TARTU ÜLIKOOLI GEOLOOGIA-INSTITUUDI TOIMETUSED
№ 47 PUBLICATIONS OF THE GEOLOGICAL INSTITUTION № 47
OF THE UNIVERSITY OF TARTU

VILJANDIMAA ALUSPÕHI JA PINNAKATE

K. ORVIKU

ÄRATRÜKK EESTI KIRJANDUSE SELTSI KIRJASTUSEL
ILMUVAST KOGUTEOSEST „EESTI" VII — „VILJANDIMAA"

GEOLOGISCHE ÜBERSICHT DES BEZIRKS VILJANDIMAA

VON

K. ORVIKU

TARTU 1935

TARTU ÜLIKOOLI GEOLOOGIA-INSTITUUDI TOIMETUSED
№ 47 PUBLICATIONS OF THE GEOLOGIAL INSTITUTION № 47
OF THE UNIVERSITY OF TARTU

VILJANDIMAA ALUSPÕHI JA PINNAKATE

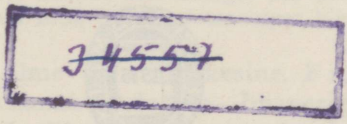
K. ORVIKU

ÄRATRÜKK EESTI KIRJANDUSE SELTSI KIRJASTUSEL ILMUVAST KOGUTEOSEST „EESTI" VII — „VILJANDIMAA"

GEOLOGISCHE ÜBERSICHT DES BEZIRKS VILJANDIMAA

VON

K. ORVIKU



TARTU 1935

2.
Bibliotheca
Universitatis
Tartuensis
1935. 01448
39024

A-15058

E. K.-Ü. „Postimehe“ trükk, Tartus 1935.

Viljandimaa aluspõhi ja pinnakate.

K. Orviku.

Aluspõhi.

Viljandimaa aluspõhja moodustavad maakonna põhjaosas siluri lubjakivid, lõunaosas aga keskdevoni liivakivid (vt. geoloogilist kaarti).

Vanimad kihid Viljandimaal on Raikküla lademe ülemisse ossa kuuluvad lubjakivid ja dolomiidid, mis avanevad peamiselt Põltsamaa khk kirdeosas. Iseloomustav kivim on siin kristalne paksukihine kuni pankjas lubjakivi, mis kohati on suuremal või vähemal määral dolomiidistunud, sisaldab kohati rohkesti koralle, samuti ka ränimugalaid. Lubjakivi paljandeist on tuntum nüüd küll juba kinni kasvanud Aidu (2) *) murd. Eriilmeline on lademe kivim Kalana—Mesimäe (3) ja Kalana—Priksu (4) (II joonis kaardil) murrus, — siin paljandub ebakorrapäraselt õhukesekihine pea puhtast kaltsiidist (98%) koosnev kristalne lubjakivi. See lubjakivi lihvitult ja poleeritult sarnaneb marmoriga, mispärast teda nimetatakse segi „Kalana marmoriks". Ka on lubjakivi elektrilised omadused osutunud kõrgeväärtuslikuks.

Suurema osa Põhja-Viljandimaa aluspõhjast moodustab eelmisest noorem Adavere lade, mille avamus esineb peamiselt Pilistvere ja Põltsamaa khk-s, paljandid aga on koondunud Pilistvere khk-da. Adavere lademe piir Raikküla lademega ei ole küllalt terav, sest esimese kivimiks on samuti peamiselt kristalne lubjakivi või dolomiit rohkete korallidega ja ränimugalatega.

