SETTE-
KIVIMID JA
TEKTOONIKA

Eesti
Teaduste Akadeemia
Geoloogia Instituut
№ 58

Eesti Looduseuurijate Selts
Eesti NSV Teaduste Akadeemia juures

S E T T E K I V I M I D
J A
T E K T O O N I K A

Toimetanud geoloogia-mineraloogiakandidaat
E. Pirrus

Tallinn 1981

552
S 42

UDK 551.24 + 552.5 + 551.7 (474.2)

Kaane kujundanud M.Niin

В сборнике представлено 8 статей о тектонических проявлениях в осадочном чехле Эстонской ССР. Рассматриваются новые данные о влиянии структур фундамента на осадконакопление и рельефообразование, анализируются особенности развития самих структур, процессы формирования трещиноватости и седиментационных жил под воздействием тектонического фактора, а также приводятся новые сведения о характере тектонического несогласия на границе силура и девона. Сборник предназначен для широкого круга геологов и естествоиспытателей.

Рис. 18. Табл. 8. Библ. 100 назв.

1904030000

S $\frac{20802 - 000}{M906(16) - 81}$ 35 - 81

© ENSV Teaduste Akadeemia, 1981

SAATEKS

Viimaste aastate geoloogiline uurimistöö on andnud tõhusa lisa ka Eesti ala tektoonika mõistmisele. Vaieldamatult on tõestatud tektooniliste protsesside suur mõju setete kuhjumise seaduspärasustele vanaaegkonna veekogudes, samuti settekivimite lõpliku ilme ja rakenduslike omaduste kujundamisele. Tektooniliste nähtuste eneste analüüs aga toimub peamiselt settekivimitesse talletatud informatsiooni lahtimõtestamise teel. Seepärast on kivimite litoloogiliste iseärasuste ja tektooniliste protsesside omavaheliste suhete selgitamine väga aktuaalne ning väärib erialainimeste senisest suuremat tähelepanu.

Mõistagi on küsimustering väga avar, probleemid keerukad ja mitmetahulised, mistõttu lõplike otsuste tegemine eeldab suurt ja sihikindlat uurimistööd ning ei mahu kaugeltki tagasihoidliku artiklite kogumiku raamidesse. Ometi kuhjub igapäevaste geoloogiaülesannete lahendamisel sageli niisugust andmestikku, mille arvestamine edasistes uuringutes oleks väga kasulik. Käesoleva kogumikuga püütaksegi koondada mõningad settekivimite uurimise eri valdkondadest laekunud originaalsed materjalid tektooniliste ja litogeneetiliste protsesside vastastikuste mõjutuste kohta. See eripalgeline materjal ei suuda küll luua terviklikku pilti, kuid teeb ühtsele teljele lükituna paljugi senisest kättesaadavamaks ja demonstreerib hästi geoloogiatöö mitmetes lõikudes peituvaid võimalusi käsiteldava probleemistiku valgustamiseks.

Enn Pirrus

ПРЕДИСЛОВИЕ

Геологические исследования последних лет на территории Эстонской ССР дали обширный материал для познания ее тектонического развития. Выявлено существенное влияние тектонических процессов на осадконакопление в палеозойских бассейнах, а также на формирование конечного облика и основных прикладных характеристик осадочных пород.

Круг вопросов представляемой тематики разнообразен и лишь в незначительной степени может быть охвачен рамками одного тематического сборника. Однако, ежедневная геологическая практика приносит много важных данных, которые должны быть учтены при научной разработке проблем взаимосвязи между тектоникой и литогенезом в пределах Эстонии. Поэтому в настоящем сборнике излагаются полученные в последние годы оригинальные данные об отражении тектонических процессов в осадочном чехле региона, которые по своему различному содержанию хотя и не создают целостного представления об этих явлениях, но все же сделают интересные факты доступными для использования их в дальнейших исследованиях. Представленный материал хорошо демонстрирует и возможные подходы к этим сложным проблемам.

Э. Пиррус

FOREWORD

The geological research of recent years has considerably contributed to the knowledge of the tectonic development of the Estonian territory. It has been indisputably proved that tectonic processes are of great influence on the accumulation of deposits in ancient water basins, on the formation of sedimentary rocks in their final form and on the development of their applicational qualities. On the other hand, the information stored up in sedimentary rocks enables us to analyse the tectonic phenomena. Therefore the establishment of relations between lithological peculiarities and tectonic processes is urgently needed, and it attracts the ever growing attention specialists.

However, it stands to reason that there arise a great many questions and complicated problems, and an enormous bulk of investigations is required in order to draw final conclusions. And yet, the solution of everyday geological problems provides us often with material that may prove very useful in further studies. The present collection is an attempt at presenting some original material obtained at the study of the mutual influences of tectonical and lithological processes. The rather extensive material presented in the collection cannot give a complete picture, but it summarizes various efforts and reveals the concealed possibilities of geological research which can be used for solving the above-mentioned problems.

E. Pirrus

TEKTOONIKA OSAST EESTI ALUSPÕHJA RELJEEFI JA NÜÜDISPINNAMOE KUJUNEMISEL

A. Raukas, R. Vaher

Maa pindmik kujuneb teatavasti geoloogiliste sise- ja välisjõudude vastastikusel toimel, kusjuures maakera eri osades ja erinevatel geoloogilistel ajastutel on nende jõudude osatähtsus erinev. Platvormilistel aladel, mille hulka kuulub ka Eesti NSV territoorium, on mitmesuguste tektooniliste liikumiste näol avalduvate maasiseste jõudude osa loomulikult väiksem kui geosünklinaalsetes piirkondades, kuid see ei tähenda, et nende mõju siin täielikult puudub.

Tektoonika osa aluspõhja reljeefi ja nüüdispinnamoe kujunemisel on hinnatud erinevalt. XX sajandi esimestel aastakümnetel mõjutasid Eesti kvaternaarigeoloogilisi uurimisi väga olulisel määral Skandinaaviamaade ja Soome koolkonnad, kes lugesid hilis- ja pärastjääaegseid maakoore tõusuliikumisi Eesti alal valdavalt isostaatilisteks. Samal seisukohal on ka enamik praegusaja geolooge ja geograafe.

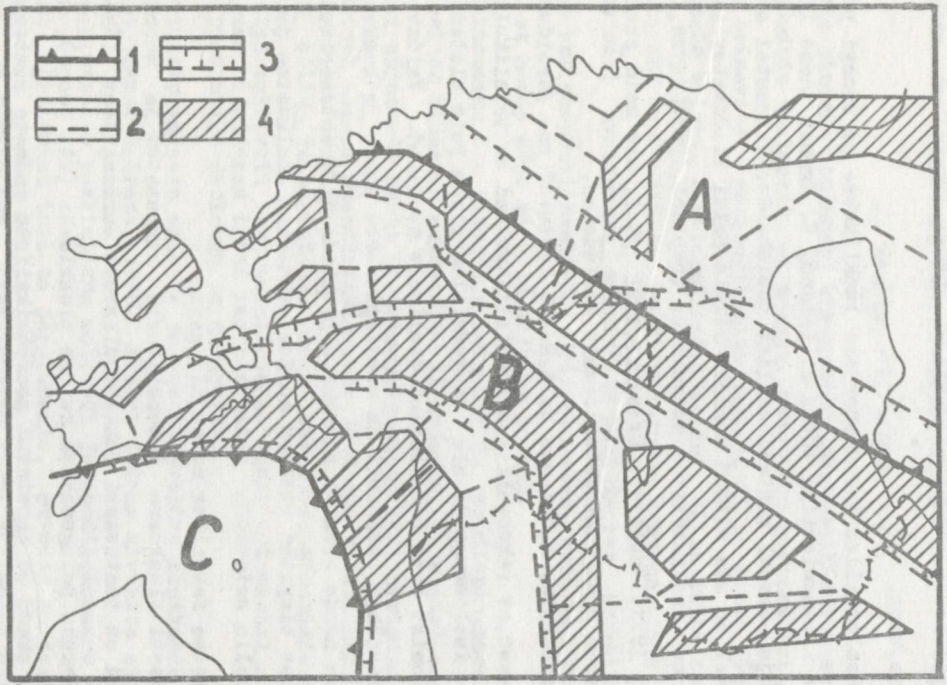
Printsipiaalselt erineva seisukoha avaldas ligikaudu pool sajandit tagasi E.Kraus (1928). Pärast devoni kivimite struktuuride, aluspõhja pealispinna reljeefi ja nüüdispinnamoe omavahelist võrdlemist tuli ta järeldusele, et need on eeskätt tektoonilise päritoluga. Lihtsustatud kujul väljendub öeldu

selles, et kõik nüüdiskõrgustikud kujutavad endast maakoore tõusupiirkondi, nõod vajuvaid alasid ja tasandikud stabiilseid rajoone.

Geoloogilise tõendmaterjali lünklikkuse ja üsnagi primitiivse lähenemisviisi tõttu ei leidnud E. Krausi ideed II maailmasõja eelseil aastail erilist poolehoidu. Viimastel aastakümnetel on aga mitmed uurijad kõigis Balti liiduvabariikides avaldanud samalaadilisi seisukohti (Берзинь,1969;Шляупа,1970; Ряхни, 1973; Хейнсалу, Сильдвээ,1971 jt.), mis meid sundiski nimetatud probleemi detailsemalt analüüsima.

L.Berzin, A.Šliaupa ja E.Rähni lähtuvad oma järeldustes eeldusest,et tektoonilised nüüdisliikumised on täielikult päritud iseloomuga ja ala tektooniline plaan pole alates eelkambriumist kuni nüüdisajani oluliselt muutunud. Valdav enamik aluspõhja reljeefi ja nüüdispinnamoe suur- ja keskvormidest on nende arvates aluskorra plokkide diferentseeritud liikumisest tingitud otsesed morfostruktuurid.Analüüsime järgnevalt selle seisukoha paikapidavust Eesti maa-alalt pärineva konkreetse faktilise materjali najal.

Eesti aluskorra intensiivselt kurrutatud ja moondunud kivimid on teatavasti rohkearvulistest murrangutest lõhestatud keeruka polügonaalse kujuga plokkideks (vt. joon.), mille leviku skeem on koostatud geofüüsikaliste andmete süstemaatilise analüüsi tulemusena (Побул, Сильдвээ, 1973, 1975). Suurimad plokid (A, B, C) haaravad ka suure osa naaberaladest . Plokk A kujutab endast alamproterosoilise kurrutuse ala, mille piires aluskorra pinnal arhailiste kivimite avamused esi-



Eesti aluskorra plokkide lihtsustatud skeem (Побул, Сильдвээ, 1975). 1 - suurplokkide (A, B, C) piirid, 2 - vaiksemaid plokke piiritlevad murrangud, 3 - suvamurrangute voondid, 4 - suhteliselt tihedate kivimite plokid.

nevad vaid laiguti. Plokk B on enne aluspõhja settekivimite moodustumist kerkinud tunduvalt kõrgemale kui plokk A, mistõttu alamproterosoilised moondekivimid on siin täielikult ära kulutatud. Plokk C koosneb Riia massiivi rabakividest.

Aluspõhja settekivimite paksuste ja faatsieste leviku skeemid (Мяннилъ, 1966; Кальо, 1970; Пуура, Мардла, 1972; Брангулис и др., 1974) võimaldavad hinnata tektooniliste liikumiste iseloomu nende kivimite settimise ajal. Valdai kompleksi ja balti seeria setete kuhjumise aegne struktuuriplaan pärineb aluskorra siseehitusest, mis väljendub settekivimite samapaksusjoonte paralleelsuses plokkide A ja B piiriga. Paksuste suurenemine ja madalamaveeliste faatsieste asendumine sügavamaveelistega kirde suunas näitab, et vaadeldaval perioodil jätkus ploki B kerkimine ploki A suhtes. Hilisemas varakambriumis ilmneb vastupidine tendents - ploki A suhteline kerkimine üldise vajumise foonil. Ordoviitsiumi karbonaatkivimite sügavamaveeliste faatsieste levikuala (Lõuna-Eestis ja Lätis) ei ole kooskõlas ühegagi eelmärgitud kolmest aluskorra suurplokist. Litoloogilis-fatsiaalsete piiride ja paksuste migratsioon siluris järgib aluskorra plokkide kaarekujulisi piirjooni Edela-Eestis. Sügavamaveelised faatsiesed ja suuremad paksused Eesti edelaosas viitavad ploki C suhteliselt intensiivsele vajumisele. Seejuures on siluris kolm korda vaheldunud mere transgressioon ja regressioon. Devoni kontinentaalsete setete asendumine merelistega ja paksuste suurenemine lõunakagu suunas pole samuti kooskõlas aluskorra suurte plokkidega. Kordusloodimise andmetel (Келпин, 1964) kerkib Loo-

de-Eesti tänapäeval kiirusega kuni 3 mm aastas,Kagu-Eesti aga vajub kiirusega kuni 1 mm aastas. Seejuures on liikumiste samakõrgusjooned üldiselt risti plokkide A ja B piiriga ning valdai settekivimite samapaksusjoontega, s.t. ilmneb suurim võimalik erinevus tolleaegse ja tänapäevase struktuuriplaani vahel.

Säilinud on aga märgatav korrelatsioon paljude kohalike aluskorra murrangutega: H. Sildvee andmetel (Сильдвээ,1978) langeb 130-140-st tänapäevaste vertikaalliikumiste järsu muutuse punktist kordusloodimise trassidel 60-70% ühte geofüüsikaliste andmete alusel väljaeraldatud aluskorra murrangute vööndi tega.Väärib veel märkimist,et enne keskdevonit oli Eesti tervikuna vähemalt kolmel korral (varakambriumi alguses, kesk- ja hiliskambriumis ning varadevonis) maismaa.

Eespool toodust järeldub, et platvormilise arengustaadiumi tektoonilised liikumised on iseloomult kõikuvad liikumised. Algetapil on nad pärilikult seotud aluskorra suurplokkidega. Hiljem see seos nõrgeneb ja aeg-ajalt hoopis kaob. Seejuures on üksteise suhtes tõusvate ja vajuvate plokkide kuju ja liikumise suund korduvalt muutunud ning ilmselt jätkub selline tendents ka tulevikus.Päritavuse seisukohalt kõige püsivamaks (konservatiivsemaks) tektooniliseks elemendiks võib pidada murranguid, millele on ka varem korduvalt tähelepanu juhitud (Берзинь, 1969).

Eesti aluspõhja pealispinna reljeefi ja aluspõhja nüüdisaegsete tektooniliste struktuuride võrdlemisel (Вахер, Таваст, 1979) selgus, et seos nende vahel on nõrk. Aluspõhja

kihtidele on iseloomulik regionaalne monoklinaalne lasumus väikese (7-13'), enam-vähem lõunasuunalise kallakusega. Kohalikest struktuuridest on kõige laiema levikuga amplituudita lõhevõõndid. Väiksema levikuga on fleksuurid (amplituudiga kuni 50 m), veelgi harvemad - kerked (amplituudiga kuni 260 m). Aluspõhja reljeefi suurvormidele (Tavast, Raukas, 1978) ja nendega heas kooskõlas olevatele nüüdispinnamoe suurvormidele vastava suuruse, kuju ja märgiga struktuurid aluspõhjas puuduvad.

E. Rähni (Рянни, 1973) arvates 20 aluspõhja reljeefis jälgitavat keskvormi vastavad kas tõusvatele (15) või vajuvatele (5) tektoonilistele plokkidele. Kirde-Eesti tiheda (vahekaugus 0,5-2 km) puuraukude võrgu andmetel võib täie kindlusega väita, et Pandivere kõrgustiku ja Jõhvi (Ahtme) kõrgendiku all vastavaid aluspõhja struktuure ei ole. Selle piirkonna suurimad tektoonilised rikked läbivad nimetatud reljeefivormide ala (Aseri rike amplituudiga kukruse lademe alumise pinna järgi kuni 22 m - Pandivere kõrgustiku ja Ahtme rike amplituudiga kuni 18 m - Ahtme kõrgendiku) aluspõhja reljeefis ja nüüdispinnamoes kajastumata. Aluspõhja rikkeid, mis E. Rähni arvamuse järgi peaksid ümbritsema oletatavaid plokke kõigist külgedest, tegelikult ei eksisteeri. Kuigi Lääne-Eestis on puurauke hõredamalt, viitavad olemasolevad andmed sellele, et Saaremaa, Mihkli, Varbola ja Mahtra kõrgendiku all vastavad aluspõhja struktuurid samuti puuduvad. Seevastu on ammu teada (Шульц, 1958), et Haanja aluspõhja- ja nüüdiskõrgustik üldjoontes ühtivad aluskorra ja aluspõhja kerkega. Ülejäänud kõrgen-

dike ja nõgude ning aluspõhja struktuuride oletatava seose hindamiseks on geoloogilisi andmeid praegu veel liiga vähe.

Tänapäeval kujutab Haanja-Lokno kerge endast šventoi lademe pealispinna järgi asümmeetrilist brahhükohru (Пааскивн, 1966), mille amplituud põhjapoolse ala suhtes on 30 m ja Aluksne puuraugu suhtes 130 m. Tema mõõtmed plaanis on ligikaudu 50x30 km. Kuna kohru lõunapoolne, fleksuurne nõlv aluspõhja reljeefis ei kajastu, siis neotektoonilise kerke amplituud ei saa ületada 30 m (Вахер, Таваст, 1979). See moodustab ligikaudu ühe kolmandiku Haanja kõrgustiku amplituudist aluspõhja pealispinna järgi ja vähem kui 15% nüüdispinnamoe suhtelisest kõrgusest. Seega on viimaste kujunemisel juhtiv osa olnud eksogeensetel protsessidel.

Väikseid (kuni 5 km^2) brahhüvormseid kerkeid on Eestis seni puurimistega kindlaks tehtud 7. Neist ainult Palukülа kerge Hiiumaal kajastub aluspõhja reljeefis ja nüüdispinnamoes kõrgendikuna ning on tõenäoline, et ta on olnud neotektooniliselt aktiivne, kusjuures päritud iseloomuga noorte tõusuliikumiste amplituud ei ületa 28 m (Вахер, Таваст, 1979). Kuna aluspõhja reljeefi ja nüüdispinnamoe suhteline kõrgus on siin 20 m, võib Palukülа kõrgendikku tinglikult lugeda peamiselt tektoonilistest liikumistest põhjustatud reljeefivormiks (otseseks morfostruktuuriks). Kuid pole mingit alust väita, et tektoonilised liikumised mõjustasid rannasetete kuhjumist antud rajoonis. Selleks olid need liikumised liiga aeglased ja väikese amplituudiga.

On huvitav märkida, et mõningate Kirde-Eesti jooneliste

aluspõhja kohrudega on seotud isegi vastandreljeef madalate (1-2 m) nõgude näol (Вахер, Таваст, 1979). Siin avaldub kvaternaarieelse kulutuse toime. Struktuurilis-litoloogiliste faktorite mõjuga on seostatavad ka sellised aluspõhja reljeefi väikevormid, nagu kihinõod ja kihikõrgendikud (Tammekann, 1926, 1949).

Suhteliselt hästi on uuritud paljude pinnavormide seost aluspõhja kivimite lõhelisusega. A. Miidel on avaldanud näiteid tänapäeva jõeorgude ja intensiivse lõhelisuse valdavate suundade ühtelangemisest (Мийдел , 1966, 1971). Ü. Heinsalu arvates asuvad lõhevööndite kohal ka kõik Kirde-Eesti põhjasuunalised mattunud orud (Хейнсалу, 1975). Lõhevööndites on koondunud samuti hulgaliselt karstilisi pinnavorme (Heinsalu, 1977). Selline ühtelangevus on täiesti loomulik,sest nii jooneline erosioon kui ka karstiprotsessid avalduvad alati eriti selgesti kivimite kulutusele ja lahustumisele kõige vastuvõtlikumates kohtades. Kuid need faktid ei kõnele kvaternaaris toimunud neotektoonilistest liikumistest.

Mõnedes Nõukogudemaa piirkondades, näiteks Karjalas (Бискэ, 1961) ja Ukrainas (Кошик и др., 1976) avaldub teatud seos aluskorra tektooniliste rikete ja ooside levikus. Ka E. Rähni (Ряхни, 1973) ja Ü. Heinsalu ning H. Sildvee (Хейнсалу,Сильдвээ, 1971) viitavad tektooniliste rikkevööndite ja ooside vahelisele geneetilisele seosele. On üsna tõenäoline, et mitmetel juhtudel suhteliselt kergesti uuristatavad kivimid tõesti soodustasid liustikualuste jõgede kujunemist ja oosisetete kuhjumist.Liustikujää plastilised omadused ning neotektooniline-

te liikumiste väike intensiivsus ei anna aga mingit alust seada ooside kujunemist otsesesse sõltuvusse tektoonikast. Juhul kui liustikulõhed oleksid kujunenud maavärinate mõjul, sulgunuks nad jää plastilisuse tõttu taas otsekohe, sest nüüdisliustike uurimisel on selgunud, et lõhede püsivamaks säilimiseks on vaja igale liustikule spetsiifilisi alusreljeefist ja liustiku morfoloogiast tingitud sisepingeid.

Ei ole kahtlust, et tektoonilistel liikumistel on olnud pinnamoe kujunemisele ja setete kuhjumisele kvaternaaris suur mõju, kuid selle konkreetseid avaldusvorme on seni veel ebapiisavalt uuritud. Ühest küljest on see seletatav geoloogilise tõendmaterjali lünklikkusega, teisest küljest aga asjaoluga, et pleistotseenis korduvalt asetleidnud mandrijäätumised mõjustasid oluliselt mitte üksnes tektooniliste liikumiste intensiivsust ja ulatust, vaid kohati isegi nende märki. Teatavasti kaasnes iga jäätumisega maakoore mõningane vajumine, igal jäävaheajal ja pärastjääajal aga selle kompensatsioniline kerkimine. Kuna maakoorealuste endogeensete protsesside mõjul toimuvad tektoonilised liikumised on nii regionaalselt kui ka lokaalselt erinevad, siis on ka liustike raskusest ja dünaamilisest survest ning viimaste alt vabanemisest tingitud maakoore liikumised tüsilikud ja diferentseeritud. Glatsioisostaatilise faktori elimineerimiseks on soovitatud mitmesuguseid meetodeid, kuid selle täpseks hindamiseks objektiivsed andmed siiski veel puuduvad. Ebapiisavalt on teavet seni isegi selle kohta, kui suur oli glatsioisostaatilise kerkimise osakaal maakoore summaarses tõusu- ja vajumisliikumises hilis- ja pärastjääajal,

kõnelemata kvaternaariajastu varasematest etappidest.

Eespool toodust järeldub, et tektooniliste liikumiste osa selgitamiseks vana ja nüüdispinnamoe kujunemises on vaja peale usaldusväärse faktilise andmestiku ka uurimismetoodika olulist täiendamist. Seejuures tuleks eristada tektoonika kaudset ja otsest mõju. Ala üldine kerkimine üle merepinna loob eeldused kulutusprotsesside toimeks. Laialdaste piirkondade kõikuvad liikumised ja nendega seotud erosioonibaasi muutused mõjutavad kulutuse intensiivsust. Varem kujunenud tektoonilised struktuurid (kohrud, lõhevööndid) kohati soodustavad kivimite kulutust ja lahustumist. Selles mõttes on tektoonika osa Eesti aluspõhja reljeefi, aga ka nüüdispinnamoe kujunemisel olnud suur. Seevastu kohalike diferentseeritud neotektooniliste liikumiste otsene reljeefi kujundav mõju on meie käsutuses olevatel andmetel üsna väike. Tektooniliste liikumiste reljeefi kujundava mõju lihtsustatud käsitlemine kompromiteerib nimetatud olulist morfogeneetilist faktorit ja võib viia tema põhjendamatule üle- või alahindamisele.

KIRJANDUS

Heinsalu, Ü. Karst ja looduskeskkond Eesti NSV-s. Tallinn, "Valgus", 1977. 95 lk.

Kraus, E. Tertiär und Quartär des Ostbaltikums. - Ostbaltikum. Berlin, 1928, H. 2. 142 S.

Tammekann, A. Die Oberflächengestaltung der Nordostestländischen Küstentafellandes. - Acta Univ. Tartu, 1926, A,IX, N 7. 152 S.

Tammekann, A. Die präglazialen Züge in der Oberflächengestaltung Estlands. - Apoph. Tartu. Soc. Litt. Est. in Sveccia. Stockholm, 1949, S. 440-452.

Tavast, E., Raukas, A. Eesti aluspõhja reljeefist ja selle mõjust liustikutekkeliste pinnavormide kujunemisele. - Eesti Geograafia Seltsi aastaraamat 1977. Looduslikud ja tööjõuressursid ning nende ratsionaalne kasutamine Eesti NSV-s. Tallinn, "Valgus", 1978, lk. 5-26.

Биске Т. С. Роль тектоники в геоморфологии Карелии. - В кн.: Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманск, 1961, с. 32-42.

Берзинь Л. Э. Основные черты новейшей тектоники территории Латвийской ССР (в связи со структурой кристаллического фундамента и осадочного чехла). Автореферат канд. дисс. МГУ. М., 1969. 21 с.

Брангулис А., Кала Э., Мардла А., Менс К., Пиррус Э., Сакалаускас В., Фридрихсоне А., Янкаускас Т. Схема структурно-фациального районирования территории Прибалтики в венде и кембрии. - Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 1974, т. 23, № 3, с. 218-225.

Вахер Р. М., Таваст Э. Х. Некоторые вопросы формирования рельефа коренных пород Эстонии. - В кн.: Проблемы унаследованности тектонических структур в Прибалтике и Белоруссии. Таллин, "Валгус", 1979, с. 93-103.

Желнин Г. А. Точность и возможности метода повторного нивелирования. - В кн.: Современные и новейшие движения земной коры в Прибалтике. Вильнюс, 1964, с. 17-24.

Кальо Д. Л.(ред.) Силур Эстонии. Таллин,"Валгус",1970. 343 с.

Коник Ю. А., Тимофеев В. М., Чмыхал В. Н. Особенности рельефа ледниковой области Китокирского Полесья. Киев, "Наукова думка", 1976. 47 с.

Мийдел А. О связи направлений долин с тектонической трещиноватостью на территории Эстонской ССР. – Ежегодник Эст. геогр. о-ва 1964/1965. Таллин, "Валгус", 1966, с. 18–33.

Мийдел А. Новые данные о связи между направлениями долин и тектонической трещиноватостью в Северной Эстонии. – Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 1971, т. 20, № 2, с. 160–162.

Мянниль Р. М. История развития Балтийского бассейна в ордовике. Таллин, "Валгус", 1966. 199 с.

Паасикиви Л. Б. Геологическое строение и история развития Хаанья-Локновского и Мынистеского поднятий. – В кн.: Вопросы разведочной геофизики, вып. 5. Л., "Недра", 1966, с. 86–97.

Побул Э., Сильдвээ Х. О разрывных нарушениях кристаллического фундамента Эстонии. – Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 1973, т. 22, № 1, с. 51–57.

Побул Э. А., Сильдвээ Х. Х. О блоковом строении кристаллического фундамента Эстонии. – В кн.: Современные движения территории Прибалтики. Тарту, 1975, с. 64–73.

Пуура В., Мардла А. Структурное расчленение осадочного чехла в Эстонии. – Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 1972, т. 21, № 1, с. 71–77.

Ряхни Э. О блоковых неотектонических движениях на территории Эстонии. – Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 1973, т. 22, № 4, с.

331-340.

Сильдвээ Х. Х. Современные вертикальные движения земной коры на территории Эстонской ССР и возможные вызывающие их причины. Автореферат канд. дисс. Ин-т физики земли. М., 1978, 26 с.

Хейнсалу Ю. Характеристика трещиноватости пород и зон геологических нарушений. - В кн.: Трещиноватость в районе сланцевых шахт Эстонии и геофизические методы ее исследования. Таллин, "Валгус", 1975, с. 7-62.

Хейнсалу Ю., Сильдвээ Х. О связях между неотектоническими и современными дифференцированными движениями и зонами разломов в Северо-Восточной Эстонии. - Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 1971, т. 20, № 3, с. 260-266.

Шляупа А. И. Структурно-морфологические исследования Южной Прибалтики при поисках нефтеносных структур. Автореферат канд. дисс. Саратовский госуниверситет. Саратов, 1970, 30с.

Шульц С. С. О связи рельефа и новейшей тектоники со структурой северо-западной и западной частей Русской платформы. - Тр. Лаборатории аэрометодов. Л., 1958, вып. 6, с. 62-84.

О РОЛИ ТЕКТОНИКИ В ФОРМИРОВАНИИ КОРЕННОГО И СОВРЕМЕННОГО РЕЛЬЕФА ЭСТОНИИ

А. В. Раукас, Р. М. Вахер

Резюме

Относительно роли тектоники в формировании коренного и современного рельефа высказаны принципиально различные мнения. Одни авторы считают, что поздне- и послеледниковые и более древние плейстоценовые движения земной коры в платформенных условиях Эстонии являются преимущественно изостатическими и собственно тектонические движения сыграли в морфогенезе небольшую роль. Другие, наоборот, считают, что большинство форм коренного и современного рельефа представляет собой прямые морфоструктуры, обусловленные унаследованными дифференцированными движениями отдельных блоков фундамента.

На основании анализа внутреннего строения фундамента и коренных пород, мощностей и фаций отдельных комплексов осадочного чехла и структурных карт по различным опорным поверхностям, авторы приходят к заключению, что тектонический план во времени существенно изменялся неоднократно и блоковое строение фундамента отразилось в коренном и современном рельефе слабо. Наиболее активными и долгоживущими являются многие линейные элементы - разломы фундамента, но они мало проявляются в коренном и современном рельефе. Тектонически активным является район Хааньяской возвышенности, расположенный на Хаанья-Локновском поднятии фундамента, а среди мелких брахиантиклиналей - Палукюлаское поднятие. Но учитывая малые амп-

литуды и небольшую скорость неотектонического поднятия и сравнительно большую мощность четвертичного покрова на Хаанья-ской возвышенности, можно сделать вывод, что и в этих структурах в формировании четвертичных образований тектонические движения решающей роли не играли.

