitsnud:

2000	2001	2002
Olga Kovalenko (TÜ)	Alar Rosentau (TÜ)	Toivo Kallaste (TTÜ)
Margit Enel (TÜ)	Rutt Kikas (TÜ)	Evelin Verš (TÜ)
Krista Täht (TÜ)	Arvo Käär (TÜ)	
	Reet Nemliher (TÜ)	

Aastatel 2000 – 2002 on filosoofiadoktori kraadi kaitsnud:

2000	2001	2002
Kalle Kirsimäe (TÜ)	Leho Ainsaar (TÜ)	Oive Tinn (TÜ)
Jüri Plado (TÜ)	Olev Vinn (TÜ)	Olle Hints (TTÜ)
		Jaak Nõlvak (TTÜ)

Aastal 2002 on Tallinna Tehnikaülikoolis tehnikateaduste doktori kraadi kaitsnud:

2000	2001	2002
		Ingo Valgma (TTÜ)



TALLINNA TEHNIKAÜLIKOOLI
GEOLOGIA INSTITUUT

TALLINNA TEHNIKAÜLIKOOLI GEOLOGIA INSTITUUT

Instituut teeb alus- ja rakendusuuringuid järgmistes valdkondades:

- maakoore ehitus, geodünaamika ning pinnavormide kujunemine
- paleosoikumi ja kainosoikumi stratigraafia ja orgaanilise maailma evolutsioon
- paleokliima, paleogeograafia, paleohüdrogeoloogia; keskkonnauuringud
- kivimite, mineraalide ja maavarade koostis, omadused ja tekketingimused

Laboratooriumid: stabiilsete isotoopide (H, C, O) analüüs, ^{14}C -, EPR- ja luminescents-dateeringud, röntgendifraktomeetria, keemiline analüüs, röntgenfluoressentsanalüüs, õietolmu- ja diatomeeanalüüs, paleosoikumi mikropaleontoloogia, looduslike protsesside modelleerimine.

Direktor Alvar Soesoo tel. 6 454 661
Sekretär - direktori abi Helle Pohl tel. 6 444 189

Aadress Estonia pst 7, 10143 Tallinn;
Faks: 6 312 074; E-post: inst@gi.ee; Internet: <http://www.gi.ee/>

OÜ REI eotehnika

- Ehitusgeoloogilised ja geotehnilised uuringud
- Hüdro- ja ökogeoloogilised uuringud ning seire
- Vaiade ja pinnase koormuskatsed
- Keskkonnaekspertiis ja keskkonnamõju hindamine
- Kaevude projekteerimine ja puurimine
- Vundamentide projekteerimine ja tugevdamine
- Tehnoloogiliste aukude puurimine pinnasesse
- Ehitusjärelvalve ja erialane nõuanne

Direktor: Rävälä pst. 8, 10143 Tallinn. Tel. 6 465 137 E-post: heimonen@online.ee
Geoloogid: Suur-Sõjamäe 36, 11415 Tallinn. Tel. 6 465 139 Fax. 6 465 123
E-post: leinsalu@online.ee
Tehnokeskus: Tel. 6 465 137