Lademe iseloomulikuks kivistiseks on *Pentamerus oblongus* Sow., mida harilikult leidub eraldiseisvate väheste, kuid sageli hästi säilinud eksemplaridena, kohati aga esineb ka suuri hulgi kokkukuhjatult — valatistena, meenutades siis *Borealis*-lademe pentameerdolomiiti. Teiste iseloomulikkude kivististena nimetab Fr. Schmidt *Calymmene frontosa* Lindstr., *Bronteus signatus* Phill., *Illaenus proles* Holm, *Leperditia Hisingeri* Schm., *Strophomena euglypha* Sow., *Petraia expansa* Dyb., *Halysites macroporus* Eichw., *Stromatopora elegans* Rosen jne. Kivististe säilimine vastavalt kivimi iseloomule on väga erinev — osa kivistisi on hea säilimisega, osa neist rohkem või vähem ränistunud, osa aga hävinud ning nende olemasolust kõnelevad vaid valatised ja õõned kivimis.

Lademe kivimiline ilme on mitmekesine. Fr. Schmidt'i järgi avamuse kirdeosas Põltsamaa—Adavere—Imavere vöötmel näib valitsevat tihe kollakas või hallikas peeneterane kuni peenkristalne dolo-

*) Arvud siin ja alamal tähistavad geoloogilisel kaardil sama arvuga märgitud kohti.

miit ränimugalatega. Suuremal osal avamusest, näit. vanus Adavere murdudes (14), paljandub enamvähem urbne kollakashall, hall või violett kirju, peenema- või jämedamakristalne paksukihine kuni pankjas dolomiit või dolomiitlubjakivi ränimugalatega. Üksikud vahekihid (Vitsjärve murdudes, 20) on kivistisrikkad. Võhma—Kõo—Maalaste kolmnurgas esineb selles avamuseosas kohati ka galeniidi pesi. Samuti esineb kohati omapärane purd-dolomiit. Eriilmeline on lademe kivim avamuse lõunasopis Maalaste—Paksima ümbruses — kivim on siin tihedam ja pehmem, sisaldades sagedamalt kivistisrikkaid vahekihte.

Kivimilistest eriilmeist Adavere lademe kihtides on huvitavaim g a l e n i i d i (PbS) esinemine Võhma—Kõo—Maalaste kolmnurgas (vrd. geol. kaarti ja VIII joonis seals.). Galeniit esineb dolomiidikihtides leiduvais õõntes kuni 12 kilo raskete mugalatena või aga on täitnud lubjakive läbivaid kitsaid sooni. Ka pinnakattest on leitud galeniidimugalaid, mis sinna on sattunud aluspõhja murenemisel. Galeniit sisaldab 60—65% tina, hõbedasisaldust ei ole leitud. Galeniidimugalad harilikult välispinnal on tugevasti porsunud ning muutunud pudedaks valkjaks tserussiidiks ($PbCO_3$). Galeniit on tekkinud arvatavasti peale dolomiidikihtide settimist, kristalliseerudes viimastes leidunud lõhesid mööda sügavustest kõrgemale tunginud lahuste toimel.

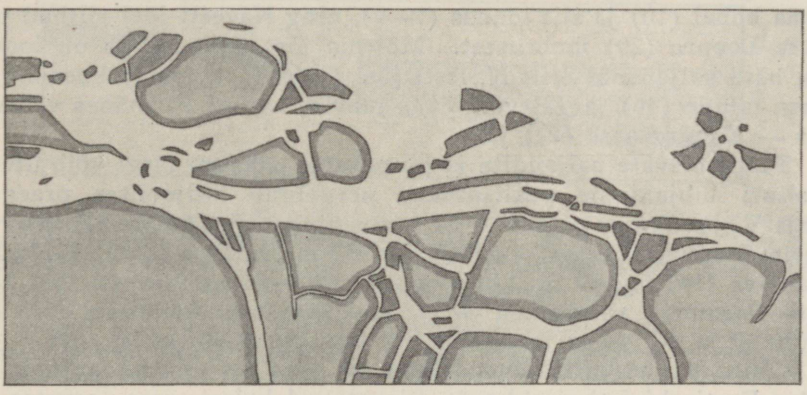
Galeniidi leiukohti Viljandimaal tundsid kohalikud elanikud juba aastasadu, sulatades leiduvaist mugalaist tina haavlite valmistamiseks. Galeniidi esinemisega näib seotud olevat ka Võhmast lõunasse jääva K u l l a s a a r e nime tekkimine — on ju see ümbrus olnud selle maagi rikkamaid leiukohti. Ka kirjanduses esineb XVIII saj. lõpust alates korduvalt teateid tinamaagi leiukohtade uurimisest tööstuslikuks otstarbeks. Nii on kaevamisi teostatud rootslaste poolt XVII (?) sajandil Kõo (30) ümbruses. Esimesed uurimused venelaste poolt teostati XVIII saj. teisel poolel. Suuremaulatuseline galeniidi leiukohtade uurimine toimus Vene valitsuse poolt 1803. a., mil kaevati Arusaare (31), Kõo (30), Kullasaare (38), Maalaste (41—43) ja Paksima (39) ümbruses; kogutud galeniidi hulk küündis 0.5 tonnini. Kuigi siis selgus, et siinsed tinamaagi leiukohad ei sisalda teda küllaldaselt, korratakse Vene valitsuse poolt uurimisi 1859. a., kuid tulemus oli samane. Viimast korda uuriti siinseid galeniidi leiukohti 1931. a. Majandusministeeriumi Mäeameti poolt ins. I. Reinwald'i juhatusel.