Недоказанной является также генетическая связь между тектоническими нарушениями и озами. Разумеется, зоны трещиноватости облегчали линейную эрозию и местами по ним развивалась древняя и современная речная сеть. По той же причине могли образоваться и некоторые озы. К трещиноватым зонам часто приурочены также карстовые формы, но это не говорит еще о тектонической активности этих зон.

Придавая важное значение тектоническим движениям в рельефообразовании, авторы выступают против упрощенного подхода при интерпретации тектонических проявлений и считают необходимым существенно улучшить методическую базу исследований, в том числе при определении гляциоизостатического составляющего в суммарных движениях земной коры.

THE ROLE OF TECTONICS IN THE FORMATION OF BEDROCK TOPOGRAPHY AND CONTEMPORARY RELIEF IN ESTONIA

A. Raukas, R. Vaher

Summary

Several opinions, rather different in principle, have been expressed in connection with the role of tectonics in the formation of bedrock topography and contemporary relief. Some authors are of the opinion that Late- and Postglacial uplifts and old Pleistocene movements of the Earth's crust that took place in Estonia in platform conditions are prevailingly isostatic, and tectonic movements played a small role in morphogenesis. The others, vice versa, have come to conclusion that the bedrock topography and the contemporary relief forms are mainly represented by morphostructures which result from inherited differential movements of independent basement blocks.

The evidence obtained through the analyses of the internal structure of the basement and bedrock, thickness and facies of several complexes of sedimentary cover, and the structure-contour map of different key beds have led the present authors to the thought that the tectonic framework has considerably and repeatedly changed in time and that the block structure of basement is slightly reflected in the bedrock topography and contemporary relief. Numerous linear elements and the faults of the basement should be regarded as the most active and long-living forms; they are rather modestly reflec-

ted in the bedrock topography and in the contemporary relief. The region of Haanja Heights situated on the Haanja-Lokno Uplift of basement is probably active from a tectonical point of view, and among the small brachyanticlines, the Palukŭla Uplift has a similar tendency. However, the small amplitudes and the low rate of neotectonic uplift as well as the considerably great thickness of the Quaternary sheet on Haanja Heights show that tectonic movements were not of a decisive importance in the formation of Quaternary deposits here.

The connection between dislocation and eskers has not been proved up to now. The fractured zones led to a linear erosion, and thus, in places, old and recent drainage developed along them. For the same reason some eskers could be formed there. The karst relief forms are likewise often related to fractured zones;however, the above facts should not be regarded as a proof of the tectonic activity of these zones.

The authors consider the role of tectonic movements of great importance in the relief formation. At the same time they reject a simplified interpretation of tectonic effects . They are of the opinion that the methodical foundation of the above-mentioned studies needs likewise further improvement , among other reasons, for distinguishing the glacioisostatic and tectonic components in the Late- and Postglacial movements of the Earth's crust.

KIRDE-EESTI SONDA JA ULJASTE KERKESTRUKTUURIDE KUJUNEMISEST VENDI JA KAMBRIUMI SETTEKIVIMITE ANALÜÜSI ALUSEL

K. Mens, E. Pirrus, V. Puura

Käesoleva sajandi kolmandal aastakümnel Uljaste ja Sonda piirkonnas avastatud (Reinwald, 1935) ning hiljem korduvalt uuritud lokaalsed kerkestruktuurid on kahtlemata huvitavamaid objekte tektooniliste liikumiste ja settekuhjumise seoste uurimiseks Eesti alal. Aastatel 1975-1977 selles piirkonnas läbiviidud aluskorra detailne kaardistamine andis rohkesti uut puurmaterjali ka aluskorda katvate kihtide litoloogiliste iseärasuste kohta. Selgus lõplikult, et aluskorra kergete kuni 120-meetrise amplituudi kompenseerisid peamiselt vendi terrigeensed setted, millest kõrgemal kergete kajastumine kihtide ehituses ja lasuvuses on tunduvalt nõrgem ning kohati isegi vaevalt tajutav. Juba alamkambriumi balti seeria normaalmereliste settekivimite fatsiaalses ilmes kergete piirkonnas mingeid muutusi ei ilmne. See lubab teha olulise järelduse kerkestruktuuride vanuse kohta : nad kujunesid peamiselt eelkambriumis. Seega tuleb pöörata peatähelepanu eelkõige vendiaegsete kivimite fatsiaalse ilme muutlikkusele struktuuride välja piirkonnas, mis võimaldaks ühelt poolt hinnata nimetatud kergete mõju meie vanimate settekivimite kuhjumisprotsessidele ja, teiselt poolt, veelgi täpsustada struktuuride

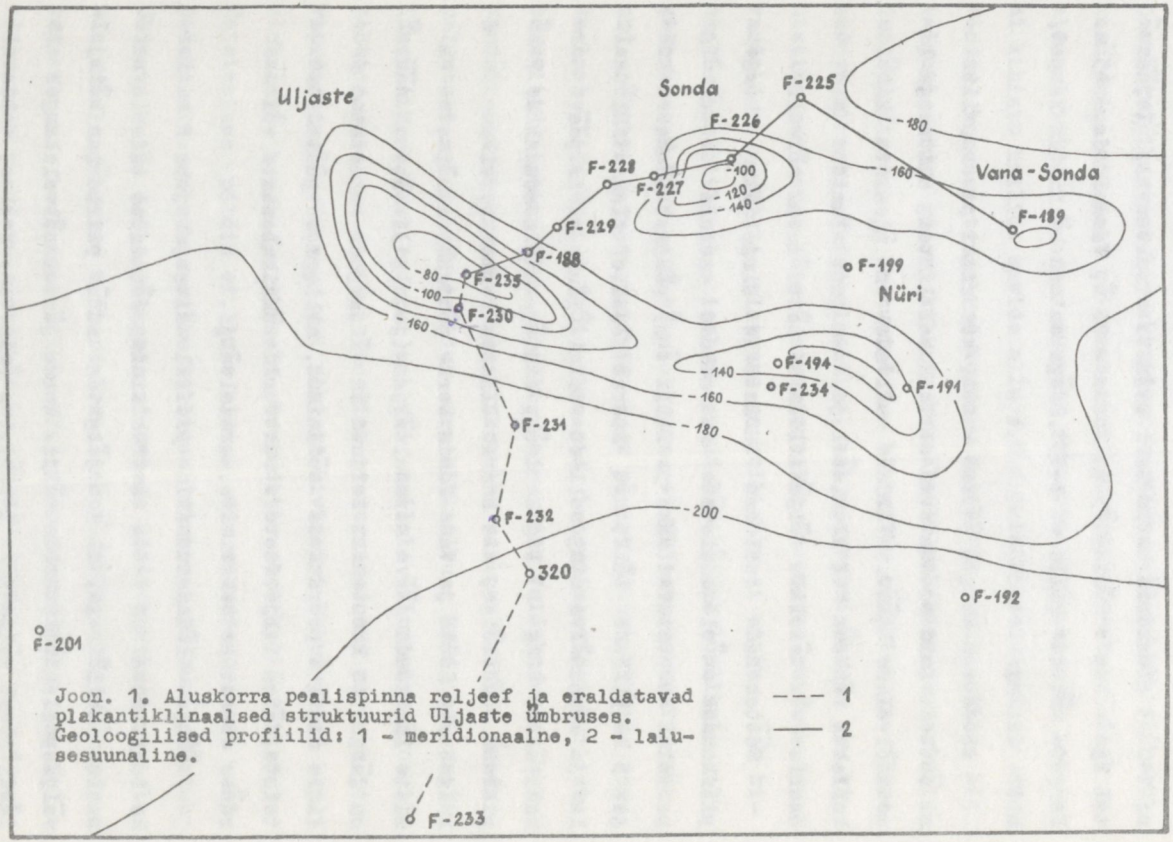
eneste arengulugu.

Käesolevas töös ongi püütud analüüsida neid probleeme 1975.-1977. aastani kerkestruktuuride piirkonnas geoloog O.Keerupi juhtimisel tehtud puurimistööde materjalide alusel. Autorid meenutavad tänutundega ootamatult manalasse varisenud kolleegi panust sellesse ettevõtmisse ning pühendavad käesoleva töö tema mälestusele.

Uuritud kerkestruktuuride kohta on olemasolevate materjalide alusel võimalik esile tuua järgmist.

Sonda-Uljaste kerkestruktuurid - plakantiklinaalid (Бакер и др.,1962) - paiknevad Kirde-Eestis Kiviõli linna ja Uljaste järve vahelisel alal, hõlmates kokku 50 km^2 (joon.1). Üksikvormid on koondunud kahte peaaegu ida—lääne-suunalisse ritta. Põhjapoolses reas asuvad suhteliselt väiksemad Sonda ja Vana-Sonda, samuti nende vahele jääv, seni nimetu väike kerkestruktuur. Lõunapoolses reas paiknevad omavahel sadulaga ühendunud Uljaste ja Nüri struktuur. Üksikute struktuuride mõõtmed plaanis on 2x1 kuni 4x2 km.Kerkestruktuuride paigutus ning mõõtmed on määratud põlevkiviuuringu puuraukude jadetailse gravimeetrilise ning magnetomeetrilise mõõdistamise andmetel. Need küllalt täpsed materjalid võimaldasidki luua sügavpuuraukude võrgu kergete harjade ja nõlvade,samuti kergetevahelise ala uurimiseks.

Nagu mainitud, on vaadeldavate struktuuride südamikuks aluskorra kerge. Olemasolevatel andmetel võib selle hari olla peaaegu tasane (Uljaste kerge) või kumer (Nüri kerke läänеosa). Ümbritseva alaga võrreldes ulatub kõige kõrgemale (ku-



Joon. 1. Aluskorra pealispinna reljeef ja eraldatavad plakantiklinaalsed struktuurid Uljaste ümbruses. Geoloogilised profiilid: 1 - meridionaalne, 2 - laiusesuunaline.

--- 1
—— 2

ni 140 m) aluskorra kerke hari Uljaste struktuuril, ülejäänutel aga vähem : Nüri - 75 m, Sonda - 80 m, Vana-Sonda - 45 m. Kergete nõlvade kalle on 5-15°.Seega on nad küllaltki lauged, mitte astangulised.

Aluskorra kerget katvad vendi, kambriumi ja ordoviitsiumi settekivimid moodustavad selle kohal lihtsa ehitusega lamedanõlvalise kohru. Viimase nõlvadel on ülemiste kihtide kallakus väiksem kui alumistel ja seda just alumiste kihtide osalise või täieliku väljakiildumise tõttu antud nõlval.

Settekehade iseloomu uurimiseks kirjeldatud kergete piirkonnas on olemasolevate puuraukude asetuse tõttu kõige paremini kasutatavad kaks profiili : a) põhjast lõunasse kulgev 5 km pikkune lõik, mis haarab Uljaste plakantiklinaali lae ja lõunanõlva ning sellest veelgi lõuna poole jääva normaalvälja, ning b) ligikaudselt kirde—edela-suunaline 7 km pikkune läbilõige, mis haarab Uljaste kerke tervikuna ning kulgeb üle Sonda ja Vana-Sonda kerke põhjanõlva,hõlmates viimaste lähikonda jääva normaalvälja (joon. 1). Vähemal määral on järgnevas kasutamist leidnud ka väljaspool nimetatud profiile asuvate puuraukude südamikud, millega on püütud tabada teiste,vähem reljeefsete struktuuride üksikelemente või naabruses asuvat settekivimite normaalvälja.

Põhja—lõuna-suunaline profiil näitab,et juba 2 km kerke laest eemal on vendi settekivimid esindatud täiesti normaalse läbilõikega, mis on jälgitav antud piirkonnas kõikjal väljaspool struktuuride välja. Kerke järsul nõlval langeb aga läbilõikest välja gdoovi kihistu - nii tema keskne, valdavalt

päevakivirikastest liivakividest koosnev moldova kihistik kui ka ülemine,tihedalt põimuvatest kirjuvärvilistest savidest ja aleuroliitidest koosnev uusküla kihistik. Ainsana jääb kotlini kihistu hallide savide alla 3,6 m paksune sorteerimata savi- ja kruusamaterjalist koosnev segakivim - mikstoliit, mis laiguti esineb gdoovi kihistu basaalosas paljudes normaalväljа läbilõigetes ja on tuntud oru kihistiku tüüpkivimina. Kuna gdoovi kihistu fatsiaalne ilme, välja arvatud üksnes oru kihistiku esinemine kõigis struktuurilähedasemates puuraukudes, vaadeldava profiili ulatuses praktiliselt ei muutu, jääb kihistu väljakiildumise iseloom antud läbilõikel lõplikult selgitamata. Tundub vaid tõenäolisena, et Uljaste kerke kujundanud põhiliikumised leidsid aset pärast gdoovi kihtide normaalset ladestumist või ilmnesid konsedimentatsiooniliste tõusuliikumistena väga nõrgalt,põhjustades vaid kujuneva kerke nõlvadel aluskorra murenemiskooriku varingulaadseid ümberpaigutusi, mis kujundasidki oru kihistiku. Muid tunnuseid tõusuliikumistest gdoovi eal või sellele eelnenud perioodil kihtide ehituses ei ilmne.Kotlini transgressiooni eelseks perioodiks valdav osa gdoovi kihistu kivimeist kulutati ja kanti laiali, kerge aga ilmselt tasandati, sest kotlini kihistu fatsiaalses pildis ei ilmne midagi, mis meenutaks saare või madala olemasolu basseinis.Sellises interpretatsioonis tõstab Uljaste kerge esile põiksuse gdoovi ja kotlini kihistu vahel, mis ei ole jälgitav küll regionaalses plaanis,on aga täheldatav mitmetes konkreetsetes profiilides normaalväljalgi. Sellest annab tunnistust eelkõige jämedamateraline materjali

hulga suurenemine kotlini basaalosas või isegi lokaalne, halvasti kulutatud veeristest koosnev konglomeraadikiht kihistute piiril (Sinimäe p.-a. 314, sügavus 196,1 m). Pole siiski võimatu, et puuraugus F-230 jälgitav lasumuspilt võib olla komplitseeritud ka mitmetest lihkenähtustest kerkestruktuuri nõlval,mida südamik ei võimalda täpsemalt kontrollida. Et aga kihtide järjestus on samalaadne ka teistel nõlvadel ja koguni teisel (Sonda) kerkel, tundub viimane oletus siiski vähe tõenäoline.

Niisiis, kotlini kihistu ühtlaseilmeline hallide savide lasund ulatub nii paksuselt kui ka fatsiaalselt väljapeetuna 300 m kauguseni kerke laest,kus ta seejärel järsult läbi lõigatakse. Sellele ei saa anda muud seletust kui kihistu hilisem kulutamine, millest omakorda järeldub, et tõusuliikumistel Uljaste struktuuril oli teine kulminatsioon juba kotlinijärgsel ajal. Teiselt poolt, kõikides läbilõigetes nii kerkestruktuuride piirkonnas kui ka normaalväljal on kotlini kihistu ülaosas täheldatav selgepiiriline murenemiskoorik. Viimane on täiesti analoogiline kogu Põhja-Balti subregioonis olemasolevaga (Менс, Пиррус, 1969, 1970) ja viitab antud piirkonna kõrgele tasandumisastmele - peneplaanistumisele - kotlinijärgsel perioodil, aga ka kotlini kihistu tähtsusetule kulutatusele enne katvate voronka kihtide kujunemist. Tõepoolest, ka profiilil jälgitav kotlini kihistu maksimaalpaksus puuraugus F-232 on põhjustatud kõrgeima murenemiskooriku vöö - pruunika raudkübaralaadse moodustise - säilimisest kirjuvärviliste savide peal, mida varem polnud murenemiskooriku

profiilis teada ja mis nüüd on tuvastatud veel mitmes normaalvälja puurprofiilis (Metsküla, p.-a. F-198 jt.). Seega on kihistu kulutus vaadeldaval läbilõikelõigul olnud tõepoolest väike ja piirdunud vaid murenemiskooriku ühe-kahe vööga, seega maksimaalselt 8-10 m-ga. Et aga murenemiskoorik kotlini kihistu savidel jõuab samuti peaaegu kerke laeni, näitab veenvalt, et kerge kotlinijärgsel perioodil praktiliselt tasandati ega saanud eksisteerida nimetamisväärse kõrgendikuna selleaegses reljeefis.

Lasuvat voronka kihistut iseloomustab samuti suur püsivus kogu vaadeldava profiili ulatuses, kuid tema siseehituses ilmneb ka üsna ühemõtteline muutus. Kihistu alumine,valdavalt kirjuvärvilistest aleuroliitidest ja savidest koosnev sirgala kihistik kahaneb paksuselt kerkestruktuuri suunas, kuna ülemine, valdavalt hästi ümardunud kvartsliivakividest koosnev kannuka kihistik samas suunas pakseneb. Seega ilmneb kihistu võrdlemisi püsiva üldpaksuse taustal selge fatsiaalselt tõlgendatav muutus,mis viitab madalaveeliste tingimuste kestvale püsimisele kerke piirkonnas. Kui sellele lisada etteruttavalt ka informatsioon voronka kihtide iseloomu ja harilikust suurema päevakivisisalduse kohta struktuuri teist nõlva haaraval profiilil, võib küllalt suure kindlusega väita, et kerke uus elavnemine algaski voronka ea algul,olles ilmselt seotud liikumiste üldise inversiooniga kotlini ja voronka ea piiril. Siiski ei saavutanud need liikumised veel kulminatsiooni voronka eal, sest täheldatavad ilmingud setete fatsiaalses pildis on siiski üpris väikesed. Põhiliikumised leidsid aset ju-

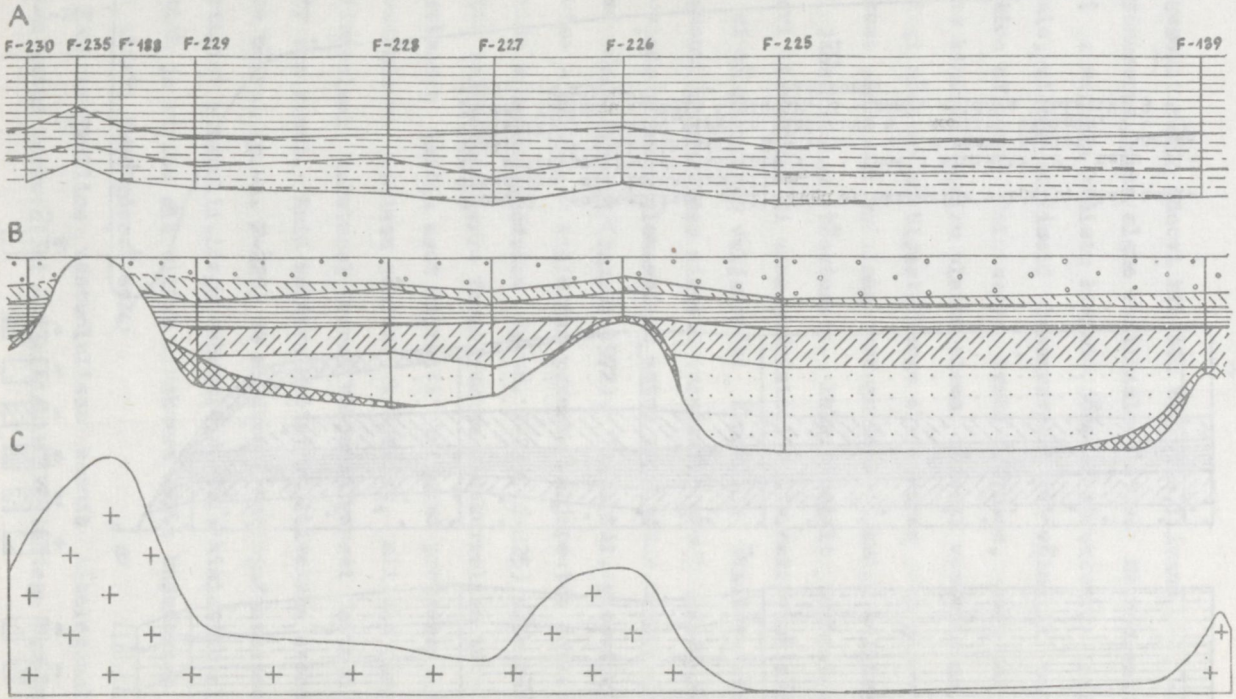
ba hilisvendi regressiooni ja vendi-kambriumi piiri tähistava lünga tingimustes, mil struktuur sedavõrd kõrgele kerkis, et ka teda katnud kotlini ja voronka kihid kerke laelt ära kulutati ja materjal eemale kanti.

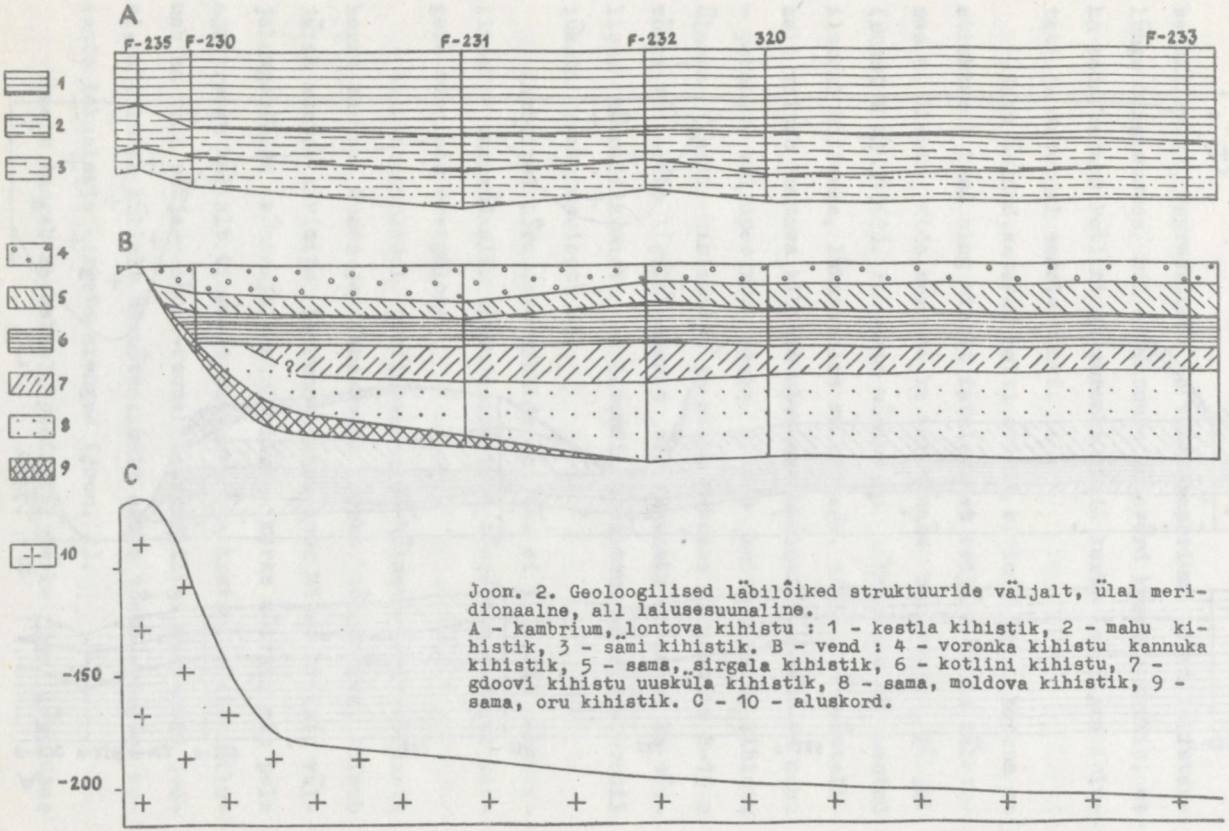
Nagu öeldud, katavad balti seeria kivimid ühtse kehana ka struktuuri laed ning mingit fatsiaalset eripära nende läheduses ei ilmuta, mida märgiti ka varasemate uurimuste põhjal (Вахер и др., 1962). Paksuste mõningane vähenemine on seotud ilmselt hilisema, lükatieelse kulutusega, millele ühemõtteliselt viitab lontova kihistu alumiste kihiatike - sämi ja mahu - paksuste väljapeetus. Seega hõlmas kulutus vaid kihistu ülaosa (kestla kihistiku) ja selle paksuse kahanemine 8-15 m võrra võimaldab ligilähedaselt samasuguseks hinnata ka tõeliste tõusuliikumiste amplituudi kontinentaalsel perioodil lükati transgressiooni eel.

Kambriumi kõrgemate kihtide analüüs ei võimalda vähekvaliteetse puursüdamiku tõttu esile tuua tõepäraseid jooni kergete edasises arenguloos.

Laiusesuunalisel profiilil, mis hõlmab peale Uljaste kerke ka veel Sonda ja Vana-Sonda kerke põhjanõlva, toimub järsk muutus kivimite lasumussuhetes koos mitme kihistu väljalangemisega mõnesaja meetri piires kerke nõlval, mis pole aga praegu küllalt tihedalt puuraukudega kaetud. Siiski ilmneb ka siin põhja——lõuna-suunalise profiiliga sarnaseid jooni, mis lubab küllalt ühemõtteliselt esile tõsta olulisi momente lokaalsete kergete arengus (joon. 2).

Nimelt langeb ka sellel profiilil kerke lae läheduses


A
F-230
F-235
F-188
F-229
F-228
F-227
F-226
F-225
F-139
B
C



Joon. 2. Geoloogilised läbilõiked struktuuride väljalt, ülal meridionaalne, all laiusesuunaline.
A - kambrium, lontova kihistu : 1 - kestla kihistik, 2 - mahu kihistik, 3 - sami kihistik. B - vend : 4 - voronka kihistu kannuka kihistik, 5 - sama, sirgala kihistik, 6 - kotlini kihistu, 7 - gdoovi kihistu uusküla kihistik, 8 - sama, moldova kihistik, 9 - sama, oru kihistik. C - 10 - aluskord.

kõigepealt välja gdoovi kihistu keskmine,liivane osa, millega kompenseerus kerke algne vertikaalamplituud. Et nooremad kotlini ja voronka kihistu kivimid jõuavad struktuuri laele lähemale, ei ole selliseid lasumusvahekordi võimalik seletada kihtide hilisema kulutusega kerke ümbruses, sest sel juhul peaks kihtide leviku ulatus olema täiesti vastupidine. On muidugi mõeldav,et Uljaste kerge eksisteeris juba gdoovi ajal väikese saare või madalama veekogu keskel, kuigi selline oletus jääb esialgu tõestuseta. Ehkki nõrgalt tsementeerunud gdoovi liivakivid ei anna puurimisel informatiivset südamikku, ei täheldata ka väljatoodud šlammi ja üksikute südamiku fragmentide koostises mingeid tunnuseid, mis lubaksid rääkida gdooviaegse saare olemasolust antud piirkonnas,nagu seda oletavad mõned autorid (Вахер, 1972). Vastupidi, gdoovi kihistu ülemise - uuskülа - kihistiku paksuse väljapeetus kerkestruktuuride vahetus läheduses (p.-a. F-229, F-225) näib rääkivat hoopis sellest,et kerke formeerumine aluskorralise tuumaosaga saarekeseks leidis aset kiiresti kulgenud protsessina alles pärast gdoovi kihistu põhiosa kuhjumist, millele järgnenud kotlinieelsel kulutusel varem kuhjunud gdoovi setted kerke laelt ära kanti. Kuid moldova kihistiku liivakeha asendumine kerke nõlval (p.-a. F-229) 14 m paksuse varingufaatsiese sorteerimata mikstoliitidega vahetult uuskülа kihistiku aleuroliitide ja savide all viitab aluskorra kerke kujunemise algusele siiski juba gdoovi eal.

Andmete selline vastuolulisus sunnib tähelepanelikult uurima antud kerkeväljal oru kihistiku kivimitega sarnanevaid

sorteerimata savi- ja liiva-kruusaosakestest koosnevaid mikstoliite. Tõepoolest, nimetatud kivimid esinevad vaadeldava profiili piires kõikide struktuuride nõlvadel (p.-a. F-229, F-226, F-189), kuigi enamasti ei saa ühemõtteliselt tuvastada nende vanust ega ka tekkelist sünkroonsust. Puuraukudes F-229 ja F-189 on kõnealused mikstoliitidid kaetud küll gdoovi kihistu uusküla kihistiku kihtidega, kuid moldova kihistiku puudumine siin võimaldab neid pidada ka märksa nooremaks gdoovi kihistu basaalosast normaalväljal. Veelgi enam, mitmes kohas paiknevad vaadeldavad mikstoliitidid vahetult kotlini savide all (p.-a. F-230, F-226) ning pole sugugi võimatu,et just kotlini transgressiooni eellaine kerke lael oleva aluskorramurendi varingulise või proluviaal-deluviaalse ümberpaigutusena sorteerimata mikstoliitideks kujundas. Seega ei tohiks "oru kihistiku" mikstoliite kergete piirkonnas sugugi vaadelda sünkroonse kivimkehana,vaid pigem teatud geneetilise tüübina, mille kujunemiseks soodsad tingimused tektooniliselt aktiivses rajoonis võisid korduvalt taastuda.

Lasuva kotlini kihistu savikeha on ka vaadeldaval profiilil väga väljapeetud paksuse ja fatsiaalse ilmega, kattes kerkestruktuuride nõlvadel needki alad, kus gdoovi kihistu tüüpilisel kujul puudub. See näitab, et vendi transgressioonimaksimumile vastav kotlini bassein ujutas kindlasti üle ka kõigi Uljaste ümbruskonna kergete laed ning et selle veekogu kujunemise alguseks oli siinne paleoreljeef tasandunud.Konsedimentatsiooniliste tõusupiirkondade olemasolu pole kihistu fatsiaalses pildis tuvastatav. Tuleb aga siiski silmas pida-

da, et savi kuhjumine kotlini basseinis oli kahtlemata kaugtoiteline protsess : settis mitte kohalik settematerjal, vaid väga kaugelt sissekandunud hõljum. Sellele viitavad üheselt nii peenekihilise "laminariitsavi" lasundi enese väljapeetus omanäolise geneetilise tüübina kogu platvormi ulatuses kui ka lasundi otseselt ekraniseeriv toime vahetult aluskorrast pärineva purdmaterjali sattumisele hilisematesse basseinidesse (Pirrus, Rätsep, 1977). Ilmselt oli veemass kotlini basseinis tugevasti stratifitseeritud, mistõttu peen saviaines kandus üle kogu basseini suhteliselt kiiresti pindmist kihti mööda. Pikkamisi sellest transpordikihist läbi vajudes sattusid osakesed kohe rahuliku režiimi tingimustesse, kus settisid üksteisele regulaarselt järgnevaid setteportsjone fikseerides väga väljapeetud peene viirkihilise savilasundina, sõltumata veekogu põhja konkreetsest reljeefist. Mõistagi said veekogu põhja ebatasasused ja selleaegsed liikuvad kerkealad neid katvate kihtide fatsiaalses ilmes kajastuda vaid üksnes erandjuhtudel, mistõttu kerkealade eksisteerimise kohta kotlini eal pole meil praegu piisavalt tõepäraseid andmeid. Vaieldamatu on vaid asjaolu, et need kerked ei saanud ulatuda saarekestena üle veepinna,ilmselt ei küündinud riivamagi veekogude pindmist transpordikihti.Viimase väitega on heas kooskõlas ka ookristunud murenemiskooriku pidev levik vaadeldava laiusesuunalise profiili kõigis osades, sealhulgas kergete nõlvadel paiknevates läbilõigetes, mis viitab üheselt kotlini kihistu pealispinna suurele tasandatusele regressiooniperioodi alguses, järelikult ka kerkestruktuuride kajastumisele

tolleaegses paleoreljeefis.

Erilist tähelepanu väärib antud läbilõikel valgete hästi ümardunud kvartsliivakivide lasumine vahetult aluskorral üsna Uljaste kerke lael (p.-a. P-188). Välistunnustelt on see 9,8 m paksune kivimkeha kõige lähedasem voronka kihistu ülemisele, kannuka kihistikule, erinedes viimasest vaid kõrge tsementatsiooniastme, suurema päevakivisisalduse ja teiseste püriidiilmingute rohkuse poolest. Ka liivakividega vahelduvad kirjuvärvilised aleuroliidid ja savid on lähedased voronka kihistu kivimitele, mistõttu antud kompleksi tervikuna tuleb lugeda vendi, mitte aga lasuvasse kambriumi kuuluvaks. Kui selline interpretatsioon osutub õigeks, siis järeldub sellest, et kotlinijärgse lühiajalise regressiooni ning murenemiskooriku formeerumise järel elustusid kerkeliikumised taas, mis viisid kotlini kihtide kulutamisele kerke laelt ja konsedimentatsioonilise mõjutuse avaldumisele just voronka kihistu kujunemisel. Öeldu on heas kooskõlas ka varem märgitud konglomeraadikihtidega vendi läbilõike ülaosas - kotlini kihistu kirjuvärvilistest aleuroliitidest koosnevas 11,8-m osas - (Вахер и др., 1964), mida praegu kehtiva jaotuse järgi tuleb lugeda voronka kihistusse kuuluvaks.

Kerkestruktuuride edasine areng varakambriumis on vaadeldava profiili analüüsi põhjal täiesti analoogiline eespool tähendatule : balti seeria lontova kihistu katab kõikide kergete laed ja kihistu sisestruktuuris - tema kivimite koostises ega ka kihistike paksustes - ei ilmne mingeid anomaalsusi, mis viitaksid saarte olemasolule selles basseinis. Väga välja-

peetud oma detailideski on ka kihistu basaalne, kõige madalamaveeline osa - sämi kihistik. See näitab, et lontova transgressiooniks oli antud piirkond uuesti tasandunud : struktuuride lagedelt olid selleks ajaks intensiivselt kulutatud kõik kotlini ja ka voronka kihistu setted, üldpaksusega vähemalt 25 m. Sellest järeldub, et Uljaste, Sonda ja Vana-Sonda kergete piirkonnas toimusid intensiivsed tõusuliikumised veel hilisvendi-alamkambriumi vahelise sedimentatsioonilünga perioodil, mis vastab vendi basseini lõplikule regresseerumisele meie alalt.

Lontova kihistu paksuste vähenemine kerke lagedel on seotud nende ülemise osa kulutusega : see leidis aset pärast lasundi moodustumist ja lontovaaegse mere taandumist, kuid kahtlemata enne lükati transgressiooni. Kulutuse maksimumulatuseks võib hinnata puuraugu F-235 andmeil 15 m, mis vastab ligikaudu tõusuliikumiste amplituudile Uljaste kerke võlvil. Seega leidis ka viimane selgesti tajutav positiivne liikumine kambriumis aset jällegi settelünga tingimustes, millega teatavasti kaasnes märgatav struktuurse plaani muutus Põhja-Baltikumi kambriumi setete kujunemisel - peamise vajumisala ümberpaigutumine idast läände (Мардла и др., 1968; Брангулис и др., 1974).

Niisiis, eelkirjeldatud profiilide analüüsist tuleneb mitmeid järeldusi Uljaste-Sonda piirkonna plakantiklinaalide tekke iseärasuste kohta.

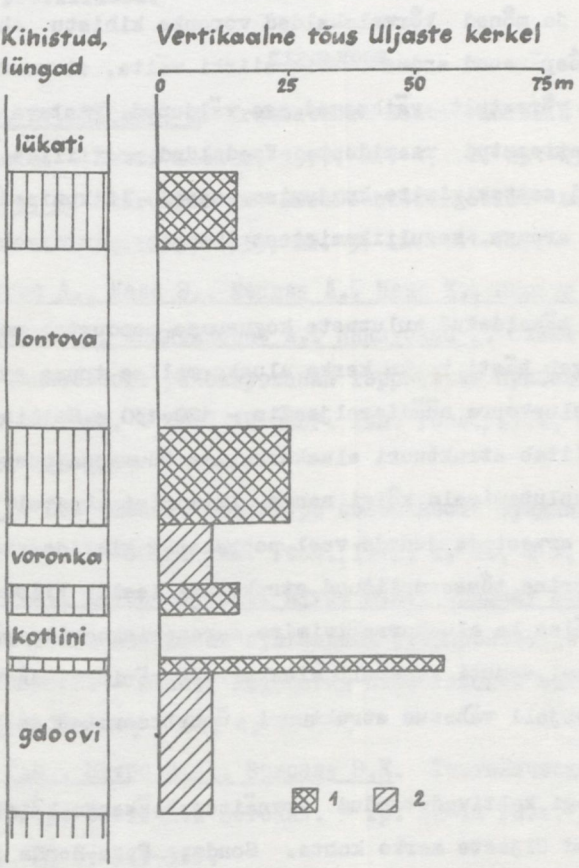
Esiteks torkab silma,et peaaegu kogu tõusuamplituud kerkestruktuuride piires mattus hilisvendi,vähemal määral ka va-

rakambriumi setetesse. Kõrgemates settekivimites kajastuvad struktuurid juba märksa nõrgemal kujul.

Teiseks nähtub, et struktuuride tõus ei olnud vaadeldavalgi perioodil ühtne, vaid jaotus mitmeks eraldi impulsiks.

Kolmandaks selgub, et, vaatamata kerkestruktuuride mitmekordsele elavnemisele vendi ja kambriumi settekivimite moodustumise vältel, konkreetseid konsedimentatsioonilisi nähtusi struktuuri matvates settekivimites peaaegu ei ilmne. Põhiliikumised struktuuridel langevad peamiselt settelünkadele, seega on nad aset leidnud antud ala üldiste tõusuliikumiste taustal, mistõttu nad kajastuvad settekivimites ka üksnes hilisemate kulutuste ja stratigraafiliste põiksuste ilmingutena struktuuri nõlvadel. Iga järgneva settimisperioodi alguseks oli struktuuri pealispind praktiliselt tasandunud ega saanud seetõttu märkimisväärselt mõjutada uute kihtide kujunemist. Seega saame Uljaste struktuuride välja kerkeid nimetada konsedimentatsioonilisteks üsna tinglikult, kõige üldisemas mõttes.

Kui hinnata kõigi kulutusetappide intensiivsust settekehade paksuste kõrvutamise teel struktuuride lael ja normaalväljal, selgub, et intensiivseim tõus - ligikaudu 60 m - leidis Uljaste peastruktuuril aset gdoovi-kotlini piirilõigul. Teine tugevam tõus, amplituudiga 25-30 m, toimus kambriumieelsel perioodil ja kolmas lükatieelsel kuivamaaperioodil, kerkeamplituudiga umbes 10-15 m (joon. 3). Sellest nähtub, et tõusuliikumised vaibusid siin seaduspäraselt nooremate kihtide suunas.



Joon. 3. Tõusuamplituudi jaotus Uljaste struktuuri arengu eri etappidel.
1 - tõusuliikumised lünkade ajal, 2 - konsedimentatsioonilised tõusuliikumised.

Otseselt konsedimentatsiooniliste tõusu ulatuste hindamiseks, mille olemasolule viitavad mikstoliidikihid struktuurinõlvadel ja mõned kõrvalekalded voronka kihistu ehituses, puuduvad tõepärased andmed. Võib siiski väita, et need liikumised olid võrratult väiksemad ega väljunud vastava kihistu paksusega etteantud raamidest. Vaadeldud profiilide põhjal moodustasid settekivimite kuhjumise aegsed liikumised kerkestruktuuri arengu koguliikumistest ilmselt mitte rohkem kui 10-15 %.

Kõigi täheldatud kulutuste kogusumma moodustab umbes 125 m, mis langeb hästi kokku kerke aluskorralise tuuma suhtelise kõrgusega aluskorra nüüdisreljeefis - 120-130 m.Selline ühtelangevus viitab struktuuri aluskorralise tuumaosa enese tähtsusetule kulutamisele kõigi nende liikumiste kestel (isegi siis, kui arvestada juurde veel nooremates kihtides täheldatav 20-meetrine tõusuamplituud struktuuri lael). Viimasega on heas kooskõlas ka aluskorrakivimite murenemiskooriku säilimine kerke lael,samuti vahetult aluskorrast pärineva jämedapurrulise materjali vähesus struktuuri ümbritsevates settekivimites.

Mõistagi kehtivad toodud arvnäitajad üksnes kõige paremini uuritud Uljaste kerke kohta. Sonda, Vana-Sonda ja Nüri kerke kohta pole veel piisavalt puurmaterjali, mistõttu nende struktuuride arengupilt tuleb täpsustamisele tulevikus. Tõenäoliselt ei too edasised uuringud siiski suuri korrektiive struktuuride arenguloo tõlgendamise põhimõttelistesse seisukohtadesse, mida oli võimalik eespool esile tuua settekomp-

leksi vanimate kihtide ehituse ja iseloomu jälgimisel kirjeldatud profiilides.

KIRJANDUS

Pirrus, E., Rätsep, M. Kruusaterad Eesti vanimais settekivimeis. - Eesti Loodus, 1977, nr. 4, lk. 231-234.

Reinwald, I. Störungen im Brennschiefergebiet Estlands. - Tehnika Ajakiri, 1935, nr. 9, lk. 161-165.

Брангулис А., Кала Э., Мардла А., Менс К., Пиррус Э., Сакалаускас В., Фридрихсоне А., Янкаускас Т. Схема структурно-фациального районирования территории Прибалтики в венде и кембрии. - Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 1974, т. 23, № 3, с. 218-225.

Вахер Р. Современная структура поверхности фундамента Эстонии. - Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 1972, т. 21, № 3, с. 236-244.

Вахер Р.М., Куускалу Т.И., Пуура В.А., Эрисалу Э.К. О геологическом положении сульфидных рудопроявлений в районе Ульясте. - В кн.: Литология палеозойских отложений Эстонии. Таллин, 1964, с. 32-53.

Вахер Р.М., Пуура В.А., Эрисалу Э.К. Тектоническое строение Северо-Восточной Эстонии. - Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1962, т. X, с. 319-335.

Мардла А.К., Менс К.А., Кала Э.А., Каяк К.Ф., Эрисалу Э.К. К стратиграфии кембрийских отложений Эстонии. - В кн.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс, изд-во "Минтис", 1968, с. 22-32.

Менс К., Пиррус Э. Древняя кора выветривания ляминаритовых глин на Северо-Западе Русской платформы. I. Распространение, морфология и зональность строения. – Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 1969, т. 18, № 4, с. 385-391.

Менс К., Пиррус Э. Древняя кора выветривания ляминаритовых глин на Северо-Западе Русской платформы. II. Характеристика химико-минералогических изменений и условия образования. – Изв. АН ЭССР. Хим.Геол., 1970, т.19, № 1, с.84-89.

Пуура В.А., Кала Э.А. Плакантиклиналы Северо-Восточной Эстонии. – В кн.: Локальные структуры Белоруссии и Прибалтики. Вильнюс, 1978, с. 29-31.

О ФОРМИРОВАНИИ СОНДАСКОЙ И УЛЬЯСТЕСКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОДНЯТИЙ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЭСТОНИИ НА ОСНОВЕ АНАЛИЗА ВЕНДСКОГО И КЕМБРИЙСКОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

К. Менс, Э. Пиррус, В. Пуура

Резюме

Путем анализа вендо-кембрийского разреза по двум геологическим профилям, пересекающим главные плакантиклинали в данном районе (рис. I), выявляется развитие этих структур на ранних этапах их формирования. Подтверждается ранее известное положение о том, что основная амплитуда тектонического поднятия компенсируется поздневендскими отложениями; отложения балтийской серии раннего кембрия без какого-либо фациального отклонения перекрывают своды всех обнаруженных в данном районе структур (рис. 2). Однако устанавливается, что поднятие блоков фундамента в ядрах этих структур – процесс неодноактный, что

состоит он из отдельных, весьма кратковременных эпох, разделенных периодами относительного тектонического покоя (рис. 3). Наибольший рост структуры - около 60м - имел место в конце гдовского времени, 25 - 30 м - в конце венда или в начале кембрия (до трансгрессии лонтоваского моря), около 10 - 15 м - в перерыве между отложением лонтоваской и люкатиской свит кембрия. В большинстве случаев росту структуры сопутствовал размыв накопившихся ранее отложений,о чем свидетельствует выклинивание ряда подразделений в направлении сводов структуры. Фациальные аномалии, указывающие на конседиментационное в узком смысле развитие структуры, выражены слабо. Они отмечаются только при наличии фации микстолитов на разных уровнях разреза до накопления котлинских глин и сравнительно слабо - в гранулометрическом составе воронковской свиты.

ON THE FORMATION OF LOCAL STRUCTURES OF THE ULJASTE AREA IN THE VENDIAN AND CAMBRIAN

K. Mens, E. Pirrus, V. Puura

Summary

In north-eastern Estonia, near Lake Uljaste, some local highs (plain-type folds) established previously (Reinwald, 1930, etc., 7) have been studied on the basis of numerous boreholes (Fig. 1).

The present paper summarizes the data obtained by the examination of the Vendian and Cambrian deposits in the boreholes.Information about the stratigraphic completeness,structure and lithological composition of the Vendian and Cambrian

sequences was used for the explanation of the formation of structures during these periods.

On the basis of the data obtained (Fig. 2),the elevation of basement blocks and the formation of structures was not a single phenomenon but occurred repeatedly. The upliff was more intensive in the Vendian than in the Cambrian and subsided in the following period (Fig. 3).

The lithofacial features of stratigraphical units, the members, are similar, both in respect to the deposits on the slopes of the structures as well as to the adjacent area. It can be concluded that before the sedimentation of the next depositional unit, the former one was denuded and the relief peneplained. The riding of basement blocks took place mainly during the intervals of sedimentation which coincided with the tectonic activity of the region.

HAANJA-MÕNISTE STRUKTUURI ARENGUST VENDI JA KAMBRIUMI LÄBILÕIGETE ALUSEL

K. Mens

Haanja-Mõniste aluskorraline kerge moodustab Lokno-Valmiera valli Eesti NSV piiridesse jääva osa, haarates osaliselt selle struktuuri lae ja põhjanõlva.

Lokno-Valmiera valli ehitus, tekkeaeg ja arengulugu on juba aastaid olnud elava diskussiooni objektiks. Peatumata pikemalt üksikute uurijate seisukohtadel nendes küsimustes, märgime vaid, et jämedates joontes võib neid grupeerida kaheks.

Ühtede autorite järgi (Гейслер, 1956; Кудрявцев, 1960; Каяк, 1962; Паасикиви, 1966) koosneb Lokno-Valmiera vall üksikutest kergetest (Lokno, Haanja, Mõniste, Valmiera), mis on üksteisest eraldatud submeridionaalsete nõgudega. Kogu valli areng toimus konsedimentatsiooniliselt alates hilisvendist, kui vaadeldaval alal algas pealiskorra formeerumine, kuni keskdevonini, millal struktuur saavutas enam-vähem tänapäevase kuju. Selle kontseptsiooni põhjalik argumentatsioon on antud L. Paasikivi 1966. aastal publitseeritud töös.

Teiste uurijate (Котлуков, Митгарц, 1955; Инданс, 1960, 1962; Каплан, Хазанович, 1969) arvates kujutab Lokno-Valmiera vall ühtset, 100 km ulatuses laiusesuunaliselt levivat positiivset struktuuri Balti kilbi nõlva lõunapiiril. Struktuur

tekkis aluskorraliste plokkide intensiivsel tõusul, kaledoonilise tektoonilise etapi lõppfaasil. A.Kaplan ja K.Hazanovits, lähtudes puurimisel saadud uuematest andmetest, leidsid, et struktuuri piirkond oli haaratud tõusuliikumistest põhiliselt kahel korral: vara- ja keskkambriumi ning vara- ja keskdevoni piiril. Muul ajal kulges struktuuri areng sarnaselt ümbritseva alaga.

Praegusajaks laekunud sügavpuurimise materjalid, struktuuri katvate vendi ja kambriumi kihtide mineraloogilise analüüsi andmed ning nende võrdlemine naabruses asuvate normaalvälja puursüdamike vastavate materjalidega lubavad teha täiendusi eespool refereeritud seisukohtadele. Käesoleva artikli faktiline materjal on põhiliselt pärit ENSV territooriumilt ja selle on Eesti vendi ja kambriumi ladestute uurimise käigus osaliselt kogunud autor ise. Samuti on kasutatud L.Paasikivi ja K.Kajaku aruannetes toodud Kagu-Eesti puursüdamike kirjeldusi ning neile lisatud analüütilisi andmeid mineraloogilise koostise kohta.

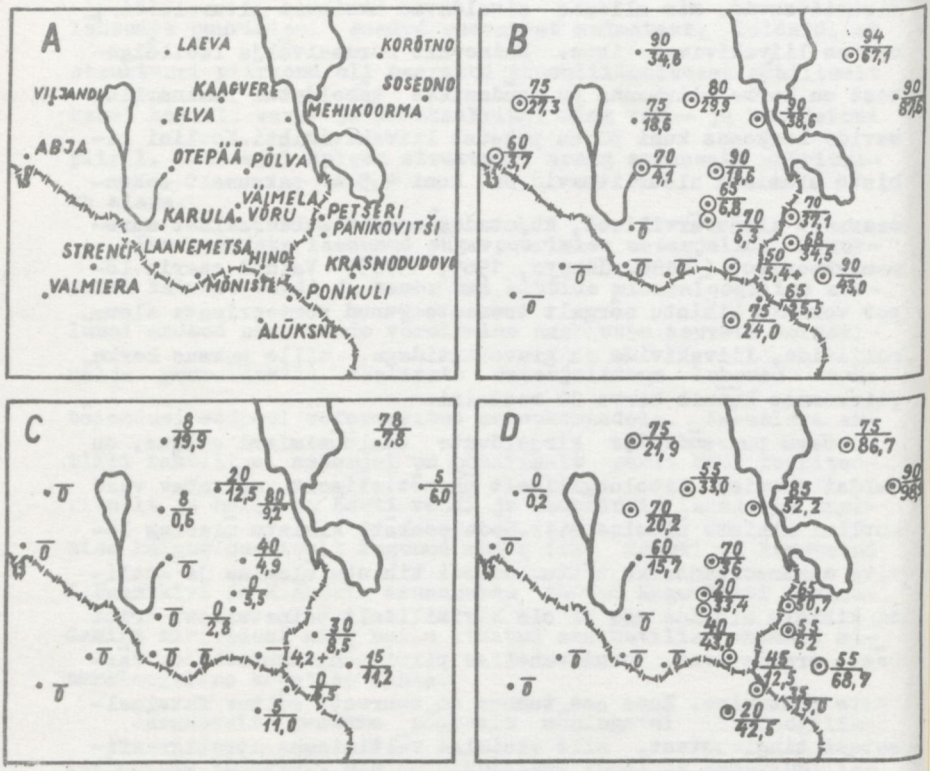
Järgnevalt peatume põgusalt mõningatel litoloogilise iseloomuga andmetel, mis on tüüpilised vendi ja kambriumi ladestutele kogu vabariigi territooriumil, märkides ära kerkealal esinevad suuremad erinevused. Liivi seeria setteid ei iseloomustata, sest need, erinevalt Põhja- ja Lääne-Eestist, vabariigi kaguosas ei levi.

Vanim pealiskorra kihtide kompleks kuulub hilisvendi valdai seeriasse. Viimase allosas asuv gdoovi kihistu on esindatud kirjuvärviliste liivakivide, aleuroliitide ja savidega.

Neile järgnevad kotlini kihistu hallivärvilised viirkihilised aleuriitsavid, mis allosas sisaldavad üksikuid aleuroliidi-, harvem liivakivivahekihte. Erinevalt normaalvälja läbilõigetest on kerke piirkonna puursüdamikes täheldatud laminariitsavide keskosas kuni 30 cm paksust liivakivikihti. Kotlini kihistu ülemised aleuriitsavid on kuni 4,5 m paksuselt sekundaarselt kirjuvärvilised, kujutades endast subaeraalset murenemiskoorikut (Менс, Пиррус, 1969, 1970). Valdai seeria lõpeb voronka kihistu nõrgalt tsementeerunud sorteerimata aleuroliitide, liivakivide ja graveliitidega, mille paksus kerke piirkonnas küünib harva 10 meetrini.

Nagu puursüdamike kirjelduste analüüsimisel selgus, on valdai seerias litoloogiliselt ühemõtteliselt märgatav vaid kotlini kihistu ülemine piir. Seda eeskätt kihistu ülaosas leviva murenemiskooriku tõttu. Gdoovi kihistu ülemine ja kotlini kihistu alumine osa ei ole kivimiliselt teineteisest eriti hästi eraldatavad, nendevahelise piiri põhitunnuseks on värvuste muutumine. Kuna see tunnus on suuresti sõltuv fatsiaalsetest tingimustest, siis eksimise vältimiseks stratigraafilisel liigestamisel on paksuste jälgimiseks gdoovi ja kotlini kihistut vaadeldud kerke piirkonnas ühtse settekehana (joon. 1, D).

Kambriumi ladestu on Kagu-Eestis esindatud balti seeria, vaki ja paala kihistuga (Решения ..., 1978). Balti seeriast, nagu näitasid Mehikoorma, Petseri ja Otepää puursüdamike proovide mikropaleontoloogilised analüüsid, esineb ainult lontova lade, moodustades vaadeldaval alal lontova kihistu. Viimase



Joon. 1. Puuraukude asukohad (A), lontova kihistu (B), voronka kihistu (C) ja gdoovi-kotlini settekeha (D) paksused (nimetajas) ning gavidesisaldus (lugejas). Ring puurauku tahistava koha ümber näitab murenemiskooriku olemasolu vastava settekeha lasumis.

allosa koosneb liivakivide ja savide vahelduvast kompleksist, kuna kõrgemal järgnevad ühtlasemad aleuriitsavid. Viimaste osatähtsus kihistu ehituses kerkealal on suhteliselt väike: nad haaravad harva üle poole kihistu läbilõikest. Savid on valdavalt rohekashallid, sisaldavad hulgaliselt aleuriitseid osakesi ja kuuluvad mahu kihistikku. Kestla kihistiku kivimid enamasti selles piirkonnas puuduvad (kihistike eristamise kriteeriume vt. Менс, Пиррус, 1977). Balti seeria basaalkihtideks on sageli nõrgalt tsementeerunud, puurimisel purunevad liivakivid nagu lamavad voronka kihistu omadki ning kambriumi ja eelkambriumi piiritlemine puursüdamike järgi on vaadeldaval alal küllaltki tinglik. Lontova kihistu ülemine piir on üsna markantne tänu seal levivale murenemiskoorikule.

Balti seeriast nooremate stratonite - vaki ja paala kihistu - omavaheline piiritlemine, samuti nende eraldamine ordoviitsiumi pakerordi lademest on raskendatud neid moodustavate liivakivide ja jämedateraliste aleuroliitide nõrga tsementatsiooni tõttu (šlammistumine puurimisel). Samuti tuleb Baltimaade stratigraafilises skeemis ümber hinnata kambriumi ja ordoviitsiumi piiri asukoht Kagu-Eestis, sest mikropaleontoloogiliste uurimistega on näidatud petseri kihtide kuuluvus hiliskambriumisse (Волкова и др., 1981).

Kui kanda Haanja-Mõniste piirkonna ja tema naaberalade gdoovi-kotlini koondsettekeha, voronka ja lontova kihistu paksused skeemile (joon. 1, B-D) ning pidada silmas, et valdai ja balti seeria paksus Ida-Euroopa platvormi loodeosas väheneb idast läände, selgub, et lokaalne paksuste vähenemine

kerke-lae suunas on selgelt jälgitav kõigil kolmel settekehal, eriti kerke põhja- ja idanõlval, alates Otepää-Põlva joonest.

Kahjuks ei saa gdoovi-kotlini, voronka ja lontova ea setete õhenemise põhjal kerke lae suunas veel kindlalt väita, et Haanja-Mõniste piirkonna paleotektooniline režiim erines juba nende setete kuhjumise ajal kogu platvormi loodeosa omast. Paksuste vähenemine võib olla seotud ka nende setete intensiivsema kulutusega settelünkade ajal, mis regionaalselt on jälgitavad nii kotlini ja voronka kui ka voronka ja lontova piiril. Kui jälgida aga ülemvendi ja alamkambriumi esimese poole setete kivimilist iseloomu, selgub, et kerge oli tõenäoliselt olemas või hakkas kujunema gdoovi eal. Nii koosnevad gdoovi-kotlini, voronka ja lontova kihistud kõigil juhtudel kerke lae läbilõigetes jämedamateralistest kivimitest kui nõlvadel. Viimased omakorda on jämedamateralised kui läheduses asetsevad normaalvälja läbilõiked (joon. 1, B-D). Muidugi võib seletada liivakivide ja aleuroliitide suuremat sisaldust üksikute stratonite ülemiste ja tavaliselt ka peenemateraliste kihtide denudatsiooniga. Eitamata märgitud asjaolu, tuleb siiski tunnistada, et voronka kihistus on kerke piirkonnas graveliitide ja lontova basaalkihtides liivakivide osatähtsus suurem kui samaaegsetes tasemetes normaalvälja läbilõigetes. Märgitud tunnused kivimilises koostises näitavad, et kerkeala piirkonnas pidi olema saar või madal, mis andis ümbritsevasse basseini sellisel hulgal jämedapurrulist materjali. Purdmaterjali kohalikule toiteallikale viitab ka kruusa- ja liiva-

terade väga nõrk kulutusaste.

Niisiis, valdai ja balti seeria setete paksuse ja lõimise alusel võib öelda, et Haanja-Mõniste struktuuri piirkonnas oli sellal lokaalne kerkeala,mis mõjutas sette kuhjumise hüdrodünaamilisi tingimusi struktuuri vahetus läheduses. Ei saa siiski jätta rõhutamata kerkeala reljeefi ilmset tasandumist mõlema suure savikeha - kotlini ja lontova kihistu - formeerumise lõpp-perioodiks.