Omapärase ilme annavad Adavere lademe kivimile ka r ä n i m u g a l a d, esinedes kohati harva, teisal aga suurel hulgal koos.

Ränimugalate suurus on kõikuv — leidub kuni peasuurusi mugalaid, harilikult aga küll väiksemaid, mis enamasti on korrapäratu, kihipindadele rööpselt lameda kujuga. Suuremad ränimugalad sisemuses on hallikat või sinkjat värvust, sarnanedes kaltsedoniga; välispinna suunas aines muutub tuhmimaks ning mugalad välispinnal on kaetud valge kriidi struktuuri osutava kestaga, milles ränisisaldis on tugevasti vähem kui mugalate sisemuses, sellevastu aga leidub märgatavalt dolomiiti. Sellise kriitja kesta esinemine on tingitud arvatavasti porsumisest. Vähemad mugalad on täielikult porsunud ilmega. Adavere lademes leiduvate ränimugalate tekkimist võrdleb A. K u p f f e r ränimugalate tekkimisega kriidilademeis.

Seoses kivimiliste iseärasustega Adavere lademes tuleb iseloomustada ka u u e s t i l i i d e t u d p u r d d o l o m i i t i, mis tähele

pandud Navesti jõe süvendustel (46, 47), Põltsamaa jõe süvendusel Käspre kohal (7), eriti aga Kangrusaare süvenduskraavis (27), samuti Kõo—Arusaare tee ääres. Esineb kivim, mis koosneb tumehallist ja kollakashallist dolomiidist, kusjuures tumehalli dolomiidi suuremate või vähemate tükkide liiteaineseks on kollakashall dolomiit. Tumehalli dolomiidi tükid on tihti teravaservased ning suuremad neist on tumedama porsumiskestaga. Tumehalli dolomiidi tükkide asetus, kuju ja porsumine kõnelevad selgelt, et see kivim mingil põhjusel purunes ja hiljemini liideti kollakashalli dolomiidi varal. Eriti selgelt nähtub see mõlema kivimi puutepiiril (vt. 1. joonist). — Esialgu on veel raske määrata, kas see dolomiit esineb kindla kihina.



1. joonis. Uuestiliidetud purddolomiidi läbilõik Kangrusaare süvenduskraavist (27). 3/5 loomulikust suurusest. Seletus vt. tekstis.

Fig. 1. Breccierter Dolomit der Adavere-Stufe. Vertikalschliff eines Handstückes aus Kangrusaare. Im Bilde dunkelgrau — dunkelgrauer Dolomit in scharfkantigen Stücken mit dunklerer Verwitterungsrinde, im Bilde hellgrau — gelblichgrauer Dolomit, welcher die ersteren zementiert hat. 3/5 d. nat. Grösse.