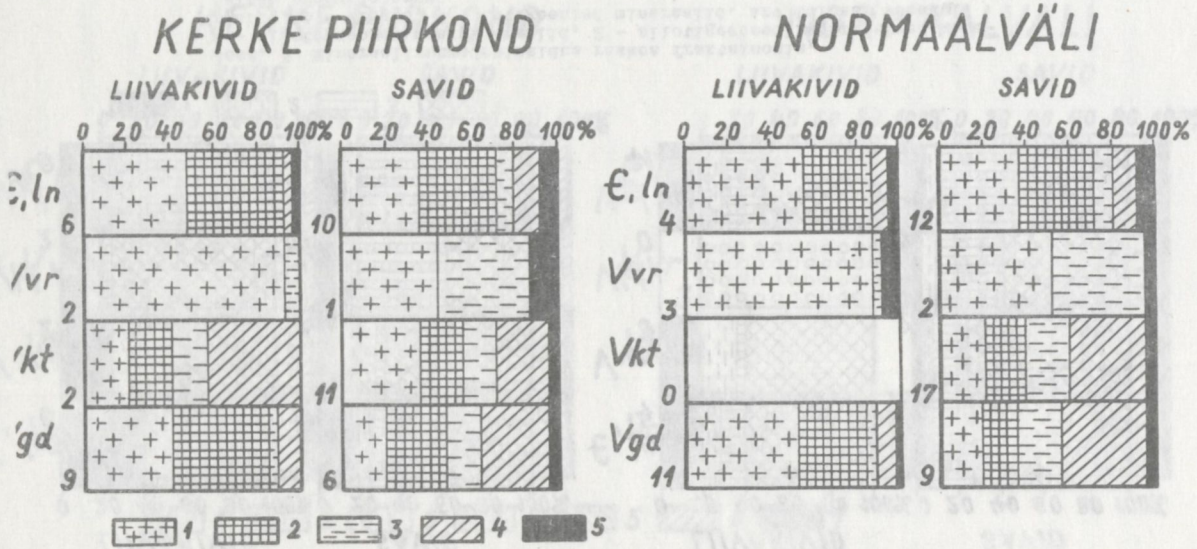
Seda näitab ilmekalt kotlini ja lontova kihistu ülaosas paljudes läbilõigetes säilinud, hästi väljakujunenud murenemiskoorik, mis aineliselt koostiselt ja ehituselt ei erine naabruses oleva normaalvälja murenemiskoorikust (Менс , Пиррус, 1969, 1970). See viitab ühemõtteliselt struktuuri piirkonna ja naaberalade peneplaanistumisele enne murenemiskoorikute teket. Ühtlasi näitab murenemiskoorikute hea säilivus ja suurel alal jälgitav ühtlane ehitus, et murenemiskoorikute kujunemise ajal ega ka enne järgnevate settekehade (voronka ja vaki) kuhjumist ei olnud tõusuliikumisi. Teisiti ei ole võimalik seletada suhteliselt õhukeste murenemiskoorikute säilimist mõlema savikeha pealispinnal nii struktuuri kui ka normaalvälja piires.

Milline oli paleotektooniline režiim Kagu-Eestis liivi eal ja sellele järgnenud kambriumi ajalõikudel, selle üle on olemasoleva materjali põhjal raske otsustada. Lisaks eespool märgitud segavale asjaolule - kambriumi ja ordoviitsiumi piirikihtide šlammistumisele puurimisel - tuleb veel arvestada vaki ja paala kihtide paksuste suurt muutlikkust olenevalt

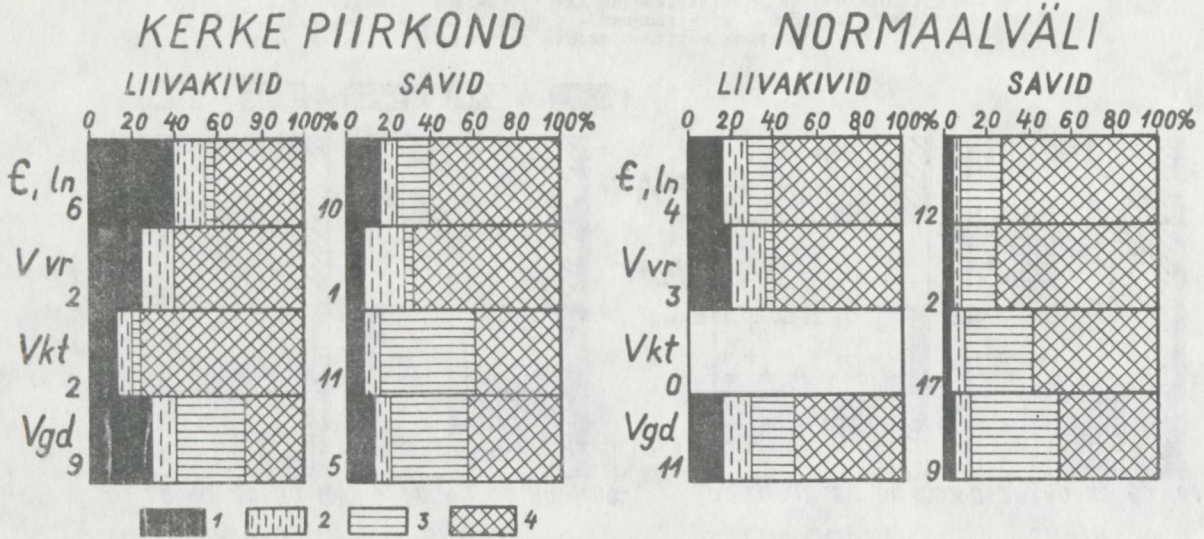
ordoviitsiumieelse kulutustaseme erinevast sügavusest. Mõlemad asjaolud takistavad nende settekehade kasutamist struktuuri arenguloo selgitamisel.

Selgesti on täheldatav kerge struktuuri piirkonnas kas saare või madalana hilisvendi ja varakambriumi basseinides, kui jälgida vastavate kivimite mineraloogilist koostist. Kerkepiirkonna vendi ja alamkambriumi mineraloogiline iseloomustus põhineb Petseri, Põlva, Võru ja Väimela puursüdamiku analüüside andmetel. Mineraloogilise koostise võrdlemiseks normaalvälja omaga on kasutatud Laeva, Kaagvere ja Palamuse puursüdamiku analüüse. Mineraalidesisalduse tiheda seose põhjal kivimite granulomeetrilise koostisega on mineraalide keskmised väärtused stratonite jaoks arvutatud eraldi liivakivide ja savide kohta (joon. 2, 3, 4). Aleuroliitide kohta eraldi keskmisi väärtusi ei arvutatud, sest nende osatähtsus vendi ja alamkambriumi läbilõike ehituses vaadeldaval alal ei ole eriti suur ja mõne stratoni koostises puuduvad nad täiesti. Selle tõttu on käesolevas artiklis liivakivideks loetud need kivimid, mille granulomeetrilises koostises on valdavad osakesed läbimõõduga üle 0,05 mm, ja savideks need, mille koostises on ülekaalus peene aleuriidi (0,05–0,01 mm) või peliidi (< 0,01 mm) osakesed. Mineraloogiliselt analüüsiti eelnevalt bromoformis kergeteks ja rasketeks mineraalideks separeeritud jämeda aleuriidi osakesi (0,1–0,05 mm).

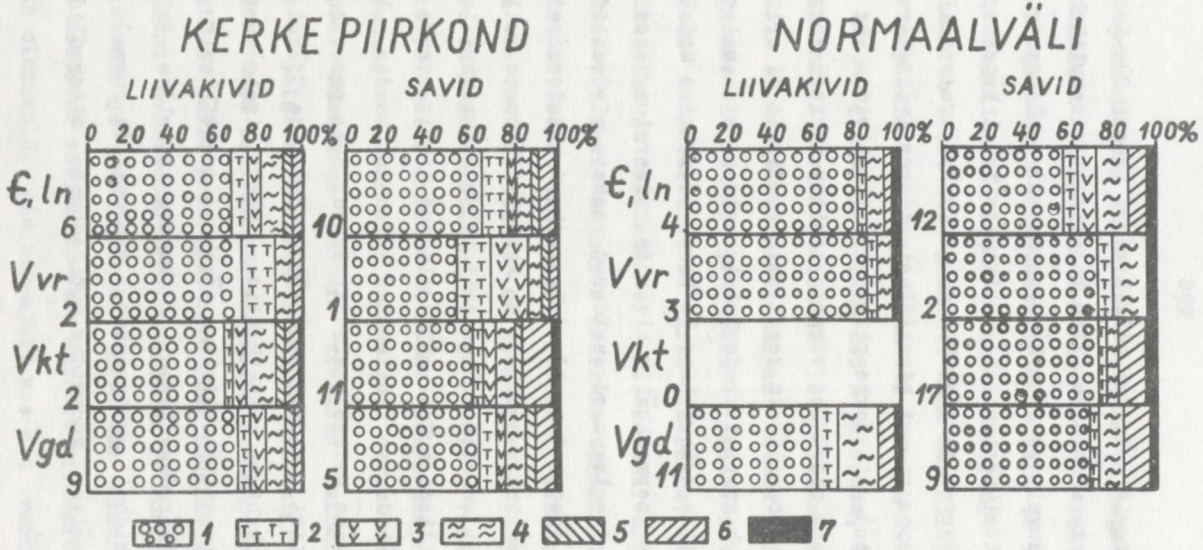
Võrreldes omavahel kerkepiirkonna ja normaalvälja samaealiste settekehade mineraloogilist koostist, näeme, et juba kivimit moodustavate mineraalide suhtvahekorrad erinevad, mis



Joon. 2. Kerge fraktsiooni mineraloogiline koostis.
1 - kvarts, 2 - paevakivid, 3 - muskoviit, 4 - biotiidirühma mineraalid,
5 - autigeensed mineraalid. Arv tulbast vasakul näitab proovide arvu.



Joon. 3. Mineraalirühmadesisaldus raskes fraktsioonis.
1 - allotigeensed maakmineraalid, 2 - allotigeensed läbipaistvad mineraalid, 3 - vilgud, 4 - autigeensed mineraalid. Arv tulbast vasakul näitab proovide arvu.



Joon. 4. Raske fraktsiooni allotigeensete läbipaistvate mineraalide suhtvahekorrad.
1 - tsirkoon, 2 - turmaliin, 3 - granaat, 4 - Ti-mineraalid, 5 - moondekivimilise paritoluga mineraalid, 6 - ebastabiilsed mineraalid, 7 - ülejaanud. Arv tulbast vasakul naitab proovide arvu.

on eriti selgelt jälgitav liivakividel (joon. 2). Kerke piirkonna kivimite mineraloogilise koostise iseloomulikuks jooneks on tunduvalt madalam küpsusaste kui samaaegsetel ja sama tüüpi kivimitel normaalväljal. Kivimite madal küpsusaste avaldub peale kvartsi ja päevakivide suhtvahekorra sageli ka suhteliselt suures pruuni biotiidi sisalduses (välja arvatud voronka kihistu) nii kerke piirkonna liivakivides kui ka savides. Nende kahe piirkonna voronka kihistu kivimid kerge fraktsiooni mineraloogiliselt koostiselt oluliselt ei erine. Erinevus avaldub kvartsiterade kulutusastmes, mis analoogiliselt jämedapurrulise materjaliga on kerke piirkonnas madal. Kerke piirkonna ja normaalvälja kivimite mineraloogilise koostise veel suuremad erinevused avalduvad raskete mineraalide assotsiatsioonis (joon. 3 ja 4). Juba raske fraktsiooni mineraalide rühmalised suhtvahekorrad on kerke piirkonnas küllalt omanäolised. Nii on siin suhteliselt palju maakmineraale (joon. 3), mida sellisel hulgal on täheldatud ainult samade settekehade rannalähedastes tingimustes kujunenud osades. Maakmineraalide rühmast esineb peale ilmeniidi igas proovis ka mõni tera magnetiiti, mida normaalvälja proovide järgi on teada vaid gdoovi kihistu basaalkihtides. Samuti iseloomustab kerke piirkonna ilmeniite suhteline värskus: praktiliselt puuduvad leukokseenilaikudega terad. Leukokseenisisaldus (mis loetud raske fraktsiooni autigeensete mineraalide rühma) on kerke piirkonnas väike, küündides autigeensete mineraalide rühmas harva 20 %-ni.

Raskete allotigeensete läbipaistvate mineraalide koostis

on polükomponendiline, kusjuures vaadeldavas rajoonis ja kogu alal on kindlalt valdav tsirkoon (joon. 4). Peale tsirkooni esineb peaaegu kõigis proovides ka turmaliini ja Ti-mineraale (rutiili, titaniiti või nende porsunud erimeid). Kerke piirkonnas lisandub neile veel granaat, kuna normaalväljal on see mineraal tüüpiline lisand vaid lontova kihistu kivimites. Tavaliselt kõigub granaadisisaldus 2-5 % piirides, kuid kotlini kihistu laminariitsavidevahelistes liivakivides võib ta sisaldus selle rühma mineraalide hulgas tõusta kuni 40 %-ni. Lisaks granaadile esineb praktiliselt igas kerke piirkonna proovis veel moondekivimitest pärit mineraale, nagu staurolliiti, disteeni ja sillimaniiti, mis normaalvälja proovides kas puuduvad või esinevad harva üksikute teradena. Omapärane on ka ebastabiilsete mineraalide loetelu. Lisaks kogu vabariigis ja terves läbilõikes esinevatele amfiboolidele ning epidoodile on kerke piirkonna kivimiproovides veel hüpersteeni, mille prismalised terad on mööda lõhenemispindu keskmiselt porsunud.

Eespool nimetatud omapära kivimite mineraloogilises koostises on jälgitav Otepää-Põlva jooneni, kuigi kerke laest eemaldumisel need iseärasused nõrgenevad. Kaagvere ja Laeva puursüdamikust pärit proovides neid enam täheldatud ei ole.

Märgitud erinevused kerke piirkonna ja normaalvälja vahel hilisvendi ja varakambriumi kivimite mineraloogilises koostises näitavad autori arvates küllalt veenvalt aluspõhjalise kerke olemasolu, mis aeg-ajalt vee alt vabanedes andis täiendavalt purdmaterjali tolleaegsete setete kujunemiseks.

Nagu selgus selle piirkonna aluskorra puursüdamike uurimisel, on siin laialt levinud nõrgalt porsunud gneisid, nende hulgas ka biotiidi-hüpersteeni-ortoklassi ja biotiidi-ortoklassi erimid (Куусналу, Ванамб, Утсал, 1971).

Olemasoleva analüütilise materjali andmeil settimispilt tõenäoliselt ühtlustus alates aiscïai seeria setete kuhjumisest ja läbilõigete uurimisel saadud litoloogilis-mineraloogiliste näitajate järgi kerkeala kivimid ei erinenud ümbritseva ala omadest märkimisväärselt ka pakerordi eal.

Esitatud materjali summeerimisel võib täienduseks varasematele seisukohtadele Lokno-Valmiera valli tekke kohta hilisvendis ja varakambriumis väita järgmist.

1. Haanja-Mõniste struktuuri tänapäevane tõusuamplituud ei kujunenud ühekorraga, vaid see protsess jaotus mitmeks eri impulsiks.

2. Struktuuri aluskorraline tuumaosa moodustas tõenäoliselt juba alates settekompleksi kuhjumisest aeg-ajalt saareks muutunud kerke, mis allus kulutusprotsessidele nii gdoovi, kotlini, voronka kui ka lontova eal, mõjutades setete lõimist ja ka mineraloogilist koostist võrdlemisi ulatuslikul alal basseini selles osas.

3. Kotlini ja lontova ea lõpul allus kerkeala regionaalsetele tõusuliikumistele ning neile järgnenud platvormi kogu loodeosa peneplaanistumisele. Sellele viitab kotlini ja lontova kihistu ülaosas leviva murenemiskooriku sarnane ehitus ja väljapeetud levik nii normaalvälja piires kui ka struktuuri nõlvadel.

KIRJANDUS

Волкова Н., Каяк К., Менс К., Пиррус Э. Новые данные о переходных слоях между кембрием и ордовиком на востоке Прибалтики. - Изв. АН ЭССР. Геол., 1981, т. 30, № 2, с. 51-55.

Гейслер А.Н. Новые данные по стратиграфии и тектонике нижнего палеозоя северо-западной части Русской платформы. - В кн.: Материалы по геологии Европейской территории СССР. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 14. М.,Госгеолтехиздат,1956, с. 174-184.

Инданс А.П. Тектоника. - В кн.: Геология СССР, т. XXXУШ. Латвийская ССР. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 119-135.

Инданс А.П. Тектоническая структура Латвии и ее развитие в палеозое. Рига, изд-во АН Лавт.ССР, 1962, 176 с.

Каплан А.А., Хазанович К.К. К вопросу об истории тектонического развития Локновского поднятия. - В кн.: Вопросы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии.Рига, "Зинатне", 1969, с. 101-113.

Каяк К.Ф. К геологии Юго-Восточной Эстонии (по данным глубокого бурения). - В кн.: Геология палеозоя.Тр.Ин-та геол. АН ЭССР, т. X, 1962, с. 33-40.

Котлуков В.А., Митгарц Б.Б. Структурно-тектонические особенности северной части Прибалтики в пределах листа О-35 (опыт составления комплексных структурных карт м-ба 1: 1 000 000). М., Госгеолтехиздат, 1955, 54 с.

Кудрявцев Н.А. Тектоника. - В кн.: Геология СССР, т. ХХУШ, Эстонская ССР. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 194-202.

Куускалу Т., Ванамб В., Утсал К. О минералогии коры выветривания кристаллического фундамента Эстонии. – Тр. по геологии УI. Уч. зап. Тартуск. гос. ун-та, I97I, т. 286, с. 52-I63.

Менс К., Пиррус Э. Древняя кора выветривания ляминаритовых глин на Северо-Западе Русской платформы. I. Распространение, морфология и зональность строения. – Изв.АН ЭССР. Хим. Геол., I969, т. ХУШ, № 4, с. 385-39I.

Менс К., Пиррус Э. Древняя кора выветривания ляминаритовых глин на Северо-Западе Русской платформы. II. Характеристика химико-минералогических изменений и условия образования. – Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., I970, т. I9, № I,с. 84-89.

Менс К.А., Пиррус Э.А. Стратотипические разрезы кембрия Эстонии. Таллин, "Валгус", I977, 70 с.

Паасикиви Л.Б. Геологическое строение и история развития Хаанья-Локновского и Мынистеского поднятий. – В кн.: Вопросы разведочной геофизики, вып. 5. Л., "Недра", I966, с. 86-97.

Решения Межведомственного регионального стратиграфического совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Прибалтики, I976 г. Л., I978, 86 с.

О РАЗВИТИИ ХААНЬЯ-МЫНИСТЕСКОГО ПОДНЯТИЯ В ВЕНДЕ И КЕМБРИИ

К. Менс

Резюме

Находящаяся в пределах Эстонской ССР часть Валмиерско-Локновского вала рассматривается в данной статье как Хаанья-Мынистеское поднятие. Судя по мощностям верхневендских и нижнекембрийских отложений, а также по их литологическим характеристикам (рис. I), можно заключить, что район поднятия уже начиная с момента формирования осадочного чехла отличался повышенной тектонической активностью по сравнению со смежными участками.

Сравнивая данные минералогического анализа крупноалевритовой фракции (0,I - 0,05 мм) пород венда и кембрия района поднятия и соседних участков, можно выявить ряд различий (рис. 2, 3, 4). Так, малоустойчивых минералов больше содержат породы района поднятия, чем породы нормального поля (рис. 2). В составе минералов тяжелой фракции (уд. в. $>2{,}89$ г/см^3) в породах поднятия почти всегда присутствуют такие минералы, которые в породах нормального поля либо встречаются спорадически в виде единичных зерен, либо приурочены к определенным стратиграфическим подразделениям (магнетит, гранат, ставролит, дистен, гиперстен, силлиманит).

На основе этих данных предполагается, что в районе поднятия в валдайское и балтийское время периодически существовал остров, сложенный метаморфическими породами, послужившими дополнительным источником кластогенного материала для отложе-

ний венда и кембрия.

ON THE DEVELOPMENT OF THE HAANJA-MÕNISTE HIGH IN THE VENDIAN AND CAMBRIAN

K. Mens

Summary

The Haanja-Mõniste High belongs to the Valmiera-Lokno tectonic rampart.

The thickness of Vendian and Early Cambrian deposits and their lithological-facial features (Fig. 1) indicate that the formation of the high has been a continuous process during the Vendian and Cambrian, and also lasted in the following periods in the Early Paleozoic.

The mineralogical characteristics of Vendian and Cambrian rocks and their comparison with deposits of the high region (two left columns) and those of the adjacent area (two right columns) are given separately for sandstones and claystones (Figs 2–4). The content of light minerals is presented in Fig. 2 and that of heavy minerals in Fig. 3. The relations of minerals in the group of transparent allothigenous heavy minerals are shown in Fig. 4.

Noticeable differences have been stated in the mineralogical composition of these two areas. The characteristic features of the Vendian and Cambrian deposits are the occurrence of magnetite, staurolite, hypersthene, sillimanite and disthen among the heavy minerals as well as the low index of maturity.

These features, together with the subangular shape of the grains of allothigenous minerals, suggest that the high occurred periodically as a local source of terrigenous material.

ALUSKORRA ERINEVATE KIVIMIKOMPLEKSIDE KAJASTUMINE SETTEKOMPLEKSI BASAALKIHTIDE MINERALOOGIAS (TAPA ARHAIKUMI PLOKI NÄITEL)

M. Konsa

Käesoleva töö eesmärk oli uurida,kuidas kajastuvad aluskorra ehituse kontrastsed muutused katvate settekivimite basaalkihtide mineraalses koostises. Sellisteks vaatlusteks valiti rohkete puuraukudega piirkond Tapa ümbruses, kus aluskorra tektoonilise arengu tõttu on selgesti jälgitav tema kivimite plokiline ehitus.

Selle piirkonna kesksele kehale - Tapa arhaikumi plokile - on iseloomulikud kivimid amfiboliidid, biotiit-amfibool- ja biotiit-plagiogneisid. Vähem on levinud biotiit-amfibool-pürokseengneisid, kvarts-päevakivigneisid, graniitmigmatiidid, gabroidid jt.

Tapa plokki ümbritsevale proterosoikumi svekofenniidide kurrutusvööndile on uuritaval alal iseloomulikud kivimid alumiiniumirikkad gneisid ja biotiitgneisid. Levivad ka kvarts-päevakivi- ja graniitgneisid, biotiit-amfibool- ja biotiit-plagiogneisid jt.

Nende kivimite algne mineraalne koostis on küllaltki erinev (vt. tabel).

Porsumise tagajärjel kivimite mineraalne koostis ühtlus-

Tapa arhaikumi ploki ja ümbritsevate svekofenniidide kurrutusvööndite tähtsamate lähtekivimite ja nende porsumisproduktide mineraalne koostis

	Tapa arhaikumi plokk				Ümbritsev svekofenniidide kurrutusvöönd		
	Amfiboliidid	Bi- Amph-gneisid	Bi-plagio-gneisid	Bi-Amph-Py-gneisid	Alumiiniumirikkad gneisid	Bi-gneisid	Kvarts-päevakivi- ja graniitgneisid
Lähtekivimite mineraalne koostis							
Valdavad mineraalid	Pl, Amph, Bi	Pl, Q, Amph, Bi	Pl,Q,Bi	Pl,Amph, Py, Bi	Q,Pl,Ksp,Bi, Cord,Gr, Sil	Pl,Q, Bi,Ksp	Q,Pl,Ksp,Bi
Vähem levinud mineraalid	Q,Ksp,Py, Erz	Ksp, Erz	Ksp	Ksp, Q	Mu, Erz	Mu,Graph,Erz, Gr, Cord, Sil	Mu
Haruldased ja aktsessoorsed mineraalid	Ap, Ti,Zr	Ap, Ti,Zr	Amph,Erz, Gr, Ap	Erz, Ap	Ap,Zr, Mon, Tu, Sp	Ap, Zr	Gr, Ap
Tugevasti porsunud kivimite mineraalne koostis							
Valdavad mineraalid	Savimineraalid,vilgud	Savimineraalid,vilgud			Savimineraalid,vilgud	Savimineraalid,vilgud	
Vähem levinud mineraalid	Q	Q	Andmed puuduvad		Q	Q	Andmed puuduvad
Haruldased ja aktsessoorsed mineraalid	Zr	Zr			Zr (Ap,Gr)	Erz, Zr,(Ap)	

Settekivimite basaalkihtide mineraalne koostis

Valdavad mineraalid	Savimineraalid, Q, vilgud	Savimineraalid, Q, vilgud	Andmed puuduvad	Savimineraalid, Q, vilgud	Savimineraalid, Q, vilgud	Andmed puuduvad
Vähem levinud mineraalid	Ksp, Pl	Ksp, Pl		Ksp, Pl	Ksp, Pl	
Haruldased ja aktsessoorsed mineraalid	Erz, Zr, (Ap, Ep, Ti, Amph)	Erz, Zr, (Er, Ti, Ap, Amph, Tu)		Erz, Zr (Gr)	Erz, Zr, (Gr, Ti, Ap, Amph, Tu)	

Mineraalide nimetuste lühendid : Amph - amfibool, Ap - apatiit, Bi - biotiit, Cord - kordieriit, Ep - epidoot, Erz - maakmineraalid, Gr - granaat, Graph - grafiit, Ksp - K-päevakivi, Mon - monatsiit, Mu - muskoviit, Pl - plagioklass, Py - pürokseen, Q - kvarts, Sil - sillimaniit, Sp - spinell, Ti - Ti-mineraalid, Tu - turmaliin, Zr - tsirkoon.

tub. Tapa plokile iseloomulikes biotiiti, amfibooli ja pürokseeni sisaldavates kivimites algab põhiliste kivimit moodustavate mineraalide - amfibooli, pürokseeni ja plagioklassi - lagunemine juba murenemise esimeses staadiumis. Murenemise teises staadiumis laguneb ka enamik K-päevakive ning murend koosneb põhiliselt savimineraalidest, kvartsist ja vilgust. Vähesel määral võib leida vähepüsivate mineraalide relikte ja püsivamaid aktsessoorseid mineraale. Kolmanda astmeni murenenud kivim koosneb põhiliselt pudedast savimassist, milles on kvartsiteri ja vilku.

Kui murenemise algstaadiumis on läbipaistvatest aktsessoorsetest mineraalidest valdav apatiit, millele lisanduvad tsirkoon, granaat ja Ti-mineraalid, siis tugevasti murenenud kivimeis apatiidi osatähtsus väheneb ja domineerib tsirkoon.

Analoogiliselt muutub murenemisel ka teiste kivimitüüpide mineraalne koostis. Alumiiniumirikaste gneisside murenemisel lagunevad kõigepealt plagioklass ja kordieriit, seejärel K-päevakivi, sillimaniit, apatiit, granaat. Muutuvad ka maakmineraalid ja vilgud. Tugevasti murenenud alumiiniumirikastes gneissides on põhiliselt säilinud vaid vilgud, kvarts ja aktsessooridest tsirkoon (harva ka apatiit ja granaat).

Eeltoodust näeme, et aluskorra kivimite maksimaalse murenemise korral on praktiliselt täielikult kadunud sellised mineraalid, nagu päevakivid, amfiboolid, pürokseenid, kordieriit, sillimaniit ning enamasti ka apatiit ja granaat. Murenemata ja murenenud kivimites on ühisteks mineraalideks jäänud kvarts ja tsirkoon. Vilgud säilivad muutunud kujul.

Settekivimite basaalkihtide mineraalses koostises on levinumad savimineraalid, kvarts, vilgud, vähem levinud on päevakivid ja maakmineraalid. Aktsessoorsetest mineraalidest on valdav tsirkoon, üksikutes proovides esineb epidooti, granaati, Ti-mineraale, apatiiti, amfibooli ja turmaliini. Üldiselt on settekivimite basaalkihtide mineraalne koostis kogu uuritud alal väga ühtlustunud ja selles ei tule selgesti esile vahetus lamamis jälgitavad lähtekivimite koostise järsud muutused. Kuigi settekivimite koostis on väga lähedane aluskorra kivimite murenemisproduktide koostisele,ilmneb siiski siin ka omapära - eelkõige vähepüsivate mineraalide (päevakivide,amfiboolide, granaadi ja teiste mineraalide) suurem osatähtsus aluskorra murendiga võrreldes. See asjaolu näitab, et basaalkihtide kuhjumisel kulutati ka rohkesti väheporsunud aluskorra kivimeid. Viimastest pärinevate mineraalide edasikanne settetsüklis oli aga nähtavasti üsna ulatuslik, mistõttu nad hajutati settemassis ning nende järgi ei saa rekonstrueerida konkreetseid kohalikke kulutusalasid.

Öeldust võib järeldada, et aladel, kus aluskorra pinnal avanevad tugevasti porsunud kivimid,satub murendisse ühesuguse mineraalse koostisega materjal, mis oluliselt ei kajasta pindalalisi erinevusi aluskorra murenemata kivimite koostises. Ka murenemata kivimist haaratud materjal teeb läbi küllaltki pika transporditee,mille tagajärjel ka tema otsene seos konkreetse kulutuspiirkonnaga ähmastub. Seetõttu on vähe tõenäoline, et aluskorra heterogeensus - tema erineva kivimilise koostisega tektoonilised plokid ja vööndid - oluliselt aval-

duks settekompleksi basaalkihtide mineraalses koostises. Viimane järeldus ahendab tunduvalt aluskorra ehituse iseärasuste esiletoomise võimalust vanimate settekivimite kihtide koostise järgi.

ОТРАЖЕНИЕ РАЗНЫХ КОМПЛЕКСОВ ПОРОД КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА В МИНЕРАЛОГИИ БАЗАЛЬНЫХ СЛОЕВ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА (НА ПРИМЕРЕ ТАПАСКОГО АРХЕЙСКОГО БЛОКА)

М. Конса

Резюме

Изучался минеральный состав невыветрелых и сильно выветрелых пород тектонических блоков различного петрографического состава. Выявилось, что при выветривании пород различного петрографического состава их минеральный состав постепенно выравнивается и в случае сильного выветривания в коре выветривания встречаются в основном одни и те же минералы (глинистые минералы, кварц, слюды, циркон). Таким образом, мало вероятно, чтобы гетерогенность фундамента, в частности его тектонические блоки и зоны различного петрографического состава, заметно отразились бы в минеральном составе базальных слоев осадочного чехла.