Nii galeniidi, ränimugalate kui ka purddolomiidi esinemistingimusi Adavere lademes jälgides näib, et nende tekkimises on ühiseid, sisedünaamiliselt seotud põhjusi.

Siluri lubjakivi avamusel on pinnakatte paksus üldiselt suurem avamuse põhjaosas, küündides seal mitme meetrini. See on seal takistanud ka murdude tekkimist; samuti seal leiduvad vähemad jõed ja ojad ei ole jõudnud süvendada oma sänge aluspõhjani. Seepärast see osa ongi lubjakivipaljanditest vaene.

Avamuse lõunaosas pinnakate on üldiselt õhem; kohati (Muriku külas) on lubjakivi kaetud ainult õhukese mullakorraga, ning sellega seletubki siin paljandite sagedasem esinemine — murdude rajamine on olnud soodus; samuti on jõed ja ojad oma sänge süvendanud lubjakivideni, osalt ka nendesse.

Murdusid on varemalt olnud rohkesti ja mõned õige suured — Adavere (14), Vitsjärve (20), Paduvere (21), Kalana (3, 4), kuid nüüd leiavad nad vaevalt kasustamist või on täiesti kinni kasvanud [Kaave (1), Aidu (2)], — murdude kasustamist on halvanud eriti Tamsalu lubjavabriku asutamine, mille tagajärjel kohalik lubjapõletamine muutus otstarbetuks. Nii on siis mitmed murrud, millest varemini kogutud rohkesti geoloogilist materjali, muutunud täiesti kasustamatuks. Eriilmelise paljanditerühma moodustavad galeniidi uurimiseks teostatud kaevamised Arusaarest läänes (31), Räpp-Jaagu karjamaal (33), Suurearu karjamaal (35), Kullasaarel (38), Paksima külas (39), Kurepõllul (40) ja Maalaste külas (41—43).

Paljandid j õ g e d e ääres leiduvad peamiselt jõe kallastel Põltsamaa kohal (10) ja siit lõunas (7—9), ning Navesti jõel mitmel pool alates Loopre (29) ümbrusest. Mõlema jõe süvendusega on loodud uusi häid paljandeid eriti Navesti jõel (I tahv., 1. joon.) Paemurru—Saksa talude (46) ja Jälevere (47) juures, samuti ka mõnes vähemas ojas — Kangrusaare (27) jne.

Teada olevate paljandite ja pinnakatte paksuse järgi võib ütelda, et siluri lubjakivide pealispinnas peegeldub üldjoontes praegune Põhja-Viljandimaa pinnareljeef: aluspinna absoluutne kõrgus on suurim avamuse idaosas — Aidus (2) 76.5 m, Kalanas (3, 4) 74—76.5 m, Adaveres (14) 65—67 m, Loopres (29) 42.5—47 m, Navesti jõel Jälevere—Paemurru vahemikus 38 m, Lepakose talu ümbruses (51) aga ainult 30 m, — seega madaldumine Navesti madaliku suunas.

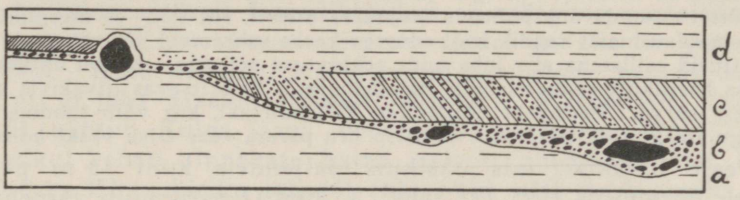
Lõuna-Viljandimaa aluspõhjaks on k e s k d e v o n i setted, mis Lääne-Eestis kivistissisalduselt liigestuvad kolme ossa, arvates alt üles: *Pterichthys-*, *Heterostius-* ja *Asterolepis*-kihid.