REFLECTION OF DIFFERENT CRYSTALLINE ROCK COMPLEXES OF THE BASEMENT IN THE MINERAL COMPOSITION OF THE BASAL LAYERS OF THE OVERLYING SEDIMENTARY COVER (ON THE EXAMPLE OF THE ARCHEAN BLOCK OF TAPA)

M. Konsa

Summary

A mineralogical study of fresh crystalline rocks and their deeply weathered products from tectonic blocks of different petrographic composition was carried out. It became evident that, as a result of weathering, rocks with a different petrographic composition gradually became similar in respect to their mineral composition, and in case of deep weathering there is now no difference in the weathering crust of the crystalline basement (clay minerals, quartz, micas, zircon). Therefore, the heterogenity of the basement, its tectonic blocks and zones which differ in their petrographic composition cannot be considerably reflected in the mineral composition of the basal layers of the overlying sedimentary

TEKTOONILISTE TINGIMUSTE KAJASTUMINE EESTI ALAMORDOVIITSIUMIS

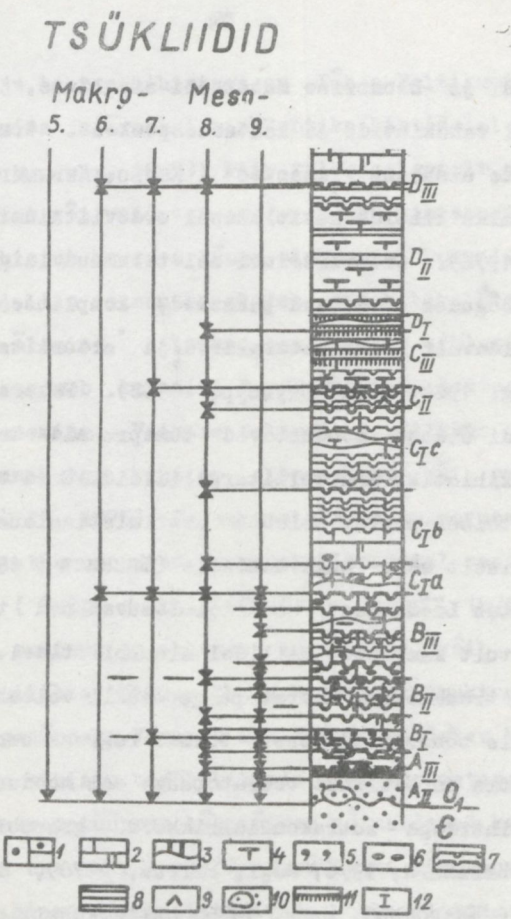
S. Mägi

Ordoviitsium, eriti selle vanem osa, on tuntud fanerosoikumi tektooniliselt aktiivse arenguetapina (Williams, 1976; Skevington, 1976). Ida-Euroopa platvormi loodeosa õhukesed (15-25 m), lõuna suunas paksenevad, madalaveelises epikontinentaalses meres kujunenud alamordoviitsiumi kihid on head omaaegsete maakoore kõikuvate liikumiste kajastajad. Võrreldes lamavate vendi-kambriumi ja lasuvate kesk- ning ülemordoviitsiumi kihtidega, on nad kontrastsemalt vahelduva koostisega, selgelt tsüklilise ehituse ning tähelepanuväärse lünklikkusega. Laial alal jälgitavate transgressiivsete ja regressiivsete tunnuste vaheldumine läbilõikes viitab platvormilise ala kohta küllalt rahututele paleogeograafilis-tektoonilistele settimistingimustele ning tsüklilistele epeirogeneetilistele liikumistele. Erineva tugevuse ja kestusega mitmejärgulistest tektoonilise aktiivsuse perioodidest kõnelevad settebasseini struktuuride ja veetaseme suuremate tsükliliste muutuste tagajärjel tekkinud, vahelduvad, süva- ja madalamaveelise geneesiga, seaduspärased kivimikooslused - tsükliidid (Трофимук, Карогодин, 1976), milles sageli selgete ja tugevate katkestuspindadega, ka konglomeraatidega, on markeeritud

settelüngad. Heatasemelise uuritusega aladel on erinevajärguliste tsükliitidega kooskõlas vastavajärgulised stratigraafilised ühikud (Афанасьев, 1977). Järgnevalt vaatlemegi nimetatud seoseid Eesti alamordoviitsiumi kihtides.

Eesti alamordoviitsiumi alumised kihid lasuvad kambriumi denudeeritud pinnal ja kujutavad endast mitme erineva järgu ja selgusastmega tsükliidi algust. Vastavalt pikema aja jooksul välja töötatud ja enam-vähem stabiliseerunud stratigraafilistele skeemidele võiks eristada 4.-järgulise kaledoonilise megatsükliidi transgressiivse osa, 5.-järgulise varakaledoonilise (ordoviitsiumi), 6.-järgulise, varaordoviitsiumi ja õlandi seeria (Jaanusson, 1960; Мянниль, 1966) ning 7.-järgulise, tremadoki makrotsükliitide ja 8.-järgulise, pakerordi lademe (Мюрисепп, 1960) mesotsükliidi algust.Loetletud tsükliitide lõpud, vastavalt tsüklite kestusele ja järgule, asetsevad erinevail, mitmel juhul alamordoviitsiumi kompleksist kõrgemale jäävail tasemeil, tsükliitide algused koonduvad aga ühele tasemele - ordoviitsiumi lamamile, mistõttu see on ka markeerituim (joon. 1).

Tremadoki ja teiste kõrgemat järku makrotsükliitide ning pakerordi lademe mesotsükliidi alumise osa transgressiivsed, valdavalt jämedapurrulised setted (ordoviitsiumi basaalkihid) on esindatud heledate kvartsliivakivide ja aleuroliitidega. Eriti jämeda, pangaselise koostisega basaalkonglomeraat liivakivide allosas paljandub Loode-Eesti kerkealal, Pakerordi poolsaarel ja selle ümbruses.Vaadeldavad kihid erinevad lamavatest kambriumi kihtidest rohke puudulukuliste brahhiopoodi-



Joon. 1. Alam- ja keskordoviitsiumi tsükliitide jaotumuse proviŝoorne skeem Laane-Eesti Rumba puursüdamikus.

1 - liivakivid, liivlubjakivid; 2 - lubjakivid; 3 - muguljad afaniitsed ja mikroteralised lubjakivid; 4 - merglid; 5 - glaukoniit; 6 - ooliidid; 7 - katkestuspinnad; 8 - graptoliitargilliit; 9 - orgaaniline aine (kerogeen) karbonaatkivimeis; 10 - basaalkonglomeraat; 11 - metabentoniit; 12 - vertikaalmõõt, joone kõrgus 1 m (9. järgu mesotsükliite keskordoviitsiumis pole eraldatud).

de detriidi ja biomorfse materjali sisalduse, samuti tumeda argilliidi vahekihtide ja läätsede poolest. Graptoliitide ja konodontide sisaldus viimastes (Кальо, Кивимяги, 1976) on kriteeriumiks kihtide käsitlemisel ordoviitsiumi osana (Skevington, 1976). Ordoviitsiumi eel tekkinud liigestatud vanareljeefi nõgudes on setted paksemad, komplitseerituma ehitusega, valdavalt peenemateralised ja aleuriitsed (Мюрчисон, 1960; Loog, 1964; Йыги, Стумбур, 1968). Pakerordi lademe mesotsükliidi ülaosa moodustavad tumepruunid kerogeenirikkad türisalu kihistiku graptoliitargilliidid. Need viitavad pakerordi ea teisel poolel toimunud settimistingimuste muutustele - tõenäoliselt mere sügavnemisele (Мянниль , 1966). Mõnedes läbilõigetes Lääne-Eesti saartel lasuvad nad transgressiivselt vahetult kambriumi hallidel aleuroliitidel.

Hilistremadokis, tseratopüüge tsükli vältel, ilmnes taas vastava ala tõusu tendentse, toimus regressioon ja kulutus. Kirde-Eestis on säilinud tseratopüüge eal moodustunud liivakivivahekihtidega antrakoniidirikkaid graptoliitargilliite (Кальо, Кивимяги, 1976; Mägi, Pirrus, 1978), loode pool aga vööndina (Клеесмент, Мяги, 1975) halle,kohati nõrgalt argilliidistunud varangu kihistu savisid. Tseratopüüge mesotsükliidi (varangu kihistu) suuremate paksuste alal - stratotüüpses paljandis Varangul, Essu puursüdamikus ja mujal - asenduvad kihistu alumise osa savid ülaosas jämedama materjaliga, vahelduvad glaukoniitliivade ja liivakividega (Стумбур, 1962; Клеесмент, Мяги, 1975). Viimased kivimitüübid on omased ka lasuvale leetse kihistule (Рыымусокс, 1956;Решения ...,1978).

Varangu ja leetse kihistuga on Põhja-Baltikumis seotud tremadoki ülemise ja ärenigi ning ontika kihtide alumise piiri probleem (Мянниль, 1963). Piir tuleb selgemalt esile ulatusliku, tervet või valdavat osa varangu kihistust, samuti osa leetse kihistut haarava lünga olemasolu korral. Varangu kihistu ebatäieliku esinemise aladel puudub läbilõigetes enamasti kihistu ülemine, liivakam osa. Selle kihistu paksuste vähenemisega kaasneb kohati (Loode-Eestis) leetse kihistu paksuste suurenemine. Viimase paksuste muutlikkus sõltub ta alumiste, hunnebergi kihtide olemasolust või puudumisest (Клеесмент, Мяги, 1975). Faunakomplekside erinevused varangu ja leetse kihistus osutavad praegustel andmetel nende erinevale vanusele (Вийра и др., 1970;Мяги, Вийра , 1976). Kihistute paksuste muutusi ja ehituse lünklikkust võib seepärast lugeda tektooniliste liikumiste ja basseini struktuuriplaanide muutuse tagajärjeks.Varangu kihistul täheldatav katkestuspind ja leetse kihistu basaalkihtide jäme purdmaterjal leetse täielikumas, stratotüüpses läbilõikes võimaldavad ka vastavat taset vaadelda uue makro- või mesotsükliidi algusena.

Leetse kihistu glaukoniitliivade, aleuriitide ja savide settimise ajal jätkus siiski kogu Baltikumis pidev reljeefi tõusu tendents. Põhja-Eestis vastavad nimetatud setted valdavalt hunnebergi kihtide vanimale osale (B_1a_1), mis on faunistiliselt väga lähedane tseratopüüge kihtidele (Lindström, 1954; Tjernvik, 1956). Ülemhunnebergi (B_1a_2) kihid on lünklikult esindatud ning enamasti puuduvad. Kulutusest hunnebergi eal kõnelevad vahetult noorema, billingeniealise mäekülа ki-

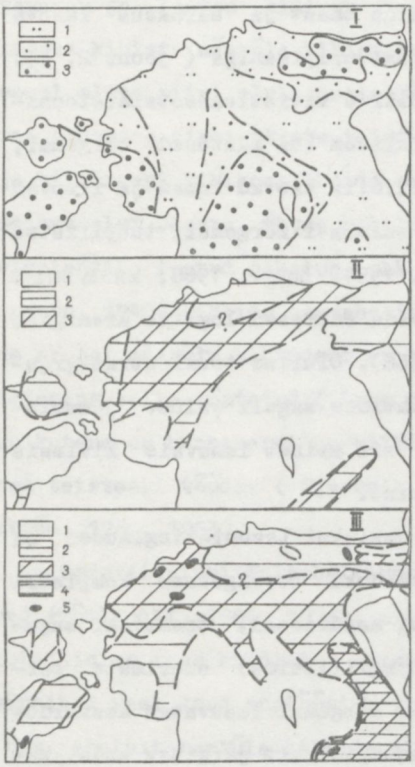
histiku all jälgitavad ookrised katkestuspinnad ja veerised (Leetsel, Suhkrumäel jm.). Tsüklo-, lito- ja biostratigraafiline analüüs osutab mitmes läbilõikes selge piiri puudumisele varangu ja leetse kihistu vahel ning märgatavale lüngale leetse kihistu mäeküla kihistiku all. See viitab viimasel tasemel oleva piiri olulisemale järgule, kui on ontika alamseeria lademete sisejaotuste teistel piiridel, samuti hunnebergi ja billingeni kihikomplekside suurele stratigraafilisele iseseisvusele. Lamava, ühtse oobolusfaunaga, varem tremadoki ekvivalendiks loetud oobolus- ehk iru seeria (Õpik, 1930; Jaanusson, 1940) kihtide omavahelise põimumise ja nende erinevuse alusel mäeküla kihtidest on viimased Eestis ka iseseisva lademena esile tõstetud (Luha jt., 1943). Kõrgemajärguliste ühikutena on hunnebergi ja billingeni kihikomplekse käsitletud teisteski töödes (Tjernvik, 1956; Jaanusson, 1957; Lindström, 1960, 1963).

Ordoviitsiumi Paleobaltimere idaosa trilobiitide uurimused (Балашова, 1966, 1976), mille põhjal leetse kihistu trilobiidid on taas kindlalt dateeritud tseratopüügeealistena, sunnivad veel kord analüüsima tremadoki ülemise piiri võimalust vahetult mäeküla kihtide all (Jaanusson, 1957; Мянниль, 1963).

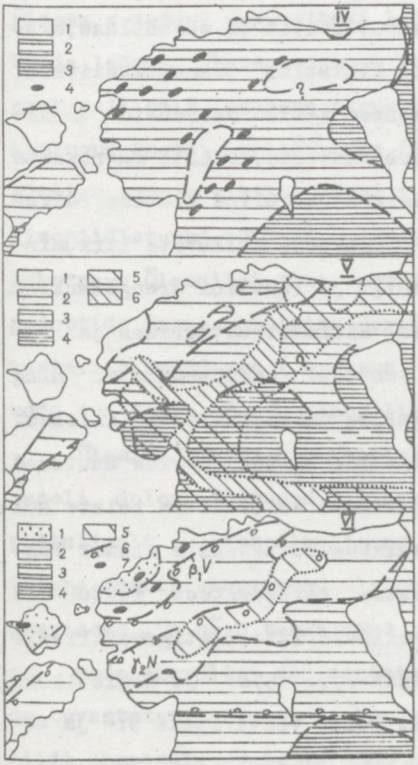
Võrreldes lamavate kihtidega, on mäeküla kihistik kohati iseloomustatud jämedamateralise purdmaterjaliga ning kujutab lubiliiva- ja liivlubjakividena vähem või rohkem märgatavalt karbonaatkivimite kompleksi algust, sisaldades terrigeense materjali kõrval nii organogeenset teralist kui ka tsementee-

rivat lubimaterjali. Ta lasub küll väikeste paksustega, kuid ühtlaselt ja transgressiivselt erineva vanusega kihtidel kogu Baltikumis. On täheldatav kihistiku struktuuriplaanide erinevus lamavate terrigeensete kihtide omast ja sarnasus lasuva karbonaatkivimite kompleksi struktuuriplaaniga (joon. 2, 3). Mäeküla kihistikus toimub ka kõikide kivistisassotsiatsioonide kontrastne muutus, mis on olulisem kui muutused kõrgemal, latorpi ja volhovi lademe piiril.Siin kaovad vanad ja ilmuvad uued vormid. Viimased jätkuvad enamasti kõrgemal, tüüpilistes karbonaatkivimites (Lindström, 1954; Вийра, 1966; Мяги, Вийра, 1976).Neist kihtidest on teada esimesed Inglise ärenigist tuntud konodondid (Сергеева, 1966). Oluline tsüklostratigraafiline kriteerium on mäeküla kihtides sageli esinev jämebiomorfne organogeenne struktuur, mis erineb lamavais kivimeis valdavast detriitsest struktuurist.

Ontika karbonaatkivimite kompleksi lasumistingimused ja faatsiesed erinevad lamava tremadoki terrigeense kompleksi omadest märgatavalt. Loode-Eesti mandriosas, tremadoki sügavamaveeliste setete (graptoliitargilliitide) suurimate paksuste alal, on nii ontika kui ka kõrgemal lasuvates keskordoviitsiumi alumistes kihtides vastupidiselt jälgitav madalamaveeliste faatsieste ala, kihtide märgatava väljakiildumisega (Orviku, 1940; Орвику, 1960 а, 1960 б ; Мяннилъ , 1966; Мяги , 1970). Kihipaksused ja sügavamaveeliste faatsieste tunnused suurenevad kagu suunas. Ka Kirde-Eestis,kus tremadok on lünklik,muutliku iseloomuga ning esindatud valdavalt madalamaveeliste faatsiestega,iseloomustuvad ontika kihid täielikuma lä-



Joon. 2. Alamordoviitsiumi vanimate, terrigeensete setete leviku skeem Eestis.
I. Oobolusdetriidiga pakerordi lademe alumise osa setted. Labiloikes on valdavad: 1 - sugavamaveelised, suuremate paksustega kvartsaleuriidid savikate vahekihikestega (ülgase kihistik); 2 - peeneteralised kvartsliivad; 3 - keskmise- kuni jämedateralised kvartsliivad, kohati väljakiilduvad (maardu ja suurejõe kihistik). II. Pakerordi lademe ülaosa ja tseratopuuge lade: 1 - kihtide puudumine; 2 - pruunid kerogeenirikkad argilliidid (türisalu kihistik); 3 - hallid savid (varangu kihistu). III. Leetse kihistu hunnebergi voo glaukoniit-terrigeensed setted: 1 - setete puudumine; 2 - glaukoniidirikkaim osa (iru kihistik); 3 - vanem osa, glaukoniidikad ja glaukoniitsed kvartsliivakivid, aleuroliidid (klooga kihistik); 4 - kirjuvarvilised karbonaat-terrigeensed setted (kopingsklindi kihistu); 5 - veerised.



Joon. 3. Alamordoviitsiumi karbonaatkivimite kompleksi leviku skeem.
IV. Billingeni vöö vanem, terrigeensem osa: 1 - kihtide puudumine; 2 - valdavalt jämeterrigeensed kvarts-glaukoniitsed lubiliiva- ja liivlubjakivid (maekula kihistik); 3 - kirjuvärvilised, kihiti glaukoniidirikkad karbonaatkivimid (kopingsklindi kihistu); 4 - veeriged. V. Billingeni vöö ülaosa (paite kihistiku) ja volhovi lademe kihid: 1 - kihtide puudumine; 2 - hallid detriitsed ja glaukoniidirikkad toila kihistu lubjakivid; 3 - kirjuvärvilised, suhteliselt savikamad, detriidi- ja glaukoniidivaesemad toila kihistu lubjakivid; 4 - valdavalt punasevarvilised lubjakivid; 5 - valdavalt dolomiidid; 6 - dolomiidid, lubjakivide puudumine. VI. Kunda lade: 1 - terrigeen-karbonaatsed ja karbonaat-terrigeensed setted (liivlubjakivid, lubiliivakivid ja aleuroliidid veeristega); 2 - hallid detriitsed kuni biomorfsed lubjakivid; 3 - kirjuvärvilised lubjakivid; 4 - valdavalt punased savikad lubjakivid ja merglid; 5 - dolomiidid; 6 - raudooidikihtide leviku piir, jooneke näitab leviku suunda, indeks selle juures - esinemise taset (β_1V - voka kihistikus , γ_2N - napa kihistikus); 7 - veerised.

bilõike, suuremate paksuste ning suhteliselt sügavamaveeliste faatsiestega.

Ontika 7.-järguline (?) makrotsükliit on ebaühtlase,mitmejärgulise ehitusega. Mäeküla kihistiku transgressiivsed, glaukoniitsed karbonaat-terrigeensed setted asendusid transgressiooni süvenedes ehtsate karbonaatsete, kihiti Mg-rikaste setetega (Мяги, 1976, 1977). Kõrgemajärguline kihtide diferentseeritus on seotud suuremate maakoore kõikuvate liikumiste ja meretaseme muutustega ärenigi ja länvirni arengutsüklil. See avaldub näiteks jämedamates kivimistruktuurides ja basaalkonglomeraadi esinemises länvirni makrotsükliidi ning kunda lademe ligikaudu 8.-järgulise mesotsükliidi allosas. Madalamajärgulised kivimistruktuuride ja tekstuuride muutused - purdmaterjali, glaukoniidi, ooidide, detriidi ja teiste komponentide jaotumus avamuse ja väiksemate paksuste aladel Põhja-Eestis - on tingitud meretaseme väiksematest muutustest ning see loob aluse kihtide detailsele litostratigraafilisele liigestusele kihistuteks (Решения ..., 1978) ja kihistikeks (Орвику,1960а, 1960б jt.) ning neile vastavateks 9.- ja madalamajärgulisteks mesotsükliitideks. Kihtide kontrastsus ning madalamajärguliste tsükliitide esiletulek on selgemad ordoviitsiumimere rannikulähedasemail aladel. Kagu pool, sügavamaveelistel, suuremate paksustega aladel asenduvad hallivärvilised detriitsed, vahelduvalt ooliite ja glaukoniiti sisaldavad kihid monotoonse punasevärvilise ja savika kivimikompleksiga (Мянниль, 1966).Kohati eraldub terrigeen-glaukoniitsest leetse kihistust kirjuvärviliseks karbonaatseks kehaks

üle minev kompleks - ilmne kõpingsklindi kihistu (Wamel , 1974) analoog. Sellel lasuvad alumine (billingeni kihtide ülaosa + valdav osa volhovi lademest) ja ülemine (põhiliselt kunda lademe ülaosa + aseri lade jt.) punasevärviline kiht analoogiliselt samasse struktuurilis-fatsiaalsesse vööndisse kuulunud Rootsi läbilõikeile (Hessland, 1949). Kesk-Eestis on alumise punase kihikompleksi peal jälgitav kirjuvärviline limoniidistunud katkestuspindaderikas karbonaatkivimite kompleks nagu Õlandilgi, kus detailse litostratigraafilise ja konodontide fauna uurimise järgi (Wamel, 1974) on eraldatud vastavalt bruddesta (=punane, $B_I b_2$ + $B_{II} \propto$ -ealine) ja horns udde (= kirju, $B_{II}\beta$ -vanuseline) kihistu.

Ülemise punase kihikompleksi all lasub hall detriitne , sageli dolomiidistunud, glaukoniiti sisaldav kompleks, mis suhteliselt ühtlaseilmelisena, kuigi erinevate paksustega (Lõuna-Eestis ahenevana) ulatub üle Baltikumi, samuti Skandinaaviasse. Ta näib tähistavat laiaulatuslikku, transgressiivset, madalamerelist sedimentatsioonietappi. Enamail juhtudel on tuvastatav ta vastavus kunda lademe 8.-järgulise mesotsükliidi alumisele osale - loobu kihistu utria ja nõmmeveski kihistikule (Решения ..., 1978). Läätsedena levib lõunasse hallivärvilisi kihte ka volhovi lademe mesotsükliidi ülaosas toila kihistu kalvi kihistikuna. Sellisena markeerib hallivärviline karbonaatkivimite kompleks lõunas mõneti volhovi ja kunda lademe, aga ka ärenigi ja länvirni piiri taset. Madalamerelisuse rõhutajaina on kunda lademe alumises ja volhovi lademe ülaosas säilinud Loode-Eestis jämedapurrulised ranni-

kufaatsiesed (Орвику, 1960а, 1960б).

Õlandi seeria, ontika alamseeria makrotsükliitide ja kunda lademe mesotsükliidi ülemist piiri tähistab kihtide avamusalal hästi jälgitav tugev kulutus ning järgneva, aseri lademe selgelt transgressiivne lasumus (Ламанский, 1905; Орвику, 1960б). Lõunas, punase- ja kirjuvärviliste kihtide fatsiaalvööndis, mis algab Kesk-Eestist ja saavutab kihtide maksimaalpaksused Jelgava nõos, nimetatud piiri ühemõtteliseks määramiseks seni veel usaldusväärseid lito- ja tsüklostratigraafilisi kriteeriume pole, ka biostratigraafilised kriteeriumid on mõneti vaieldavad.

Tremadoki ja ontika tsükli kestel toimunud diferentseeritud, erineva amplituudi ja suunaga liikumiste põhjustatud paleogeograafilis-fatsiaalsete komplekside paiknemise alusel (Orviku, 1940; Орвику, 1960а, 1960б ; Мяннилъ, 1966) võib kogu varaordoviitsiumi arenguetapi paleogeograafilis-paleotektoonilistest rajoonidest selgemalt eraldada - esiteks - kerkealad Kesk- (täheldanud juba Fr. Schmidt 1882. aastal), Loode-, Kirde- ja Kagu-Eestis ning - teiseks - nendevahelised NO-SW-suunalised vagumused Pärnu ja Kunda ning Karula ja Põlva vahel, samuti laiuse- või nõrgalt loode—edela-suunaline nõgu Vihterpalu-Peipsi joonel (joon. 2, 3).

Kogu varaordoviitsiumi kestel oli negatiivse merepõhjavormina väljapeetuim kirde — edela-suunaline Pärnu—Kunda-vaheline, aeg-ajalt muutuvate kontuuridega vagumus. See jälgis Kesk-Rootsit ja Lõuna-Soomet hõlmava Fennosarmaatia ploki (IV b) (Bubnoff, 1952) Eesti-osa lõunapiiri. Vagumust täitsid

järk-järgult vanimad, suurimate paksustega tremadoki liivakivid, graptoliitargilliidid, glaukoniit-terrigeensed setted ning hallid detriitsed ontika kihtide karbonaatkivimid. Nõgu oli poolkaarena Ingerimaale ulatunud Põhja-Baltikumi (Põhja-Eesti) vagumuse lääneosa (Мяннилъ, 1966; Пуура, Судов, 1976). Ontika ajajärgul avaldus paleoreljeefis kontrastsemalt ta suhteliselt järsk, Gotlandi kerkealaga (Мяннилъ , 1966) külgnev loodenõlv. Lauge kagunõlv avaldus ärenigi algul selgemini üksnes Kesk- ja Kirde-Eesti kerkealade kohal, olles seotud Pärnu — Kunda-vahelise tektooniliste rikete tsooniga. Need kerkealad kuulusid plokilise ehitusega purustusvööndisse, mis eraldas hallide setetega Põhja-Eesti ning punasevärviliste setetega Kesk-Balti nõod (Мяннилъ,1966; Йыги, Стумбур, 1968).

Diferentseeritud arengulooga on laiusesuunaline, pakerordi lademe ning hunnebergi kihtide leviku järgi väljajoonistuv, nõrgalt loode — kagu-suunaline vagumus Loode-Eesti ja Peipsi põhjaosa vahel (joon. 1). Ontika makrotsükli vältel kujunes vagumuse loodeosast kerkeala (joon. 2). See arenes ilmselt tremadoki ajajärgul Saaremaa, osalt Hiiumaa ja mandri kohal levinud kulutusalast, kus graptoliitargilliidid tekkisid või säilisid vaid laiguti, lasudes õhukese kihina kohati vahetult kambriumil. Kerkealast põhja pool (Pakerordi poolsaarel jm.) on aga argilliitide põhiline levikuala. Hiljem nihkus kerkeala kirdesse - Tallinna suunas - , saavutades maksimaalse amplituudi volhovi ea lõpul ja kunda algul, mil siin oli oluline kulutus konglomeraatide moodustumisega. Kunda mesotsükli uue transgressiooni ajal moodustusid (tremadoki

suurimate paksustega graptoliitargilliitide levikualade kohal) Loode-Eestis ka veeriste ja liivadega jämedapurrulised rannikufaatsiesed. Jätkuvate maakoore liikumistega kaasnes kivistunud kihtide suurem lõhenemine. Kunda ea lõpul lõhed täitusid uute setetega ning moodustasid markantsed settesooned Osmussaarel, Pakri saartel, Saha-Lool jm. (Орвику , 1960 a; Мяги , 1973).

Kujunenud tektooniliste struktuuride ja hilisemate liikumiste mõjust Eesti alamordoviitsiumi kihtidele kõnelevad ka neis esinevad dolomiidistumisvööndid. Laiaulatusliku ja tugeva, kuid geneetiliselt üsna keeruka dolomiidistumisega on seotud ärenigi basaalsed billingeni ja tõrvajõe kihid. Läbilõigetes selgelt ilmnev dolomiidistunud tase on täheldatav samuti kunda lademe valaste vöö utria kihistikus (Орвику, 1960a; Мяги, 1976, 1977). Tugevaim dolomiidistumine läbib ühtlaselt kogu ontika karbonaatkivimite kompleksi vertikaalses ulatuses Kesk-Eesti kohal - Tapa-Vändra vahemikus - selge kirde—edela-suunalise vööndina Kunda-Pärnu tektooniliste rikete tsoonil (joon. 3). Erinevates läbilõike osades pisut erinevate kontuuridega lõikavad seda vööndit läänes, piki Vihterpalu tektoonilist riket põhja poole, Ellamaa suunas, ning Pärnu kohalt poolkaarena kagusse Kesk-Eesti kõrgendikku lõunast piiravad dolomiidistumisvööndid (Мяги, 1976). Nad näivad mõneti jälgivat ka paleomere šelfi negatiivseid reljeefivorme. On märkimisväärne, et alamordoviitsiumi alumiste karbonaatsete kihtide suur dolomiitsus pole üksnes lokaalne, vaid globaalne nähtus (Чугаева, 1968). Seepärast on võimalik ka teda käsit-

leda olulist geoloogilist etappi tähistava kriteeriumina.

Kokkuvõtteks võib märkida, et Eesti alamordoviitsiumi kihtidele on maakoore liikumised märgatavaid jälgi jätnud. Nende mõjul, nii või teisiti, kujunesid spetsiifilised jooned kihtides, tõenäoliselt ka mõjutused fauna arengule, mis on olnud aluseks kihtide vastavajärguliste stratigraafiliste ühikute eraldamisel. Kohaliku iseloomuga kihikomplekside - kihistute ja kihistike - lateraalne paiknevus koos kihtide sekundaarsete muutustega võimaldab rekonstrueerida omaaegse, küllaltki rahutu paleogeograafilis-paleotektoonilise pildi Eesti alal.

KIRJANDUS

Bubnoff, S. Fennosarmatia. Geologische Analyse des europäischen Kerngebietes. Berlin, 1952. S. 450.