Vanemaid, *Pterichthys*-kihte iseloomustavad kaladest *Pterichthys concatenatus* Eichw., *Psammolepis striata* Gross ja *P. heterolepis* Preobr., *Byssacanthus crenulatus* Agassiz, ostrakoodidest *Estheria*'d, taimejäänustest *Aulacophycus sulcatus* Göpp., trohhiliskid, käsijalgseist *Linguia bicarinata* Kut. jne. Kivimiliselt valitsevad osalt heledad liivakivid, mis paremini paljanduvad Pärnumaal, Viljandimaal aga pea täiesti puuduvad. Nii paljandub alumisi, *Aulacophycus*-ehk T o r i-liivakivi kihte vaid Pae (52) talu kohal Navesti jõe vasakul kaldal ja jõe põhjas pudeda valge kuni halli liivakivina, aga ida pool, Tamme veski kohal Tori liivakivi on juba suidunud. Tamme veski (48) kohal leidub Navesti jões küll liivakivi, mis on tugevasti tsementeerunud, kuid see on Tori liivakivist noorem ning märgitakse trohhilisk- ehk T a m m e liivakivina. Veel enam idasse suidub ka Tamme liivakivi ning siis leidub Adavere lubjakivide peal juba P e l d a kihte — nii Kolga-Jaani kihelkonnas Pikale (55) ja Jaanuse (57) talu kaevu profiilides.

Adavere lademe kivimite otsest seost keskdevoni kihtidega võib jälgida Tamme veski kohal Navesti jõe paremal kaldal veski ja paisu vahemikus. Sellel kohal jõe põhja moodustab Adavere lademesse kuuluv violetthallikirju paksukihine liivavaba dolomiit korallidega, mille ülemine pind esineb tuge-

vasti erodeerunud lainja pinnana, mida läbivad kohati kuni 0.5 m laiused ja vähemalt 0.20 m sügavusel lõhed. Seda dolomiiti katab põiksalt kollakas kõva liivakivi trohhiliskidega, mis täidab ka dolomiidis leiduvaid lõhesid.

Pelda kihid ongi, mida *Pterichthys*-kihtidest Viljandimaal tundma võib õppida ja sedagi vähestes paljandites. On tegemist peamiselt hallika või violetthallikirju, ka punaka mergliga ja dolomiitmergliga, mis vaheldub helehalli, kohati ka valge ja rohekashalli enam või vähem tsementeerunud liivakiviga; ka leidub vahekihtidena kollakasvalget dolomiiti. Üheski kohas ei paljandu Pelda kihid tervikuna, kuid arvestades paljandite iseloomu ja asetust, tuleb Pelda kihtide paksuseks arvata vähemalt 25 m. Pelda kihtide paremaid pal-



2. joonis. Uhtmugalate kihtidega (b, c) täidetud liuataoline pesa *Heterostius*-kihtide põimjas liivakivis (a, d) Loodi oru lääneveerul Loodi lähedal (93). b — kihitamata liiv suurte uhtmugalatega; c — kallakud liivakihid väikeste uhtmugalatega. 1/40.

Fig. 2. Mit dem Aufschwülungskonglomerat (b, c,) gefüllte Linse (nur eine Hälfte gezeichnet) in den kreuzgeschichteten *Heterostius*-Sandsteinen des Mittel-Devons bei Loodi. 1/40 d. nat. Grösse.

jandeid Viljandimaal on Pelda oja paremal uurdepervel 100 m allpool Pelda veskit (54), Kõpu jõe vasakul kaldal Soluveski vastas (80) (I tahv., 2. joon), Oti voore kaguotsas magistraalkraavis (76) ja Vare vare juures Võrtsjärve kaldal (78). Kõigis neis kohtades on võimalik jälgida iseloomulikku sagedast kihtide vahelduvust. Pelda kihte on võidud kindlaks teha suuremal määral ka Kolga-Jaani kihelkonda kuuluvate talude kaevuprofiilides (55—74).