Hessland, I. Investigations of the Lower Ordovician of the Siljan District, Sweden. I. Lower Ordovician Ostracods of the Siljan District,Sweden. - Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala. Vol. XXXIII, 1949, p. 100-394.

Jaanusson, V. Ühe trilobiidi esmasleiust. - Eesti Loodus, 1940, nr. 4/5, lk. 208-209.

Jaanusson, V. Unterordovizische Illaeniden aus Skandinavien. - Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala. Vol. XXXVII, 1957,p. 79-165.

Jaanusson, V. Graptoloids from the Ontiken and Viruan (Ordov.) limestones of Estonia and Sweden. - Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala. Vol.XXXVIII. Parts 3-4, 1960,p. 289 -366.

Lindström, M. Conodonts from the lowermost Ordovician strata of South-Central Sweden. - Geol. Fören. Förhandl. Bd.76, N 478. Stockholm, 1954, p. 517-604.

Lindström, M. A Lower-Middle Ordovician succession of conodont faunas. XXI Intern. Geol. Congr., Copenhagen, Rept. Session, Norden, 7, 1960, p. 88-96.

Lindström, M. Sedimentary fold and the development of limestone in an Early Ordovician sea. - Sedimentol. Vol. 2, N 3, 1963, p. 243-276.

Loog, A. Eesti oobolusfosforiit - meie maapõuerikkusi. - Eesti Loodus, 1964, nr. 4, lk. 197-202.

Luha, A., Kents, J., Lennus, P. Maateadus. Gümnaasiumi IV klassile. Tartu, 1943, lk. 176.

Mägi, S., Pirrus, E. Antrakoniit ning Lasnamäe hiidkonkretsioon. - Eesti Loodus, 1978, nr. 6, lk. 392-394.

Orviku, K. Lithologie der Tallinna-Serie (Ordovicium, Estland). I. - TRÜ Geol. Inst. toim., 1940, 249 lk.

Schmidt, Fr. On the Silurian strata of the Baltic Provinces of Russia. Quart. - Journ. Geol. Soc. London, 1882, p. 514-536.

Skevington, D.A Discussion of the Factors Responsible for the Provincialism Displayd by Graptolite Faunas during the Early Ordovician. - В кн.: Граптолиты и стратиграфия. Таллин, 1976, с. 180-201.

Tjernvik, T. On the Early Ordovician of Sweden. Stratigraphy and Fauna. - Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala. Vol.XXXVI. Parts 2-3, 1956, p. 109-284.

Van Wamel, W. A. Conodont biostratigraphy of the Upper Cambrian and Lower Ordovician of north-western Öland, south-eastern Sweden. - Utrecht Micropaleontological Bulletins, 1974, N 10, p. 1-122.

Williams, A. Plate tectonics and biofacies evolution as factors in Ordovician correlation. The Ordovician System. Proc. Paleont. Ass. Symp., Birmingham, Sept.,1974. Univ. Wales Press and Nat. Mus. Wales, Cardiff, 1976, p.29-66.

Öpik, A. Brachiopoda protremata der estländischen ordovizischen Kukruse-Stufe. - Acta et Comm. Univ. Tartu. (Dorpatensis), A XVII 1, Publ. of the Geol. Inst. of the Univ. of Tartu, 1930, nr. 20. S. 238.

Афанасьев С. Л. Пульсы и циклы верхнемеловых отложений Большого Кавказа. - В кн.: Цикличность отложений нефтеносных и угленосных бассейнов. М., 1977, с. 177-190.

Балашова Е. А. Трилобиты раннеордовикских отложений Русской платформы. - В кн.: Вопросы палеонтологии, т. 5. Л., изд-во ЛГУ, 1966, с. 3-23.

Балашова Е. А. Систематика трилобитов Asaphina и их представители в СССР. Мин. геол. СССР, Сев.-Зап. террит. геол. упр. Л., "Недра", 1976. 215 с.

Вийра В. Распространение конодонтов в нижнеордовикских отложениях разреза Сухкрумяги (г. Таллин). - Изв. АН ЭССР, сер. физ.-мат. и техн. наук, 1966, т. 15, № 1,с.150-155.

Вийра В., Кивимяги Э., Лоог А. О литологии и возрасте варангуской пачки (тремадок Северной Эстонии). - Изв.АН ЭССР. Хим. Геол., 1970, т. 19, № 2, с. 147-155.

Ыыги С., Стумбур Х. О зависимости распространения фосфоритов пакерортского горизонта от фациального типа окружающих отложений. - Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 1968, т. 17,№ 4, с. 431-432.

Кальо Д. Л., Кивимяги Э. К. Зональное расчленение тремадока Эстонии. - В кн.: Граптолиты и стратиграфия. Таллин, 1976, с. 56-63.

Клеесмент А., Мяги С. К литологической и минералогической характеристике терригенно-глауконитовых отложений цератопигевого и латорпского горизонтов Эстонской структурно-фациальной зоны. - Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 1975,т.24, № 1, с. 55-63.

Ламанский В. В. Древнейшие слои силурийских отложений России. - Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 20, 1905, с. 147.

Мююрисепп К. Литостратиграфия пакерортского горизонта в Эстонской ССР по данным обнажений. - Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1960, т. 5, с. 37-44.

Мяги С. Отложения онтикаского яруса Средней и Западной Эстонии. - Изв. АН ЭССР, Хим. Геол., 1970, т. 19, № 2, с. 141-146.

Мяги С. К литофациальной характеристике древнейших карбонатных отложений палеозоя (нижний ордовик) Эстонской структурно-фациальной зоны. - В кн.: Фации и геохимия карбонатных отложений. Ленинград - Таллин, 1973, с. 32-33.

Мяги С. Исследования доломитизации как палеогеографическо-палеотектонического критерия. - В кн.: Методика и интерпретация результатов минералогических и геохимических

исследований. Вильнюс, 1976, с. 37-43.

Мяги С. О структурах доломитов онтикаского надгоризонта (ордовик Эстонии). - В кн.: Опыт изучения вторичных изменений в карбонатных породах Прибалтики и Белоруссии. Таллин, 1977, с. 14-16.

Мяги С., Вийра В. Распространение конодонтов и беззамковых брахиопод в цератопигевом и латорпском горизонтах Северной Эстонии. - Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 1976, т. 25, № 4, с. 312-318.

Мянниль Р. Вопросы сопоставления ордовикских отложений Эстонии и Ленинградской области. - Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1963, т. XIII, с. 3-40.

Мянниль Р. История развития Балтийского бассейна в ордовике. Таллин, 1966, 190 с.

Орвику К. О литостратиграфии волховского и кундаского горизонтов в Эстонии. - Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1960а, т. У, с. 45-87.

Орвику К. Литофациальные особенности ордовикских горизонтов волхов (B_{II}), кунда (B_{III}) и азери ($C_{I}a$) в Северной части Эстонской ССР. Междун. геол. конгр. XXI сесс. Докл. сов. геол., 1960б, с. 71-82.

Пуура В., Судов Б. О зонах платформенной тектонической активизации южного склона Балтийского щита и их металлогении. - Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 1976, т. 25, № 3, с. 206-214.

Решения Межведомственного регионального стратиграфического совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Прибалтики, 1976 г. (ред. Григялис А.А.) Л.,

1978, 84 с.

Рымусокс А. Биостратиграфическое расчленение ордовика Эстонской ССР. – Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1956, т. I, с. 9–29.

Сергеева С. П. Распространение конодонтов в нижнеордовикских отложениях Ленинградской области. – Уч. зап. Лен. гос. пед. ин-та им. А.И.Герцена, 1966, т. 290, с. 331–359.

Стумбур К. А. О стратиграфии варангуской пачки. – Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1962, т. X, с. 61–65.

Трофимук А. А., Карогодин Ю. Н. Общетеоретические и методологические вопросы основных направлений и задач исследования геоцикличности. – В кн.: Геоцикличность. Новосибирск, 1976, с. 9–15.

Чугаева М. Н. Биогеографические области конца раннего ордовика (аренига) по трилобитам. – В кн.: Стратиграфия нижнего палеозоя Центральной Европы. М., "Наука", 1968, с. 63–68.

ОТРАЖЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ В НИЖНЕМ ОРДОВИКЕ ЭСТОНИИ

С. Мяги

Резюме

По быстрому чередованию в вертикальном разрезе и площадному распределению различного характера морских отложений ранний ордовик (в объеме горизонтов A_{II}–B_{III}) выделяется в фанерозое Эстонии как один из беспокойных этапов. Отложения мелководного, частично и прибрежного моря, чутко реагируют на

колебания уровня моря: терригенные породы не повсеместно чередуются с карбонатными; часты поверхности размыва, конгломераты, послойно специфические примеси - глауконит, железистые, реже фосфатные оолиты, органогенный материал разного облика; своеобразен характер доломитизации и т.д. (рис. I).

Седиментационные этапы, связанные с тектоникой региона, отражены в последовательности осадконакопления, в распределении фаций, и в этапах развития фауны. По эстонскому нижнеордовикскому разрезу рубежом наиболее существенного изменения режима осадконакопления можно считать переход от тремадокского века к аренигскому.

В тремадоке выделяются более мелководные участки моря Северо-Восточной, Средней и Юго-Западной Эстонии. В арениге в Северо-Западной Эстонии активное влияние начало оказывать Готландское поднятие. В связи с сильным размывом в конце волховского и в начале кундаского времени, соответствующие отложения в данном районе выклинивались или представлены образованиями прибрежного моря - кварцевыми песчаниками с галькой (рис. 2, 3).

Зона максимальной доломитизации карбонатных пород нижнего ордовика имеет СВ простирание между гг. Пярну и Раквере (рис. 3) и связана с зоной наиболее крупных разломов на юго-восточном склоне Северо-Эстонского погружения. Одновременно оно является границей распространения серо- и красноцветной фаций карбонатных пород.

REFLECTION OF TECTONIC CONDITIONS IN THE LOWER ORDOVICIAN DEPOSITS OF ESTONIA

S. Mägi

Summary

On the basis of the general appearance, rapid alternation in the vertical section and spatial distribution of various marine deposits, it has stated that the Early Ordovician in Estonia was one of most complicated stages of the Phanerozoic Shealy deposits distributed in the Early Ordovician on the territory of the North Baltic, which reacted to the slightest fluctuations in the sea level by changes in their character. The Lower Ordovician deposits in Estonia are terrigenous and carbonate rocks. Various discontinuity surfaces are frequent. In some places conglomerate is found, by layers occur, glauconite, ferrous and rarer also phosphatic ooliths, and various organogenous material; the distribution of dolomitization is connected with certain layers (Fig. 1).

According to the Estonian Lower Ordovician, we may consider as more significant stages of sedimentation the time intervals between the formation of the Tremadocian and Arenigian. Not for the first time the question is raised about the boundary between them in Estonia (see Мянниль , 1963). In the studied sections the boundary is presumed to lie in the uppermost part of the Leetse Formation (Jaanusson, 1957).

The distribution of terrigenous deposits in the Estonian Tremadocian gives evidence to a different paleogeography of

the sea than was characteristic of the overlying carbonate deposits (Figs. 2, 3).

In the Tremadocian, shallow-water areas were distributed in South-East, Central and South-West Estonia. In the Arenigian considerable influence was exerted by the so-called Gotlandian Uplift in North-West Estonia (Мяннилъ, 1966), where the corresponding deposits thin out due to intense washout at the end of the Volkhov and at the beginning of the Kunda age. During the latter, the above-named district differed by coastal conditions where terrigenous rocks, quartz sandstones with pebble, were formed.

The zone of maximum dolomitization of Lower-Ordovician carbonate rocks between Pärnu and Rakvere (Fig. 3, Mägi,1976) is connected with the zone of greater fractures and with the part in the basin of the South-Eastern slope of North Estonian cavity (Мяннилъ, 1966), practically at the boundary of the grey and red-coloured carbonate rocks.

SILURI JA DEVONI KONTAKTIST TAMMIKUL (JÕGEVA RAJ.)

L. Põlma, A. Kleesment

Eesti ala geoloogilise arengu tundmaõppimisel on erilise tähtsusega ulatuslike settelünkade uurimine, sest nende tasemeil korraldub sageli põhjalikult ümber nii setete kuhjumise režiim kui ka ala tektoonilise arengu üldplaan. Selline lünk on ka devonieelne kontinentaalne periood, mis kajastub Eesti ala läbilõikes ordoviitsiumi ja devoni või siluri ja devoni kontakti nähtudena. Devoni transgressiooni tungimine kõvadest karbonaatkivimitest platoole ei toonud siin kaasa selgeid basaalkihtide tunnusjooni, näiteks paksu konglomeraadikihti. Hoopis vastupidi, sageli on see kontakt kivimiliselt halvasti markeeritud, tekitab raskusi geoloogilises praktikas ja vajab igal juhul detailsemat uurimist. Paraku ei anna puurimine neil kontaktidel kadudeta südamikku, mistõttu neist saadava informatsiooni kõrval on hädavajalik ka kõigi looduslike ja tehislike kontaktpaljandite põhjalik uurimine.

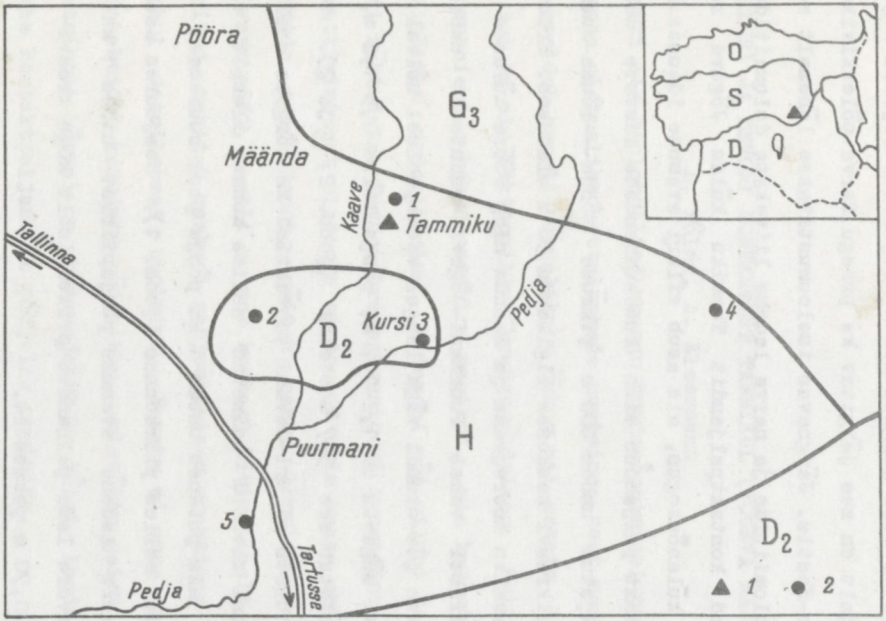
Seni on Eestis teada ainult üks looduslik paljand - Tamme veski juures Navesti jõel, kus võib näha keskdevoni pärnu lademe liivakivide lasumist alamsiluri adavere lademe dolomiitidel (Orviku, 1948). Samade kihtide kontakti tehispaljandina on teada veel Mastaru kuivenduskraav Vändra lähedal. Keskdevoni narva lademe kontakti keskordoviitsiumi kuk-

ruse lademega võis jälgida Eesti Soojuselektrijaama rajamisel ja aeg-ajalt on see jälgitav ka praegu Narva põlevkivikarjääris Kirde-Eestis. Järgnevas iseloomustatakse lähemalt adavere lademe dolomiitide ja narva lademe liivakate dolomiitide seni vähetuntud kontaktpaljandit Tammiku külas Jõgeva rajooni Puurmani külanõukogus, mis asub siluri avamuse idaosas. Ladestute kontakt paljandub siin kuuekümnendate aastate esimesel poolel rajatud umbes 600 m pikkuse põhja—lõuna-suunalise magistraalkraavi keskosas ligikaudu 50 m ulatuses. Kraav asub endise Tammiku koorejaama ja Mäända ning Pööra külasse suunduva teeristi vahel Puurmani-Jõgeva maanteest umbes 25 m idas, Kaave jõe orundi väga laugel vasakpoolsel nõlval (joon. 1). Kraavi sügavus on 1,2-1,7 m, põhja laius 0,5-1,2 m, pervel aga ulatub see 5-7 meetrini (joon. 2, 1 ja 2). Veetase temas ei ulatu siluri-devoni kontaktini ka kõrgvee ajal.

Devoni kivimid esinevad selles kohas ilmselt väikese laiguna, mis paikneb umbes 1 km põhja pool suuremast devoni jääksaarest selles piirkonnas (joon. 1). Seejuures asub paljand adavere lademe avamuse põhjapiirist umbes 1 km lõuna pool. Adavere lade paljandub praktiliselt kogu kraavi ulatuses 0,20-0,70 m paksuselt.

Geoloogiline läbilõige kraavist devoni maksimaalse paksuse piirkonnas on järgmine (kihi paksused meetrites):

1. 0,10 - huumuskiht.
2. 0,60 - saviliiv, pruun, nõrga, alumises osas tugevama punaka tooniga, erinevalt ümardunud kruusa ja veeristega, milles rohkesti kohalikku mater-



Joon. 1. Tammiku paljandi asendiskeem. Tingmärgid: 1 - Tammiku paljand, 2 - puuraugud: 1 - Tammiku (300), 2 - Laasme (302), 3 - Kursi, 4 - Sortsi (252), 5 - Jürikula (1). G_3 - raikkula lademe avamus, H - adavere lademe avamus, D_2 - keskdevoni avamus.

1

2

Joon. 2. Vaade Tammiku magistraalkraavile lõunast (1) ning kraavis paljanduvatele devoni kihtidele maksimaalse leviku piirkonnas. Vasar asub S_1-D_2kontaktil (2)

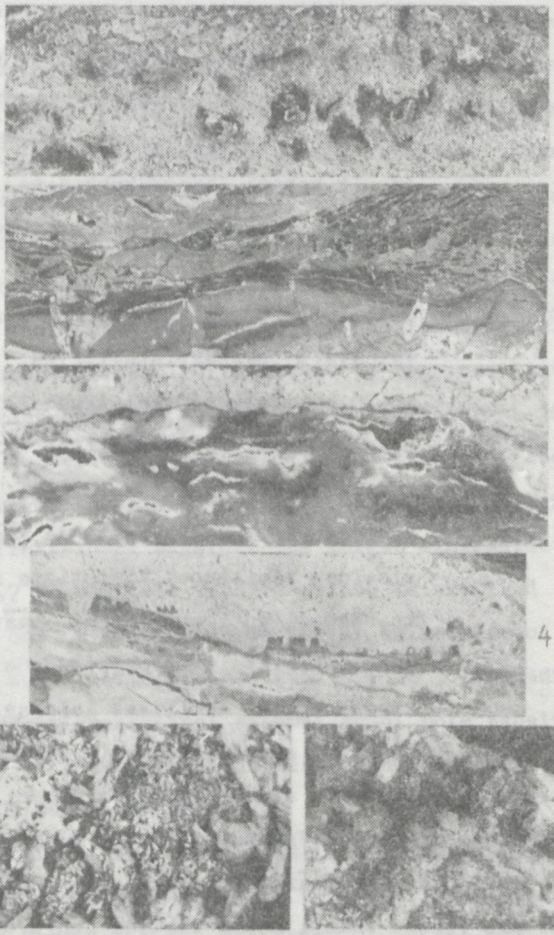
jali (moreen).

3. 0,15–0,26 – dolomiit ja domeriit (narva lade).

a) 0,02–0,04 – dolomiitdomeriit, liivakas, mikro- kuni pisikristalliline, kirjuvärviline, valdab punakaspruun või violetjas toon, harvem esineb rohekashalle laike, kihipinnad lainjad. Kivimis esineb rohkesti silurist pärinevat purdmaterjali ümardumata ränitükkide (rähaste) ja ränistunud kivistisfragmentide näol, mis põhjustavad kivimi bretšalise makrostruktuuri. Kiht on tugevalt poorne ja kavernoosne (proov nr. 1).

b) 0,11–0,18 – dolomiit, savikas, suhteliselt suure liivasisaldusega, mikro- ja pisikristalliline, rohekashall, violetjashallide laikudega, kihipindadel ja kavernides punakaspruun või hallikaskollane. Keskmisekihiline, kihilisus lainjas. Sisaldab tunduvalt vähem kui eelmine intervall siluri purdmaterjali. Kivim on vähem poorne ja kavernoosne kui eelmises kihis (proovid nr. 2–4; joon. 3, 1).

c) 0,02–0,04 – lõhenemisbretša; siluri peenekristalliline, praktiliselt puhas dolomiit on peamiselt piki horisontaallõhesid täitunud mikrokristallilise, savika, vähe-



Joon. 3. Detaile Tammiku paljandist (2/3). 1 - devoni kivimi kihist 3b, tumedad laigud on violetjashallid, 2 - S_1/D_2 kontakt lohenemisbretsaga, 3 - S_1/D_2 kontakt teravaservaliste lamedate korrosiooniliste süvendtega, 4 - S_1/D_2 kontakt puurivate organismide tegevuse jalgedega, foto servadel võib jälgida lohenemisbretsat, 5 - kavernipind väikeste dolomiidikristallidega ja nendele kohati peale kasvanud plaatjate baruudikristallidega, 6 - tihedalt baruudikristallidega täitunud kavern.

seid kvartsliivateri sisaldava devoni dolomiidiga. Siluri kivim on tumehall, violetja tooniga, devoni kivim aga rohekashall nagu eelmises intervallis. See kiht esineb siluri pealispinnal ainult kohati (bretšakühmudena). Kühmude vahesid täidab lasuva intervalli kivim (proov nr. 5; joon. 3, 2).

4. 0,40 + – dolomiit, puhas või nõrgalt savikas, valdavalt peenekristalliline, ülemise 10–20 cm ulatuses violetjashallist punakaspruunini, valkjashallide laikudega, sügavamal valkjas, tumehallide laikudega (adavere lade). Pesiti ja läätsedena sisaldab ränistunud kivististe fragmente, samuti autigeense räni läätsekujulisi vahekihte ja konkretsioone. Keskmisekihiline, kihilisus lainjas. Esineb rohkesti suuri kaverne (proov nr. 6).

Mineraloogiliste tunnuste alusel kuuluvad devoni kivimid narva lademe alumisse ossa. Vahetult siluri peal lasuvast proovist nr. 5 on E. Kuriku määratud Acanthodese tüüpi akantoodi soomus, mis viitab samuti nende kihtide kuuluvusele devonisse. Sellele ei räägi vastu ka samast proovist V. Viira määratud Panderoduse? fragment. Tammiku paljandi devoni kihtidega täiesti analoogseid kivimeid on aga H. Palmre (Пальмре, 1962) Navesti ja Pedja jõe paljandis ning Julga ja Vanaõue

puursüdamikus pidanud adavere lademesse kuuluvaiks. Meie uuritud paljandi kohta sellist järeldust teha pole alust.

Devon on Tammiku paljandis esindatud dolomiitidega, mis kõige ülemises kihis asenduvad liivaka domeriidiga. Keemilise analüüsi andmetel kaltsiit puudub täiesti. Kivimi savikaskarbonaatne põhimass on mikrokristalliline, harvem pisikristalliline, mõnede kavernide läheduses ka peenekristalliline.

Terrigeense lahustumatu jäägi hulk (v.a. siluri setetest pärinev ränistunud purdmaterjal) suureneb devoni kivimeis ebaühtlaselt ülespoole (tabel 1). Terrigeense liivafraktsiooni sisaldus suureneb samuti ülespoole, kõikudes 10,4 ja 32,5% vahel. Tegemist on valdavalt peene liivaga (tabel 1). Savimaterjali hulk väheneb vastavalt 86,6 kuni 62,7 %-ni. Aleuriitse fraktsiooni sisaldus aga kõigub minimaalsetes piirides - 3,0-6,7 %. Ülemises proovis esineb ka üksikuid kruusateri. Huvitav on, et kvartsiterade kõrval esineb devoni kivimeis ka küllalt suuri (läbimõõduga kuni 0,5 mm) granaaditeri, mida sellel stratigraafilisel tasemel mujal pole täheldatud.Kvartsiterade ümardatus on ebaühtlane, enamasti nõrk. Paremini on ümardunud suuremad terad.

Silurist pärinevate ränistunud rähaste sisaldus devoni proovides ei tõuse tavaliselt üle 5 %, ulatudes ainult kõige ülemises kihis 20 %-ni (tabel 1). See materjal on praktiliselt ümardumata, ainult väga harva esineb nõrku kulutuse jälgi. Ränimugulate läbimõõt ulatub 3 cm-ni, püsides siiski tavaliselt 0,7-1,0 cm piires. Esineb ka rähaseid, mis pärinevad siluri kivististerikastest tasemetest ja purddolomiidist.

Tabel 1

Lahustumatu jäägi granulomeetriline koostis Tammiku läbilõikes, %

Proovi nr.	Str. tase	Lahust. jäägi hulk kivimis	Räni hulk kivimis	Lahustumatu jäägi allotigeense osa granul. koostis						
				>1,0	1,0–0,5	0,5–0,25	0,25–0,1	0,1–0,05	0,05–0,01	<0,01
1	D_2nr	28,0	19,9	0,3	2,5	16,8	13,2	0,5	4,0	62,7
2	"	20,0	2,5	-	1,4	7,1	20,7	0,8	5,8	64,2
3	"	18,0	0,9	-	1,3	8,1	17,2	3,9	2,8	66,7
4	"	17,5	4,5	-	1,4	8,7	20,5	5,5	1,4	62,5
5	"	10,0	3,7	-	0,2	3,9	6,3	1,0	2,0	86,6
6	H	12,0	6,7	-	-	-	0,1	0,5	1,9	97,5

Kõigis uuritud paljandi devoni kihtides võib leida siluri rugooside, okasnahksete, brahhiopoodide, sammalloomade, gastropoodide ja trilobiitide rohkem või vähem purustatud ränistunud skeletiosi. Pikliku terakujuga purdmaterjal ja kivistisfragmendid on kivimis horisontaalse paigutusega.

Devoni kivim on tugevasti poorne ja kavernoosne, eriti kihipindadel ja nende vahetus läheduses. Kavernide suurus ulatub 1,5 cm-ni, tavaliselt on see aga 0,2-0,5 cm. Nende pinnad on enamasti kaetud peente (läbimõõduga mitte üle 1 mm) dolomiidikristallidega. Osa kavernidest meenutab soolakristallide jäljendeid.

Huvitava nähtusena väärib Tammiku läbilõikes eraldi käsitlemist lõhenemisbretša (joon. 3, 2 ja 4), mis laiguti esineb siluri kivimite pealispinnal. Siluri dolomiidist on siin osaliselt või täiesti lahti murdunud enamasti 1-4 mm paksusi kilde, mille pikkus ulatub 0,1 cm-st kuni 2 cm-ni. Nendevahelised lõhed on täitunud devoni nõrgalt savika dolomiidiga. Lõhede laius ulatub kohati üle 1 mm, olles maksimaalselt kuni 5 mm. Siluri kivimi kildude pikkuse limiteerivad hilisemad, valdavalt kompaktsiooni tagajärjel kujunenud vertikaalsed lõhed. Sageli võib nii õhikutes kui ka lihvides jälgida, kuidas devoni materjaliga täitunud horisontaalne või subhorisontaalne lõhe pidevalt aheneb, minnes üle kinniseks lõheks, mis varsti lõpeb. Et devoni materjaliga täitunud lõhed on enamasti väga kitsad, siis suuremad kvartsiterad ilmuvad lõhenemisbretšasse alles 1-3 cm kõrgusel purustamata siluri kivimi pinnast. Bretša puudumisel esineb kvartsliiv kohe siluri la-

destu pealispinnal. Lõhenemisbretša enese tükkide ümberpaigutumist võib täheldada ainult tema kontaktil lasuva kivimiga.

Olemasoleva faktilise materjali alusel tundub kõige tõenäolisemana, et sellise, pealiskorras küllaltki omapärase kivimitüübi kujunemise peamiseks põhjuseks on olnud devoni setete kuhjumise ajal valitsenud ariidsed kliimatingimused ja nendest tulenevalt ülesoolastunud (hüperhaliinne) settimiskeskkond basseini rannalähedases laguunilaadses vööndis, kus veetaseme alanedes toimus soolakristallide kiire kasv, mis võiski põhjustada siluri dolomiitide lõhenemise.

Seal, kus puudub lõhenemisbretša, on siluri pealispind välja kujunenud impregnatsioonita kulutuspinnana. See pind on nõrgalt lainjas (amplituudiga mitte üle 1 cm), kuid sile. Siin võib kohati täheldada koonilisi vertikaalseid puurivate organismide elutegevuse jälgi, suudme laiusega 1,0-1,5 mm ja sügavusega kuni 2,5 mm (joon. 2, 4). Nende käikude läheduses ja ka mujal esineb omapäraseid teravatipuliste servadega süvendeid (joon. 3, 3), mis meenutavad juba A.Õpiku (1927) kirjeldatud retsentseid korrosioonilisi süvendeid ordoviitsiumi lubjakivi pindadel Osmussaarel. Tammikul ulatub nende süvendite laius 1 cm-ni, sügavus on aga tavaliselt 2-3 mm, mõnes kohas kuni 6 mm. Siluri ladestu pealispinna morfoloogia mitmekesisus viitab selle kulutuspinna formeerumise pikaajalisusele nii õhu- kui ka veealuses keskkonnas ja mitmete eri aegadel esinenud faktorite koosmõjule. Iseloomulik on ka see, et kulutus on peatunud just siluri kivimite kõige vastupidavamatel, ränistunud või peenemakristallilistel kihtidel.