Pterichthys-kihtide (nende hulka kuuluvad ka Pelda kihid) avamuse ulatust on võimalik Viljandimaal võrdlemisi hästi märkida. Kihtide põhjapiir kulgeb läänes Navesti jõe lähemas naabruses Maalasteni, kust ta suundub idakagusse. Kihtide lõunapiir on tihedalt seotud Sakala kõrgustiku piiridega. Seega *Pterichthys*-kihtide avamus võtab enda alla Suure-Kõpu, Suure-Jaani ja Kolga-Jaani madalamad ja tasasemad alad, kusjuures *Pterichthys*-kihtide pealispinna absoluutne kõrgus püsib 35—40 piirides.

Sakala kõrgustiku aluspõhja moodustab keskdevoni liivakivi tüüpiline osa, mis tuntud Old Red'ina ning kivististe järgi, mis siin esinevad — peamiselt *Heterostius*'e ja *Homostius*'e luude murdosad — nimetatakse *Heterostius*-kihtideks. Kivimiliselt esineb siin enamvähem tsementeerunud, põimjaskihine, peeneterine, tellis-

kivipunane kuni kollane liivakivi, kusjuures liivakivi värvus ja tsementeerumine olenevad suurel määral liivakivi moodustavaid räniteri ümbritsevaist rauaühendeist. Kohati leidub liivakivis suuremal hulgal vilku, mille tõttu esineb kõrvalekaldeid punastest toonidest. Liivakivi on sageli väga puhas ning kasustatav tehnilisiks otstarbeiks, enamasti aga sisaldab siiski vähem või rohkem savi.

Liivakivi iseloomustab eriti p õ i m j a s k i h i s u s, mis kõneleb õige rahutuist settimistingimusist: settimispind ei püsinud tasasena, vaid muutus välisgeoloogiliste tegurite mõjul pidevalt ning sellega oli seotud paratamatult ka varemini settinud kihtide purustamine ja ümbersettimine. See nähtub selgeimalt liivakivis kohati leiduvais u h t m u g a l a t e- (vt. 2. joonis) kihtides, mille tekkimine üldjoontes on järgmine. Tugevad veevoolud purustasid varemini tekkinud liivakivi-, mergli- ja savikihid ning kandsid nad teisale. Liivakivi vähe vastupidavana pudenes seejuures täiesti, ent savi- ja merglikihtidest kui vastupidavamaist kandis vool enesega kaasa suuremaid või vähemaid tükke, mis sattusid sellistena siis juba uude tekkivasse settesse. Ka on uhtmugalatekihtides harilikult rohkesti leida kalajäänuseid, ümbritsevas liivakivis aga leidub neid harva. Paremaks paljandiks Viljandimaal, kus võib tundma õppida uhtmugulate kihtide iseloomu, on Õisu oru parem veer Õisu veski kohal (94).

Peale liivakivi, mis üksikuis paljandeis kuni 15 m paksuses [Paistu Põrguorus (92) (II tahv., 3. joon.)] paljundub, esineb *Heterostius*- kihtidena ka vahelduvaid mergli-, dolomiitmergli- ja liivakivikihte, mis on iseloomulikud oma suure värvivaheldusega ning mitmeti meenutavad Pelda kihte, kuid üldiselt on märgatavalt punasemad. Ka nende vahelduvate kihtide paksus näib olevat üsna suur — Raudna oru vasakpoolse sälkoru kaguveerus Heimtali puiestikus paljandub neid 7,31 m paksuses. Näib nii, et nende vahelduvate kihtide asetus pruunpunase liivakivi vahel on seotud kindlate, suuremaulatuslikkude tasemetega. Et paljandites vaid väiksemad lülid *Heterostius*-kihtide püstprofiilidest nähtavad on, siis teeb raskusi neid omavahel siduda ja sel teel nende kihtide üldpaksust tuletada, kuid lasumistingimusi arvestades näib see ulatuvat kümnetesse meetritesse.