Paljanduvad siluri dolomiidid (joon. 3, 2-4) sisaldavad vähe terrigeenset materjali (5 proovi keemilise analüüsi alusel on keskmine 8,2 %). Kaltsiiti neis ei esine. Granulomeetriline analüüs näitab, et lahustumatu jääk koosneb praktiliselt ainult savifraktsioonist (tabel 1). Dolomiitide struktuur on väga muutlik - pisikristallilisest kuni jämedakristalliliseni, ülemises osas valdavalt siiski peenekristalliline, sügavamal keskmise- ja jämedakristalliline. Litoloogiliselt üldilmelt on tegemist tüüpilise adavere lademe bretšataolise purddolomiidiga, milles porsumise jälgi ei esine.

Adavere lademe dolomiidid on tugevasti kavernoossed ja poorsed. Kavernid on valdavalt lameda kujuga, kõrgusega harva üle 1-2 cm. Nende maksimaalne laius võib olla 10 cm ja suuremgi. Kavernide pinnad on alati kaetud suhteliselt suurte dolomiidikristallidega, pikkusega kuni 5 mm ja isegi rohkem (joon. 3, 5). Dolomiidikristalle katavad kohati hilisema generatsioonina helesinise tooniga plaatjad barüüdikristallid, mille maksimaalne suurus tavaliselt ei ületa 1 cm (joon. 3, 5 ja 6). Vähem esineb galeniiti ja püriiti. Tammiku paljandi kohalt Kaave jõest, kus kohati paljandub samuti adavere lade, on E.Lugus leidnud väikese galeniidipesa. Selle mineraali leide on teada ka mujalt ümbruskonnast (Palmre, 1961).

Suhteliselt halvasti säilinud (ränistunud) siluri kivistised ja nende fragmendid ei anna ühemõttelist vastust paljanduvate kihtide täpsema stratigraafilise kuuluvuse kohta. Nii viitavad ostrakoodide leiud L.Sarve andmetel adavere lademele, brahhiopoodid M.Rubeli andmetel aga raikküla lademele.

Lahustumatu jäägi mineraloogilise koostise poolest on adavere lade ja narva lademe alumine osa Tammiku paljandis küllaltki lähedased (tabelid 2-4). Kerges fraktsioonis on nende tasemete peamiseks erinevuseks päevakivide suhteliselt suur osatähtsus adavere lademe dolomiitides (tabel 2). Kõikide uuritud proovide rasketele fraktsioonidele on iseloomulik raudhüdroksiidide kõrge sisaldus (tabel 3). Selle kõrval on adavere dolomiitidele omane märkimisväärne autigeense bariidi sisaldus. Devoni kivimites on bariiti tunduvalt vähem ja terad on sogased, ilmsete ümbersettimise tunnustega. Allotigeensete mineraalide sisaldus on suurem devoni kivimites.

Raske fraktsiooni läbipaistvate allotigeensete mineraalide grupis on nii adavere lademe kui ka narva lademe alumise osa kivimitele iseloomulik tsirkooni-granaadi assotsiatsioon. Granaat on valdav analüüsitud jämealeuriitses põhifraktsioonis (tabel 4), kuid veel suurem on tema suhteline sisaldus peene- ja keskmiseteralise liiva fraktsioonis, kus ta moodustab rasketest läbipaistvatest allotigeensetest mineraalidest 75-80 %. Narva lademe alumise osa kivimitele on iseloomulik titaniidi märgatav sisaldus. Adavere lademes on titaniit haruldane, kuid antud juhul esinev lisand (tabel 4). Teisejärgulise tähtsusega mineraalidest on oluline korund adavere ja stauroliit narva lademes.

Porsumistunnused kontaktipealsetes devoni kivimites on allotigeensetel mineraalidel suhteliselt nõrgad. Keskmisest ainult pisut suurem on läbipaistmatute tsirkoonide ja muutunud turmaliiniterade hulk. Suhteliselt arvukalt on lõhenenud

Tabel 2

Jämealeuriitse (0,1-0,05 mm) fraktsiooni kergete mineraalide sisaldus, %

Proovi nr.	Strat. tase	Kvarts	Ortoklass	Plagioklass	Mikrokliin	Muskoviit	Rohe-line biot.	Porsunud vilk	Glaukoniit	Räni
1	D_2nr	23,3	1,4	-	-	1,8	-	-	-	73,5
2	"	70,3	6,1	1,3	-	0,3	-	-	-	22,0
3	"	69,9	9,1	0,5	0,5	1,1	-	0,5	-	18,4
4	"	76,7	7,9	0,5	-	1,5	0,5	-	0,5	12,4
5	"	49,2	9,2	0,8	-	0,8	-	-	-	40,0
6	H	3,5	3,5	-	-	-	0,7	-	-	92,3

Tabel 3

Jämealeuriitse fraktsiooni raskete mineraalide sisaldus, %

Proovi nr.	Strat. tase	Raske fr.	Pruun biotiit	Rohel. biotiit	Kloriit	Muskoviit	Glaukoniit	Baruut	Püriit	Fe-hüdroks.	Leukokseen	Mustad maagid	Läbip. allotig. miner.
1	D_2nr	8,9	-	-	-	0,2	-	-	0,4	94,0	-	1,2	4,2
2	"	5,0	-	-	-	-	-	0,6	0,4	54,6	1,4	11,2	31,8
3	"	1,1	-	0,8	-	-	-	1,5	0,6	43,3	1,7	14,4	37,7
4	"	1,0	-	-	-	0,2	-	-	0,4	57,4	1,6	10,4	30,0
5	"	4,1	0,2	0,6	-	-	-	-	1,4	82,2	0,6	8,4	6,6
6	H	1,2	0,2	1,2	1,2	0,2	0,2	9,8	3,0	65,6	1,8	7,6	9,2

Tabel 4

Raske fraktsiooni läbipaistvate allotigeensete mineraalide sisaldus, %

Proovi nr.	Strat. tase	Granaat	Tsirkoon	Turmaliin	Stauroliit	Distеen	Apatiit	Rutiil	Titaniit	Pors. Timin.	Korund	Monatsiit	Amfiboolid	Pürokseenid	Epidoot
1	D_2nr	39,8	45,6	0,4	1,8	-	-	0,8	3,0	0,2	-	0,6	6,4	1,2	0,2
2	"	49,0	35,8	4,0	1,2	0,2	0,4	1,6	4,6	1,8	0,4	0,4	0,6	-	-
3	"	50,0	34,4	5,4	0,6	-	-	1,2	7,2	0,4	-	0,4	0,2	0,2	-
4	"	51,8	28,0	5,4	0,2	-	0,4	1,4	10,4	-	-	-	2,4	-	-
5	"	54,6	30,0	6,1	0,9	-	-	0,9	5,6	-	0,5	0,5	0,9	-	-
6	H	47,7	37,0	8,7	-	-	-	2,2	2,2	-	2,2	-	-	-	-

tsirkooniteri. Kontaktipealsetes kivimites märgatavas koguses säilinud õhualusele porsumisele kergesti alluv mineraal titaniit (Goldich, 1938) näitab, et sete kujunes veelises keskkonnas ja suhteliselt kiiresti. Seejuures ei olnud vee elavjõud aga nii suur, et kontaktpinnal oleks hävinud lõhenemisbretša või kujunenud tüüpiline basaalkonglomeraat. Vaatamata siluri purdmaterjali rohkusele devoni basaalkihtides, viitavad mitmed mineraloogilise koostise omapärasused materjali sissekandele ka teistelt tolleaegsetelt kulutusaladelt.

Nagu nähtub esitatust, pakub siluri ja devoni kihtide kontakti paljand Tammikul, vaatamata devoni setete väikesele vertikaalsele ulatusele, huvi mitmest aspektist. Kergesti ligipääsetavana (umbes 6 km Tallinna-Tartu maanteest Puurmani kohal) võiks paljandi edaspidi lülitada ka geoloogiaüliõpilaste praktikaprogrammi objektide hulka.

KIRJANDUS

Goldich, S. S. A study in rock weathering. - J. Geol., 1938, Vol. 46, No. 1, p. 17-58.

Orviku, K. Narva jõe lademe geoloogiast Eesti NSV-s. - Tartu Riikl. Ülik. Toim. Geoloogia ja geograafia, 1948, kd. 3. 81 lk.

Palmre, H. Polümetalliliste maakide esinemisest ja uurimisest Eesti NSV-s. - Eesti Loodus, 1961, nr. 6, lk. 359-361.

Öpik, A. Die Inseln Odensholm und Rogö. - Tartu Ülikooli Geol. Inst. Toim., 1927, nr. 9. 69 lk.

Пальмре Х. Г. К литостратиграфии адавереского горизонта. - Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1962, вып. X, с. 87-96.

О КОНТАКТЕ МЕЖДУ СИЛУРОМ И ДЕВОНОМ В ТАММИКУ (ЫГЕВАСКИЙ Р-Н ЭСТОНСКОЙ ССР)

Л. Пылма, А. Клеесмент

Резюме

Приведены результаты детального литологического и минералогического (табл. I–4; рис. 3, 5 и 6) изучения пограничных слоев нижнего силура (адавереский горизонт) и среднего девона (наровский горизонт), обнажающихся в мелиоративной канаве (рис. 2, 1–2) в деревне Таммику Йыгеваского района Эстонской ССР (рис. I).

Адавереский горизонт сложен чистыми доломитами, а наровский горизонт представлен песчано-глинистыми доломитами (рис. 3, I). Контактная поверхность двух систем имеет сложную и изменчивую морфологию (рис. 3, 2–4), местами на ней залегает своеобразная брекчия растрескивания (рис. 3, 2 и 4).

THE CONTACT BETWEEN THE SILURIAN AND DEVONIAN AT TAMMIKU (JÕGEVA DISTRICT, ESTONIAN SSR)

L. Põlma, A. Kleesment

Summary

The authors have carried out a detailed lithological and mineralogical (Tables 1–4; Fig. 3, 5 and 6) study of the Lower Silurian (Adavere Stage) and Middle Devonian (Narva Stage) contact strata cropping out in a drainage ditch (Fig. 2, 1 and 2) in the Tammiku village, Jõgeva District of the Estonian SSR (Fig. 1).

The Adavere Stage is composed of pure dolomites, the Narva Stage is represented by sandy clayey dolomites (Fig. 3, 1). The contact surface between the two systems has a complicated and varied morphology (Fig. 3, 2-4), and it is overlain by a crackle breccia of a specific character (Fig. 3, 2 and 4).

LÕHETÄIDETEST TALLINNA ÜMBRUSE PAEMURDUDES

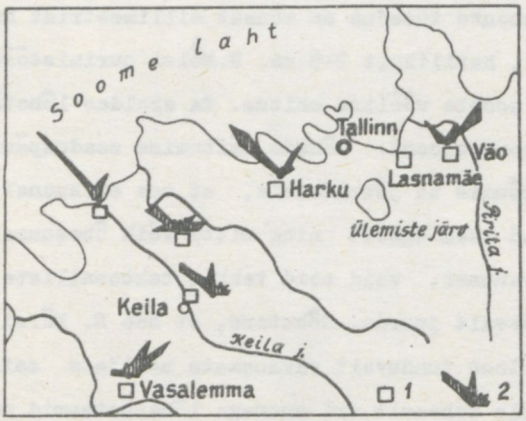
M. Niin, S. Niin, V. Puura, V. Taalmann

Põhja-Eestis avanevate ordoviitsiumi ja siluri lubjakivide lõhelisus on uurijate tähelepanu pälvinud rohkem kui poolteist sajandit. Varasemate sellesuunaliste uurimiste ülevaade ning hinnang on toodud E. Mõlsi artiklis (1961). See on ka esimene ning seni ainuke spetsiaalselt lõhetäidete mineraloogiat käsitlev publikatsioon Eestis.

Tallinna ümbruse paemurdudes, mis on rajatud keskordoviitsiumi lubjakividesse ning kohati ulatuvad ka alamordoviitsiumi kivimitesse, esineb peene-, keskmise- kuni suurekristallilisi kaltsiidi- ja sulfiidisooni küllaltki sageli. Mineraalisoonte tüsedus on mõnest millimeetrist kuni 10 sentimeetrini, harilikult 2-5 cm. E.Mõlsi uurimistööde tulemusena selgus soonte vööline ehitus. Ta eraldas lõhetäitemineraalide 4 generatsiooni. Lõhede täitumise seaduspärasustest tulenevalt jõudis ta järeldusele, et osa erisuunalisi lõhesid on tekkinud samaaegselt ning mitte kõik ühesuunalised lõhed pole samavanused, vaid neid tekkis tektooniliste liikumiste käigus pidevalt juurde. Rõhutame, et see E. Mõlsi üks põhijäreldusi erineb tunduvalt varasemate uurijate seisukohavõttudest, mille kohaselt eri suunaga lõhesüsteemid peaksid olema ka erivanused.

Autorid uurisid Eesti ordoviitsiumi ja siluri lubjakivide lõhelisust ja lõhetäiteid põhjalikumalt aastail 1965–1968. Selgus, et vöölise ehitusega mineraalisooni esineb arvukalt ainult Tallinna ümbruses. Kõige rohkem andmeid kogunes Harku ja Väo paemurrust, kuna tollal juba mahajäetud Lasnamäe murru seintes sai küll veel mõõta lõhede suundi ning koguda käsipalu lõhetäidetest, kuid jälgida lõhede ja lõhetäidete muutlikkust murru põhjas polnud enam võimalik.

Üldiselt tuntud on lubjakivide valdavad lõhesuunad – diagonaalne süsteem kirdest edelasse ja loodest kagusse ning ortogonaalne põhjast lõunasse ja idast läände. Samad lõhesuunad on valdavad ka kõigis Tallinna ümbruse paemurdudes ning paljandites (joon. 1).



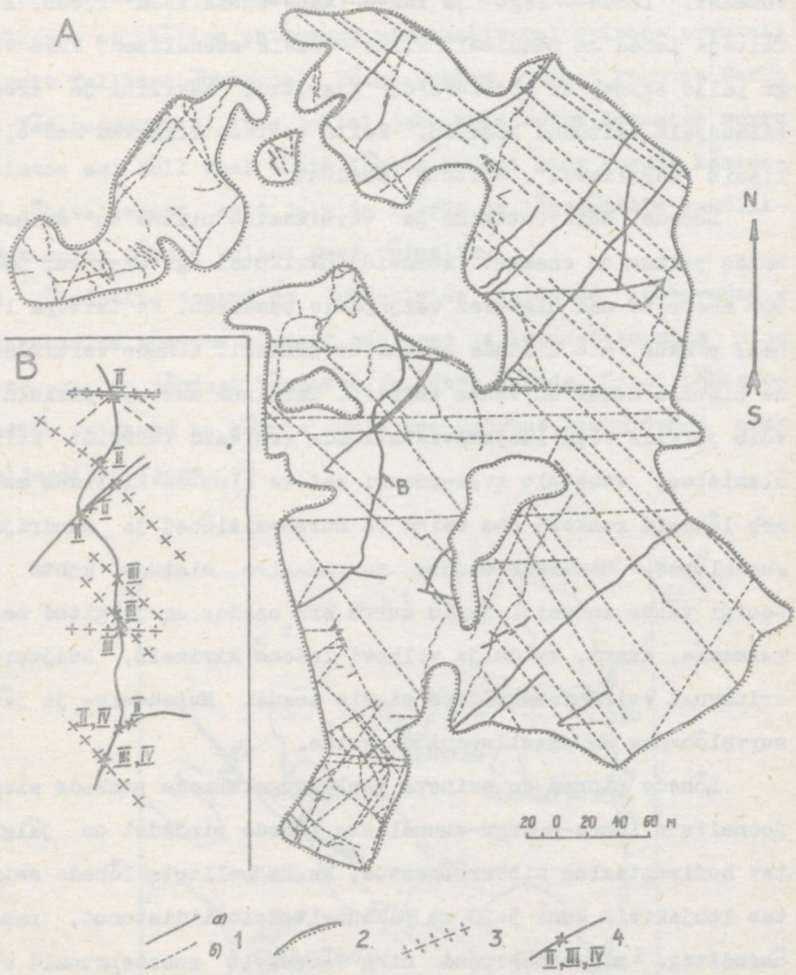
Joon. 1. Tallinna ümbruse kesk- ja alamordoviitsiumi lubjakivide lõhede orientatsioon. 1 – paemurd või paljand, 2 – lõhede roosdiagrammid.

Täiteta lõhed on valdavalt sirgjoonelised, Harku murrus enamasti loode—kagu- ja ida—lääne-suunalised (joon. 2). Täitega lõhed on peamiselt kirde—edela-suunalised, kuid väga palju esineb ka looklevaid, kaarjaid, sakilisi ja isegi silmusjalt täitunud lõhesid. Selle poolest erinevad nad oluliselt "harilikest", täiteta lõhedest.

Lõhede horisontaalne ja vertikaalne ulatus on erinev. Nende pikkus on enamasti kümneid, üksikutel aga enam kui 300-500 meetrit: nad ulatuvad väljapoole paemurdu. Ka täitega lõhede pikkus võib ulatuda sadade meetriteni. Lõhede vertikaalse ulatuse kohta on vähem andmeid. Tallinna ümbruse paekaldas võib jälgida kogu lubjakivikihtkonda läbivaid lõhesid. Kõige ülemistes, vahetult kvaternaari setete alustes kihtides esineb lõhesid rohkem: osa neist on murenemislõhed ja mandrijää survelõhed. Mineraalisoonte vertikaalse ulatuse kohta on veelgi vähem andmeid. Harku murru eri osades on jälgitud neid lasnamäe, aseri, kunda ja volhovi lademe kivimeis, kusjuures erinevusi esinemissageduses ei ole teada. Murenemis- ja jääsurvelõhedes mineraalisooni ei esine.

Lõhede pinnad on erineva iseloomuga. Mõnede pikkade sirgjooneliste loode—kagu-suunaliste lõhede pindadel on jälgitav horisontaalne nihkeröönestus, ka on selliste lõhede seintes lubjakivid kuni 5-20 cm paksuselt dolomiidistunud, rauaühenditega pigmenteerunud ning värvuselt roostepruunid või tumehallid, tihti kavernoossed. Enamasti on lõhepinnad konarlikud, karplikud, eriti muutliku suunaga lõhedel.

Nagu märkis juba E. Mõls, tekkisid lõhetäited hiljem, kui



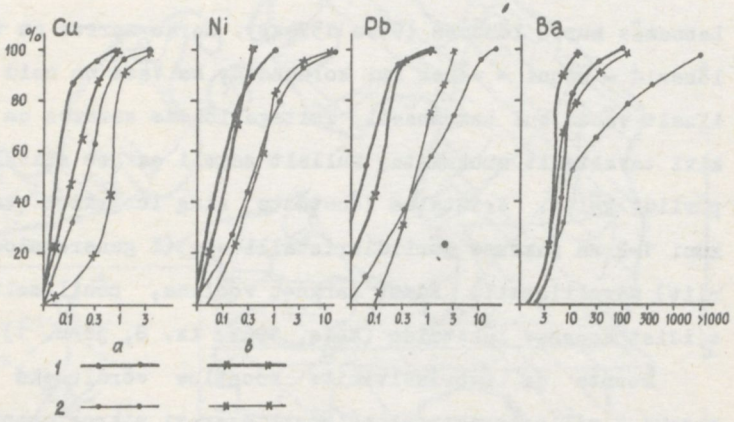
Joon. 2. Lôhed Harku paemurru põhjas. A – lôhede plaan. 1 – lôhed: a – mineraaligoontest täidetud (B – detailskeemil kujutatud lôhe), b – täiteta; 2 – paljandunud ala piir. B – lôhetäidete proovimise detailskeem. 3 – lôheseinte pigmentatsioon rauaühenditega, 4 – proovimiskohad, rooma numbritega on tähistatud leitud kaltsiidigeneratsioonid.

toimus rauaühendite pigmentatsioon ja dolomiidistumine. Mineraalisooni lõikavaid ulatuslikke lõhesid ei ole täheldatud.

E. Mõlsi (1961) andmetel oli täiteid täpselt pooltes Lasnamäe murru lõhedes (69-s 137-st). Harku murrus on täitega lõhesid - sooni - vähem kui kolmandik, ka Väos on neid suhteliselt vähem kui Lasnamäel. Täitega lõhede seintes on lubjakivi tavaliselt muutumata, küllalt sageli esineb siiski peene püriidi külvi. Kristalse lõhetäite ning lubjakivi vahel on kuni 1-2 mm paksune püriidikristallidega (I generatsiooni püriit) merglilaamell. Edasi järgneb vööline, põhiliselt kaltsiidist koosnev lõhetäide (Mõls, 1961, lk. 8, joon. 1).

Soonte ja ümbriskivimite koostise võrdluseks koguti proove, milles spektraalanalüüsil määrati mikroelementidesisaldus. Selgus, et sooned ei erine kuigivõrd ümbriskivimeist titaani-, kroomi-, mangaani-, galliumi- ja strontsiumisisalduselt. Mõningal määral on sooned rikkamad vase, nikli, plii ja baariumi poolest (joon. 3), üksikutes kohtades esineb tsingi ja strontsiumi kõrgeid sisaldusi.

Täiuslikke lõhetäiteid, kus korraga võib eraldada kõiki mineraaligeneratsioone, esineb harva. Ühe ulatusliku lõhe uurimisel Harku murrus selgus, et samas lõhes võib olla erinevaid mineraaligeneratsioonide kombinatsioone (joon. 2b). Eri generatsioonide mineraalide levikus võib märgata ka piirkondlikke erinevusi (tabel 1). Näiteks kaltsiidi I generatsioon on väga harv Harkus, III - Väos. Kõikjal esineb sagedamini kaltsiidi II ja IV generatsiooni. Üldlevinud on püriidi I generatsioon, II ja III generatsiooni on leitud ainult Las-



Joon. 3. Mikroelementidesisalduste kumulatiivsed jaotuskõverad: 1 - ümbriskivimeis, 2 - kaltsiidi- ja sulfiidisoontes; a - Väo murd, b - Harku murd. Proovide hulk: 1a - 63, 1b - 25, 2a - 45, 2b - 25.

namäel ning IV generatsiooni Lasnamäel ja Väos. Muidu suhteliselt harv sfaleriit on kõigi nelja generatsiooniga esindatud Lasnamäel. Harkus ja Väos esineb vaid I, väga harva ka IV generatsiooni. Markasiiti koos püriidiga võib leida Väos, Harkus on ta haruldane. Lasnamäelt on E. Mõls leidnud markasiidi kollomorfseid agregaate (IV generatsioon?). Galeniiti on leitud vaid ühel juhul Väos kilena IV generatsiooni kaltsiidi pinnal. Lasnamäel ja Väos esineb soonte keskosas III ja IV generatsiooni kaltsiidil harvu, kuid kuni 0,5 kg raskusi barüüdikogumikke.

E. Mõlsi lõhetäitemineraalide kirjeldusele on vähe lisada. Tabelis 2 on toodud Tartu Ülikooli mineraloogia kabinetis

Tabel 1

Erivärviliste kaltsiitide esinemissagedus

paemurdudes

Paemurd	Generatsioon	Vesihall	Piimjasvalge	Roosakas	Kollakas	Pruunikas	Kokku
Väo	I	-	-	1	-	-	1
(19	II	-	8	2	-	-	10
käsi-	III	-	-	-	-	-	-
pala)	IV	8	-	-	-	-	8
Lasnamäe	I	6	2	1	-	1	10
	II	-	5	11	-	-	16
(46 kä-	III	-	-	-	1	2	3
sipala)	IV	15	1	-	-	1	17
Harku	I	-	-	-	-	-	-
(12	II	-	1	5	-	-	6
käsi-	III	-	-	-	1	3	4
pala)	IV	2	-	-	-	-	2
		31	17	20	2	7	77

Tabel 2

Kaltsiidisoones esineva püriidi kristallivõre parameetrid

Paemurd	Proovi nr.	Võre parameeter a (Å)
Lasnamäe	L - 2	5,415 ± 0,001
Väo	V-6-29	5,415 ± 0,001
"	V-19 A	5,415 ± 0,001
"	V-20 B	5,415 ± 0,001

K.Utsali juhendamisel röntgenograafiliselt määratud püriidi võreparameetrid. Need on püsivad ning ei erine püriidi keskmisest näitajast (a = 5,415 Å). Soonte levinuima mineraali - kaltsiidi - värvus võib olla muutlikum, kui seda kirjeldas E.Mõls, ka ühe generatsiooni piires (tabel 1). I generatsiooni kaltsiit on enamasti halli värvusega, harvem piimjasvalge, kristallide mõõtmed valdavalt alla 5 mm. II generatsiooni kaltsiit on piimjasvalge (Väo) või roosakas (Harku ja Lasnamäe), kristallid väga erineva suurusega. III generatsiooni kaltsiit on pruunikas või kollakas, kristallide mõõtmed 5-10 mm. IV generatsiooni kaltsiit on valdavalt vesihall, läbipaistev, 5-10 mm suurused kristallid sageli hästi välja kujunenud - romboeedrid ja skalenoeedrid. Idiomorfseid kristalle moodustab peamiselt I ja IV generatsiooni kaltsiit, kuna II ja III generatsiooni kaltsiit on esindatud ksenomorfsete kristallide agregaadiga. Huvitav on võrrelda ka eri murdude kaltsiidikristallide suurust (tabel 3): suurekristallilisi sooni esineb kõige sagedamini Lasnamäel.

Kui võrrelda kolme kirjeldatud paemurru lõhetäiteid, selgub, et kõige rikkalikum on mineralisatsioon Lasnamäe murrus. Seal on leitud suurimaid kaltsiidikristalle ja kõiki kaltsiidigeneratsioone, rikkalikum on mineraalide kooslus - sagedamini esineb suhteliselt haruldasi sfaleriiti ja baariiti. Ka on siin nähtud kõige tüsedamaid sooni.

Tallinna ümbruses on leitud samalaadseid lõhetäiteid veel Vasalemma murrus, E.Mõls on kirjeldanud sealt samu mineraaligeneratsioone mis Tallinnastki (Mõls, 1961, lk. 10).

Tabel 3

Eri suurusega kaltsiidikristallide esinemissagedus

Paemurd	Generatsioon	Peitkristalliline	Kuni 5 mm	Kuni 10 mm	Üle 10 mm	Kokku
Väo (19 käsipala)	I	-	-	1	-	1
	II	-	5	5	-	10
	III	-	-	-	-	-
	IV	-	5	3	-	8
Lagnamäe (46 käsipala)	I	-	7	2	1	10
	II	-	1	9	7	17
	III	-	-	3	-	3
	IV	-	1	8	7	16
Harku (11 käsipala)	I	-	-	-	-	-
	II	2	-	2	2	6
	III	2	1	-	-	3
	IV	-	-	2	-	2
		4	20	35	17	76

Sellega olemasolevad andmed piirduvad. Lääne-Eestist on teada küll kaltsiiti ja sulfiide sisaldavaid lõhetäiteid, kuid seal on nad lihtsa ehitusega (on kirjeldatud läbipaistva kaltsiidi kristalle Haimre murru lõhest). Kirde-Eestis põlevkivikaevandustes ning ka paemurdudes (näiteks Aluveres) seda tüüpi lõhetäiteid pole avastatud.

Kuid Tallinna ümbruses esineb harva Kirde- ja Kesk-Eesti tüüpi metasomaatiliste dolomiitide kehasid (Вахер и др., 1962; Пичугин и др., 1976) ning nendega kaasnevat kaltsiidi-, dolomiidi- ning sulfiidimineralisatsiooni (Вахер и др., 1964; Пуура, Судов, 1976; Судов, 1973). Väo murru põhjaseinas võis

omal ajal küll jälgida nõrgalt väljendunud lõhevööndiga seotud karstunud ja kuni 1-2 m laiuselt dolomiidistunud lubjakivide keha, kuid sellel puudub tõenäoliselt geneetiline seos kirjeldatavate lõhetäidetega.

Tallinna ümbruse täitunud lõhede kujus väärib nähtavasti erilist tähelepanu kõverjoonelisus: selliseid kõverdunud, kaarjaid või koguni silmusja kontuuriga, avatud lõhesid ei ole mujalt kirjeldatud, neid ei ole täheldatud ei Kirde-Eesti ega Leningradi oblasti põlevkivikaevandustes (Газизов, 1958; Гатальский, 1959; Левыкин, 1946). Seal esineb küll avatud lõhesid, mis on aga täitunud liivakiviga.

Eespool on viidatud sellele, et mineraalisooned on tunduvalt nooremad kui osa täitumata lõhesid. Harku murru põhjas võis kohati jälgida, kuidas ulatuslikust kõverjoonelisest täitunud lõhest hargnes ka "vanasse", rõõnestunud seintega lõhesse mineralisatsioon (kuni mõnekümne cm pikkuselt). Ulatuslike hilisemate sooni lõikavate lõhede puudumine viitab sellele, et kõverjooneliste, järk-järgult avanenud lõhede moodustumine oligi viimane oluline lõhetekkeprotsess kirjeldataval alal. See protsess nagu mineraalisoonte tekegi oli küllaltki piiratud, vähemalt mitte kogu Eesti territooriumi haarav. Lõhede kõverjooneline kuju ning nende järkjärguline täitumine viitab sellele, et nad tekkisid rebenemislõhedena piirkondliku tõmbepinge tingimustes, võimalik, et mingi ulatusliku ja lameda kerkestruktuuri arengu tingimustes (keskmega Tallinna ümbruses). Lõhede järkjärgulise avanemisega kaasnes lahuste tsirkulatsioon ning lõhetäidete kristalliseerumi-

ne. Juba E.Mõls oletas, et vähemalt osa mineraaligeneratsioone (III ja IV) tekkis hüdrotermaalsetest lahustest. Kuna mineraliseerunud lahuste koostis oli ligilähedalt sama kogu alal ning evolutsioneerus vaid ajas, on neid raske pidada lihtsaiks, karbonaatse kompleksi põhjaveteks. Tavalisteks maapinnalähedasteks põhjaveteks ei saa neid pidada juba sulfiidide ulatusliku tekke tõttu. Lõhetäitemineraalid on nähtavasti tekkinud peamiselt ümbriskivimite materjalist, millele viitab ka nende geokeemiline sarnasus. Soonte mõningast rikastumist nikli, vase, plii ja baariumiga, aga ka rauaga võiks seletada väävliühendite esinemisega lahuses.

Mineralisatsioonitüübi sarnasus Kirde- ja Kesk-Eesti polümetallilise maagistumisega (Пуура, Судов, 1976) lubab oletada, et ka Tallinna ümbruse kaltsiidi- ja sulfiidisooned on tekkinud hertsüünilisel tektoonilisel epohhil.

KIRJANDUS

Mõls, E. Eesti aluspõhja lõhede geneesist. - Geoloogiline kogumik. Tartu, 1961, lk. 5-15.

Вахер Р.М., Куускалу Т. И., Пуура В. А., Эрисалу Э. К. О геологическом положении сульфидных рудопроявлений в районе Ульясте. - В кн.: Литология палеозойских отложений Эстонии. Таллин, 1964, с. 33-53.

Вахер Р. М., Пуура В. А., Эрисалу Э. К. Тектоническое строение Северо-Восточной Эстонии. - Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1962, X, с. 319-335.

Газизов М. С. К вопросу о морфологии и происхождении глубин-

ного карста в Прибалтийском сланцевом бассейне. – Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1958, II, с. 133-162.

Гатальский М. А. Микродислокация и трещиноватость пород в районе Прибалтики и их значение в миграции и распределении флюидов. – Тр. ВНИГРИ, 1959, вып. 131, Геол. сб. 4, с. 65-77.

Левыкин В. В. Горючие сланцы Прибалтики. Л., 1947. 99 с.

Пичугин М. С., Пуура В. А., Вингисаар П. А., Эрисалу Э. К. Региональные проявления метасоматической доломитизации в связи с тектоническими нарушениями в нижнепалеозойских отложениях Северной Прибалтики. – Советская геология, 1976, № 10, с. 78-90.

Пуура В. А., Судов Б. А. О зонах платформенной тектонической активизации южного склона Балтийского щита и их металлогении. – Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 1976, т. 25, № 3, с. 206-214.

Судов Б. А. Свинцово-цинковые рудопроявления на территории Эстонской ССР и их перспективы. – Разведка и охрана недр, 1953, № 3, с. 16-19.

О ЗАПОЛНЕНИЯХ ТРЕЩИН В КАМЕНОЛОМНЯХ ОКРЕСТНОСТЕЙ ТАЛЛИНА

М. Нийн, С. Нийн, В. Пуура, В. Таалманн

Резюме

В жилах трещин карбонатных пород среднего и нижнего ордовика окрестностей Таллина, выделяются 4 генерации кальцита и сульфидных минералов, в основном пирита. Часто минерализа-

ция локализована в криволинейных трещинах, отличающихся по разным признакам от обычных прямолинейных трещин без заполнения. Наиболее богатая минерализация встречена в каменоломне Ласнамяэ, где мощность жил достигает 10 см. Здесь встречаются самые крупные кристаллы кальцита и относительно редкие минералы - барит и сфалерит. Минерализация описываемого типа наблюдается только в районе Таллина и морфологически отличается от проявлений предположительно одновозрастного с ней и генетически близкого полиметаллического оруденения Центральной и Северо-Восточной Эстонии.

ON CRACK FILLINGS IN LIMESTONE QUARRIES IN THE VICINITY OF TALLINN

M. Niin, S. Niin, V. Puura, V. Taalmann

Summary

Four generations of calcite and sulphites, prevailingly pyrites, are found in the cracks of the Middle and Lower Ordovician limestones in the vicinity of Tallinn. Mineral veins are frequent in winding cracks which differ from common unfilled rectilinear ones in many aspects. The highest degree of mineralization is characteristic of the Lasnamäe quarry, where the thickness of veins reaches up to 10 cm, the calcite crystals have greater dimensions and the relatively rare minerals baryte and sphalerite are of a more frequent distribution. The above mineralization is found only in the vicinity of Tallinn and it morphologically differs from the polymetallizing processes supposedly of the same age and genesis.

TEKTOONILISTE RIKETE TÄHTSUSEST MAGNEESIUMIVAESTE LUBJAKIVIMAARDLATE OTSINGUL PANDIVERE KÕRGUSTIKU EDELAOSAS

K. Tallinn

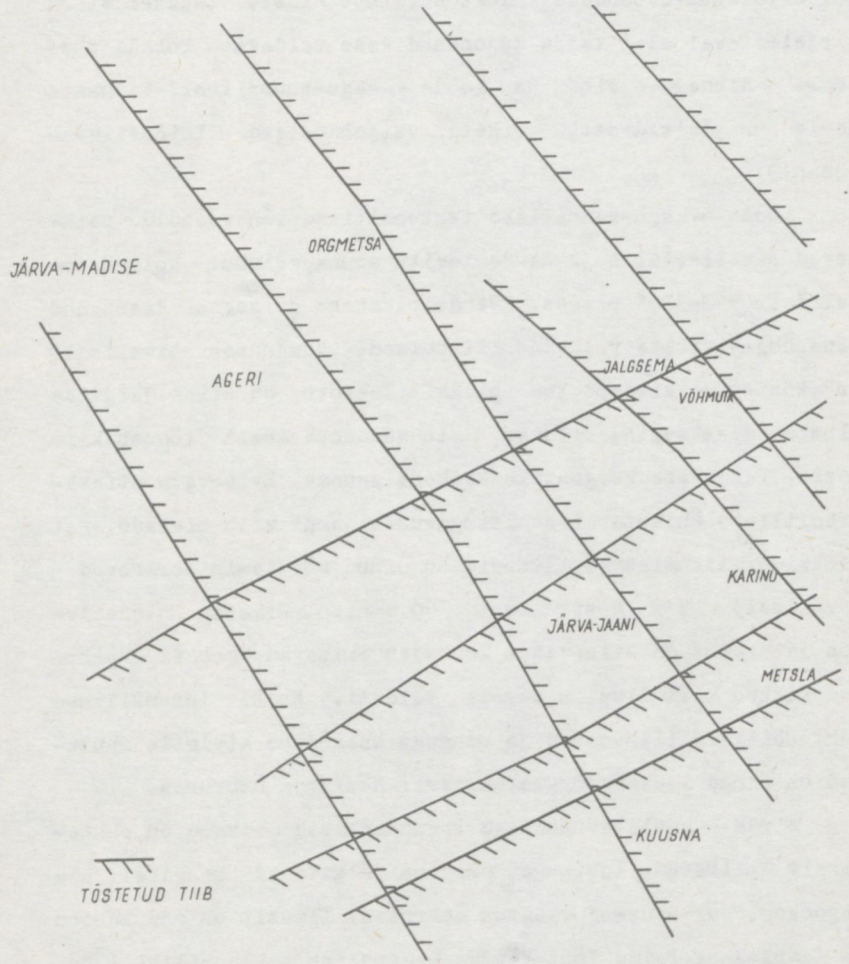
Seoses magneesiumivaeste lubjakivide ulatuslike geoloogiliste uuringutega aastail 1965-1966 ja 1971-1973 Pandivere kõrgustiku edelaosas, peamiselt Järva-Jaani ümbruses, kogunes rohkesti andmeid vaadeldava ala geoloogilise ehituse, tektooniliste rikete ja lõhesüsteemide iseloomu ning nende seose kohta karbonaatsete kivimite keemilise koostisega. Sellised andmed saadi peamiselt alamsiluri juuru lademe (S_1ju), tamsalu kihistu tammiku ja karinu kihistike (Аалоэ, 1958; Нестор, Кала, 1968), vähemal määral ülemordoviitsiumi pirgu (O_3pg) ja porkuni lademe (O_3pk) ning alamsiluri raikküla lademe (S_1rk) karbonaatsete kivimite kohta.

Eesti NSV-s on aluspõhjakivimid teatavasti monoklinaalse lasumusega, valdavalt lääne—ida- või kirde—edela-suunalise rõhtsihiga ning väljapeetud kallakusega kagusse või lõunasse 10-14'. Üldise monoklinaalse lasumuse foonil esineb aga käsitletaval alal lasumusrikkeid ja sekundaarselt muutunud kivimite vööndeid, mis ilmselt on seotud devonieelse perioodi tektooniliste liikumistega. Pandivere kõrgustiku edelanõlval on aluspõhjakivimite plokkide liikumise tagajärjel kujunenud mitmesugused tektoonilised struktuurid, mis kontrollivad ki-

vimeis lõhede süsteeme ja sekundaarsete muutuste, esmajoones dolomiidistumisvööndeid. Tektooniliste nihete tagajärjel on kirjeldataval alal välja kujunenud kaks valdavat lõhede süsteemi - kirde—edela- ja loode—kagu-suunaline. Viimaste levik on laialdasem, rikete väljenduslaad intensiivsem (joon.).

Loode—kagu-suunalised tektoonilised lõhevööndid paiknevad paralleelselt ja nende leviku suuna asimuut kõigub tavaliselt 310-320° piires. Nende riketega on sageli kaasnenud aluspõhjakivimite plokkide liikumised, kusjuures tavaliselt on tõstetud kirdepoolne plokk. Seetõttu on siin jälgitav aluspõhja astmeline reljeef, mis seaduspäraselt tõuseb kirdesse, Pandivere kõrgustiku keskosa suunas. Erinevate stratigraafiliste ühikute lasumissügavuste järgi võib oletada, et plokkide liikumise amplituudid on olnud võrdlemisi erinevad - tavaliselt 1-2 m-st kuni 10 m-ni. Rikete intensiivsus ja ulatus on erinevates kohtades erinevad, kohati häävuvad rikked piki leviku suunda täiesti. Eriti intensiivsed tektoonilised liikumised ja nendega kaasnenud kivimite muutused on olnud Aravete-Orgmetsa-Aguri-Härjapea ümbruses.

Kirde—edela-suunalised tektoonilised rikked on suhteliselt piiratuma levikuga, nad on jälgitavad peamiselt ala kaguosas, Järva-Jaani vahetus ümbruses. Ilmselt on nad seotud ka Ageri-Esna-Paide-Türi-Vändra ulatusliku tektoonilise lõhevööndiga, kujutades ilmselt selle üksikuid osi. Sellele viitab nende paralleelsus ja ehituse suur sarnasus. Rikkevööndi asimuut on 30-60°, laius 3-10 km. Ka siin on täheldatavad



Peamiste tektooniliste rikete asetuse skeem Pandivere kõrgustiku edelanõlval.

aluspõhjakivimite plokkide liikumised, kusjuures valdavalt on tõstetud rikete kagutiib. Amplituudid püsivad 5-20 m piires, suurenedes kagu suunas. Eriti intensiivsed liikumised ja nendega kaasnenud karbonaatsete kivimite muutused on olnud Jalgsema, Roosna-Alliku, Järsi ja Kuusna ümbruses.

Väga oluline osa tektooniliste rikete ehituses on väiksemate lõhede süsteemidel, mida rikke piires võib esineda küllaltki arvukalt. Lõhede vahekaugus on tavaliselt mõnest meetrist mõnekümne meetrini. Eriti intensiivse tektoonilise tegevusega aladel - Roosna-Alliku, Tammiku ja Kuusna ümbruses - on lõhede tihedus väga suur ja karbonaatsed kivimid on praktiliselt purustatud killustikuks. Lõhed on enamasti vertikaalsed või sellele lähedased. Tavaliselt on nad avatud ja ainult aluspõhjakivimite pinnalähedases osas võib esineda kvaternaari setetega täitumist. Mineralisatsioon lõhede seintel on nõrk või puudub hoopis. Lõhede laius on kohati (Aravete karjäär) mõõdetav kümnekonna sentimeetriga.

Tektooniliste rikete ja lõhesüsteemide kujunemine on ilmselt seotud hiliskaledoonilise ja hertsüünilise kurrutusfaasiga platvormi ümbritsevatel aladel.

Tektooniliste rikete, lõhede ja karbonaatkivimite kvalitatiivsete omaduste vahel valitseb tihe seos. Rikkevööndite mõju kivimitele avaldub nii mehhaanilises toimes kui ka kivimite seaduspärases dolomiidistumises vööndite läheduses.

Kivimite mehaaniline mõjutamine on laialdase levikuga ja kaasneb peaaegu alati tektooniliste riketega. Tiheda lõhedevõrgu puhul on kivim sageli purustatud killustiku või isegi

"tektoonilise jahu" tasemeni. Kivimite purustamisele on tavaliselt kaasnenud ka nende dolomiidistumine, kuid mõningatel juhtudel - ilmselt teisejärguliste, vähem intensiivsete rikete alal - võib see ka puududa (Võhmuta).

Kivimite dolomiidistumine on erinevates kohtades erinev. Näiteks tammiku kihistu pentaameruslubjakivide puhul võib avamuse lõunaosas leida lubjakive, dolomiidikaid lubjakive, kohati kihistiku alumises osas ka dolomiitlubjakive. Seevastu kihistiku avamuse põhjaosas - Rava-Liutsalu ümbruses - esinevad valdavalt lubidolomiidid ja dolomiidid. Dolomiitsed kivimid on tavaliselt kollakad, pruunikad või violetselt kirjuvärvilised, tekstuurilt massiivsed. Põhimass on peenekristalliline, faunajäänused välja leostunud ja kivimid tugevasti kavernoossed, sageli kärjelaadsed (Rava). Kavernide seintel on tihti dolomiidikristallid. Esinevad roheka või violetja mergli vahekihid.

Tektooniliste rikete ja lõhesüsteemide väljaselgitamine vaadeldaval alal on suure praktilise tähtsusega, eriti magneesiumivaeste lubjakivide varude uurimisel, mis kujutavad endast tehnoloogilise lubja tootmise hinnalist toorainet. Nagu näitavad senised uuringud, esinevad magneesiumivaesed lubjakivid peamiselt tammiku kihistiku ülemises osas ja karinu kihistikus. Seega tamsalu kihistu avamuse lõunaosas tuleb neid otsida tõstetud plokkide piires, kus katvad raikküla lademe kivimid on kulutatud. Tuleb aga arvestada ka tõusuliikumiste amplituudi, sest kõrgele tõstetud plokkides võivad olla osaliselt kulutatud ka karinu ja tammiku kihistiku kivimid.

Samuti on tarvis teada tektooniliste rikete iseloomu, sest magneesiumivaesed lubjakivid esinevad neis piirkondades, kus tektoonilised liikumised ja nendega seotud lõhesüsteemide kujunemine ei ole olnud eriti intensiivne, mis on tõkestanud dolomiidistumist - hilisemat magneesiumi sissekannet kivimisse. Kuigi kõnealustel uurimistel saadud keemilise analüüsi andmestik ei võimalda veel välja tuua otseseid seaduspärasusi tektooniliste rikete ja neist haaratud kivimi koostise vahel, on eeltoodust siiski selge, et puhaste magneesiumivabade toorainevarude otsimisel muutub esmatähtsaks ülesandeks otsingurajooni tektoonilise ehituse tundmaõppimine, millele on tarvilik kulutada ka suurem osa uuringuteks eraldatud vahendeist. Seda tõestab seni tehtu, mis näitab veenvalt, et mitmed tuntud magneesiumivaeste lubjakivide leiukohad, nagu Karinu, Metsla, Võhmuta jt., kujutavad endast tektooniliste liikumiste tagajärjel tõstetud plokke, mistõttu just raikküla lademe avamuse piiridesse jäävad isoleeritud tammiku ja karinu kihistiku avamused moodustavad soodsamad piirkonnad selle väärtusliku tooraineliigi kasutusele võtmiseks.

KIRJANDUS

Аалоэ А. О. Стратиграфия юруского (G^{I}) и тамсалуского (G^{II}) горизонтов силура Эстонской ССР. - Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1958, III, с. 81-100.

Нестор Х. Э., Кала Э. А. Ревизия стратиграфии низов силура Северной Прибалтики. - В кн.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс, "Минтис", 1968, с. 188-214.

О ЗНАЧЕНИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАРУШЕНИЙ ДЛЯ ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МАЛОМАГНЕЗИАЛЬНОГО КАРБОНАТНОГО СЫРЬЯ В ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ВОЗВЫШЕННОСТИ ПАНДИВЕРЕ

К. Таллин

Резюме

В статье обобщаются материалы поисков маломагнезиального карбонатного сырья в пределах выходов верхнеордовикских и нижнесилурийских известняков в районе Ярва-Мадисе и Ярва-Яани Северной Эстонии. Показано, что выходы известняков раздроблены здесь перпендикулярно расположенными тектоническими нарушениями на многие блоки, которые нередко смещены относительно друг друга в вертикальном направлении на 1 - 2 м. Более выразительной на данной территории является система нарушений юго-восточного простирания (рис.). При этом приподнятыми являются, как правило, восточные и южные крылья тектонических зон трещиноватости. Зоны тектонических трещин являются основными зонами механического разрушения пород и развития в них вторичной доломитизации. Знание особенностей блокового строения карбонатного ложа создает в данном районе надежную поисковую основу и позволяет искать качественное сырье дополнительно в пределах приподнятых блоков в контуре выхода покрывающих райккюласких отложений.

THE IMPORTANCE OF TECTONIC DISTURBANCES IN THE SEARCH FOR MAGNESIUM-POOR LIMESTONE DEPOSITS IN THE SOUTHWESTERN PART OF PANDIVERE ELEVATION

K. Tallinn

Summary

The article sums up the results obtained at the prospection of magnesium-poor limestone in the vicinity of Järva-Madise and Järva-Jaani (North Estonia). It is pointed out that tectonic failures of NW—SE and NE—SW orientations are rather frequent, the former being of a wider distribution (Fig.). The disturbances divide the outcrop area into different blocks, from which the southern and eastern ones emerge usually higher above the adjacent ones. Mechanical crushing of rocks and distribution of secondary dolomitization are observable along the crack zones. Since the vertical distribution of magnesium-poor limestones is rather limited, the study of the block structure of the above region is urgently needed. It will likewise enable to widen the prospection on the raised blocks in the southern zone of the covering layers.

SISUKORD

Saateks 3

A.Raukas, R.Vaher. Tektoonika osast Eesti aluspõhja reljeefi ja nüüdispinnamoe kujunemisel 6

K.Mens, E.Pirrus, V.Puura. Kirde-Eesti Sonda ja Uljaste kerkestruktuuride kujunemisest vendi ja kambriumi settekivimite analüüsi alusel 23

K.Mens. Haanja-Mõniste struktuuri arengust vendi ja kambriumi läbilõigete alusel 45

M.Konsa. Aluskorra erinevate kivimikomplekside kajastumine settekompleksi basaalkihtide mineraloogias (Tapa arhaikumi ploki näitel) 64

S.Mägi. Tektooniliste tingimuste kajastumine Eesti alamordoviitsiumis 71

L.Põlma, A.Kleesment. Siluri ja devoni kontaktist Tammikul (Jõgeva raj.) 94

M.Niin, S.Niin, V.Puura, V.Taalmann. Lõhetäidetest Tallinna ümbruse paemurdudes 113

K.Tallinn. Tektooniliste rikete tähtsusest magneesiumivaeste lubjakivimaardlate otsingul Pandivere kõrgustiku edelaosas 126

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие 4

А.Раукас, Р.Вахер. О роли тектоники в формировании коренного и современного рельефа Эстонии. Резюме I9

К.Менс, Э.Пиррус, В.Пуура. О формировании Сондаской и Ульястеской тектонических поднятий Северо-Восточной Эстонии на основе анализа вендского и кембрийского осадконакопления. Резюме 42

К.Менс. О развитии Хаанья-Мыннстеского поднятия в венде и кембрии. Резюме 6I

М.Конса. Отражение разных комплексов пород кристаллического фундамента в минералогии базальных слоев осадочного чехла (на примере Тапаского архейского блока). Резюме 69

С.Мяги. Отражение тектонических условий в нижнем ордовике Эстонии. Резюме 90

Л.Пылма, А.Клеесмент. О контакте между силуром и девоном в Таммику (Йыгеваский р-н Эстонской ССР). Резюме... III

М.Нийн, С.Нийн, В.Пуура, В.Таалманн. О заполнениях трещин в каменоломнях окрестностей Таллина. Резюме.... I24

К.Таллин. О значении тектонических нарушений для поисков месторождений маломагнезиального карбонатного сырья в юго-западной части возвышенности Пандивере. Резюме I32

CONTENTS

Foreword 5

A.Raukas, R.Vaher. The role of tectonics in the formation of the bedrock topography and contemperary relief in Estonia. Summary 21

K.Mens, E.Pirrus, V.Puura. On the formation of local structures of the Uljaste area in the Vendian and Cambrian. Summary 43

K.Mens. On the development of the Haanja-Mõniste high in the Vendian and Cambrian. Summary 62

M.Konsa. Reflection of different crystalline rock complexes of the basement in the mineral composition of the basal layers of the overlying sedimentary cover (example about Archean block of Tapa). Summary 70

S.Mägi. Reflection of tectonic conditions in the Lower Ordovician deposits of Estonia. Summary 92

L.Põlma, A.Kleesment. The contact between Silurian and Devonian at Tammiku (Jõgeva district, Estonian SSR). Summary 111

M.Niin, S.Niin, V.Puura, V.Taalmann. On crack fillings in limestone quarries in the vicinity of Tallinn. Summary 125

K.Tallinn. The importance of tectonic disturbances in the search of magnesium-poor limestone deposits in the south-western part of Pandivere elevation. Summary 133

Эстонское общество естествоиспытателей при Академии наук Эстонской ССР.
Осадочные породы и тектоника. На эстонском языке. Редакционно-издательский совет АН ЭССР, Таллин.

Toimetaja H. Kivila. Trükkida antud 25.06.81. Paber 30x40/8. Trükipoognaid 8,75. Tingtrükipoognaid 8,13. Arvestuspoognaid 5,81. Trükiarv 800. MB-07403. ENSV TA Toimetus- ja Kirjastusnõukogu, Tallinn, Sakala 3. ENSV TA rotaprint, Tallinn, Sakala 3. Tellimuse nr. 141.

Hind 90 kop.

УДК 551.733.11: 242.122: 262

Отражение тектонических условий в нижнем ордовике Эстонии. Мяги С. – В кн.: Осадочные породы и тектоника. Таллин, 1981, с. 71-93 (эст., рез. русск., англ.).

В распределении и характере нижнеордовикских отложений Эстонии выявлены основные тектонические этапы и унаследованные тектонические структуры, повлиявшие на палеогеографию раннеордовикских морей.
Рис. 3. Библ. 44 назв.

УДК 552.54: [551.733.3 + 551.734] (474.2)

О контакте между силуром и девоном в Таммику (Йыгеваский р. Эстонской ССР). Пылма Л., Клеесмент А. – В кн.: Осадочные породы и тектоника. Таллин, 1981, с. 94-112 (эст., рез.русск., англ.).

Приведены результаты детального литологического и минералогического изучения пограничных слоев нижнего силура (адавереский горизонт) и среднего девона (наровский горизонт), обнажающихся в мелиоративной канаве деревни Таммику Йыгеваского района Эстонской ССР.
Рис. 3. Табл. 4. Библ. 5 назв.

УДК 551.24: 551.4 (474.2)

О роли тектоники в формировании коренного и современного рельефа Эстонии. Раукас А., Вахер Р. – В кн.: Осадочные породы и тектоника. Таллин, 1981, с. 6–22 (эст., рез. русск., англ.).

Анализируя внутреннее строение фундамента и коренных пород, мощности и фации отдельных комплексов осадочного чехла, а также структурные карты по различным опорным поверхностям, авторы приходят к заключению, что тектонический план во времени существенно изменялся неоднократно и блоковое строение фундамента отражается в коренном и современном рельефе слабо. Тектонические движения и структуры оказали большое влияние на рельефообразующие экзогенные процессы. Зато прямая рельефообразующая роль дифференцированных тектонических движений относительно небольшая.
Рис. 1. Библ. 25 назв.

УДК 551.243: 551.72: 551.732 (474.2)

О формировании Сондаской и Ульястеской тектонических поднятий Северо-Восточной Эстонии на основе анализа вендского и кембрийского осадконакопления. Менс К., Пиррус Э., Пуура В. – В кн.: Осадочные породы и тектоника. Таллин, 1981, с. 23–44 (эст., рез. русск., англ.).
Путем анализа вендо-кембрийского разреза по двум геологическим профилям, пересекающим основные плакантиклинальные структуры в данном районе, выявлена история развития этих структур на ранних этапах их формирования. Установлено, что поднятие блоков фундамента в ядрах этих структур процесс неодноактный и состоит из нескольких весьма кратковременных эпох, разделенных периодами тектонического покоя. Конседиментационные фациальные аномалий вблизи структур выражены слабо.
Рис. 3. Библ. 10 назв.

УДК 551.243: 551.72: 551.732 (474.2)

О развитии Хаанья-Мынистеского поднятия в венде и кембрии. Менс К. – В кн.: Осадочные породы и тектоника. Таллин, 1981, с. 45–63 (эст., рез. русск., англ.).

Изложены результаты литолого-минералогического исследования пород венда и кембрия района поднятия и его сопредельных участков. По мощностям, литологическому характеру и минеральному составу отложений верхнего венда и нижнего кембрия заложение поднятия началось с момента формирования осадочного чехла и развивалось с различной интенсивностью в течение всего рассматриваемого отрезка времени.
Рис. 4. Библ. 14 назв.

УДК 551.71: 551.72: 552.142 (474.2)

Отражение разных комплексов пород кристаллического фундамента в минералогии базальных слоев осадочного чехла (на примере Тапаского архейского блока). Конса М. – В кн.: Осадочные породы и тектоника. Таллин, 1981, с. 64–70 (эст., рез. русск., англ.).

Путем сопоставления данных о минеральном составе пород базальной части осадочного чехла с данными о породах различного петрографического состава кристаллического основания в районе контрастного блокового строения фундамента (окрестности г. Тапа) рассматривается проблема непосредственного воздействия локальных источников сноса на состав осадочных образований. Устанавливается, что влияние это в данном районе очень слабое и не позволяет использовать минеральные особенности базальных образований осадочного чехла для картирования фундамента, а также реконструкции основных путей миграции минералов на дне водоема.
Табл. 1.

УДК 551.252: 549.742: 549.32/33 (474.2)

О заполнениях трещин в каменоломнях окрестностей Таллина. Нийн М., Нийн С., Пуура В., Таалманн В. – В кн.: Осадочные породы и тектоника. Таллин, 1981, с. 113-125 (эст., рез. русск., англ.).

В жилах, встречающихся в трещинах карбонатных пород среднего и нижнего ордовика окрестностей Таллина, выделяются 4 генерации кальцита и сульфидных минералов, в основном пирита. Часто минерализация локализована в криволинейных трещинах, которые по разным признакам отличаются от обычных трещин без заполнения. Минерализация описываемого типа встречается только в районе Таллина и морфологически отличается от проявлений предположительно одновозрастного с ней и генетически близкого полиметаллического оруденения Центральной и Северо-Восточной Эстонии.

Рис. 3. Табл. 3. Библ. 9 назв.

УДК 553.291: 553.55 (474.2)

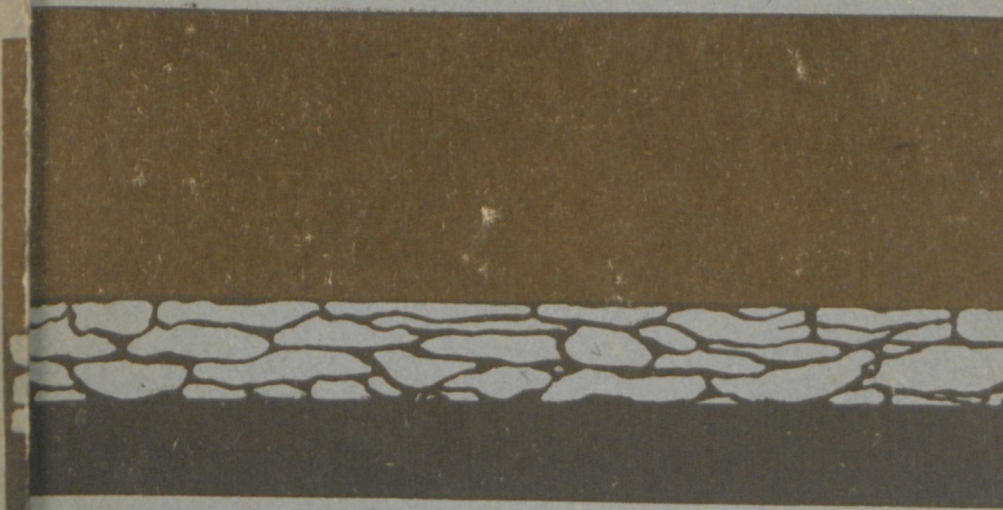
О значении тектонических нарушений для поисков месторождений маломагнезиального карбонатного сырья в юго-западной части возвышенности Пандивере. Таллин К. – В кн.: Осадочные породы и тектоника. Таллин, 1981, с. 126-133 (эст., рез. русск., англ.).

Выходы известняков верхнего ордовика и нижнего силура раздроблены в рассматриваемом районе двумя системами тектонических нарушений на отдельные блоки, которые нередко смещены относительно друг друга на 1 – 1 м по вертикали. Более выразительной является система нарушений юго-восточного простирания. Зоны тектонических трещин являются и основными зонами механического разрушения пород, а также развития в них вторичной доломитизации. Поэтому особенности тектонического строения района должны быть учтены при поисковых работах на высококачественное карбонатное сырье.

Рис. 1. Библ. 2 назв.

Hind 90 kop.

III F

Hind 90 kop.
III F

SETTE-KIVIMID JA TEKTOONIKA