Heterostius-kihtide parimad paljandid esinevad Viljandimaal rühmiti, koondudes Viljandi, Paistu ja Tarvastu kihelkonda. Nii on häid paljandeid Viljandi Lossimägedel (86), eespoolnimetatud paljand Heimtali puiestikus (90), Paistu Põrguorus (92), Õisu Põrguorus (95), Tarvastu orus Kullamäe kohal (108) ja Suislepa orus Suislepa ms kohal (114). Seejuures üksikute iseloomulikumate paljanditega seltsib rida vähemaid — nii Tarvastu orus nähtub Linnamäest (97) kuni Pikru veskini (112) devoni setteid kuueteistkümnes kohas.

Nagu sellest lühikesest paljandite leviku iseloomustusest näha, esinevad paljandid pea eranditult Sakala kõrgustikku läbivate ürgorgude või neisse suubuvate sälkorgude veerudel. Paljandite iseloomust selgub ka, et orgude tekkimisajal aluspõhja paljandid on olnud palju ulatuslikumad, kuid varisesid aja jooksul kinni. Ainult seal, kus jõed praegugi uuristavad orgude veerusid ning allavariseva lahtise materjali jõuavad ära kanda, leidub veel värskeid aluspõhja paljandeid. On huvitav märkida ka seda, et värskete liivakivipaljandite kohal harilikult leidub allikaid, mis omakorda soodustavad lah-

tise ainese ärakandmist, kuid ühtlasi põhjustavad koobaste tekkimist liivakivis — nii leidub vähemaid ja suuremaid koopaid Õisus (95) ja Tarvastus (108) (II tahvel, 4. joonis). Samuti on huvitav tähele panna, et harilikult veskipaisudest veidi allpool leidub värskeid paljandeid — nii Kõpu jõel Soluveski vastas (80), Pelda ojal allpool samanimelist veskit (54), Tarvastu orus allpool Pikru veskit (111 ja 112) jne. —, on ju paisudest allpool harilikult jõe vool kiire, mis on lahtise ainese ärakandmiseks soodus tingimus.

Aluspõhi devoni avamuse ulatuses on kohati kaetud võrdlemisi suures paksuses pinnakattega — Sakala kõrgustikul seal, kus esineb mannerjää või selle sulavete kuhjemoodustisi, ning kõrgustikust idasse ja läände jäävail tasandikel, kus on märgitav pealejääaegsete setete paksus. Eriti viimatimainitud aladel on siis ka paljandeid väga vähe. Kuid nendelgi aladel sageli pinnakatte paksus on väga väike, nii et juba kraavikaevamisel satutakse aluspõhjale, nagu see ilmekalt nähtub Kolga-Jaani voorestiku edelaosas (75—77). Ka kõrgustikul kohati pinnakate katab vaevalt aluspõhja, näit. Kõrtsi talu juures Kõpu kiriku lähedal (83). Nii võib öelda, et ka keskdevoni avamuse alal aluspõhja reljeef peegeldub üldjoontes praeguses pinnareljeefis. Siin tuleks veel märkida, et *Heterostius*-kihtide lasuva pinna absoluutne kõrgus asub avamuse põhjaosas 50 m ümber, suureneb lõuna suunas, olles Viljandi ümbruses 65 m, Heimtalis 76.5 m ja Tuhalaanes 98 m ümber, lavakõrgendiku ida- ja lääneservadel aga madalamal, Tarvastu—Suislepa ümbruses 35—50 m ja Õisu ümbruses 50—55 m.

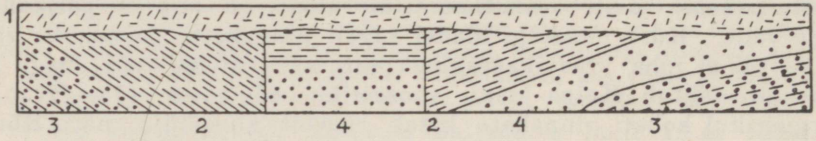
Viljandimaa aluspõhja moodustavate kihtide kallakuse suunast ja suurusest, samuti aluspõhja katva pinnakatte paksusest annavad kujutluse profiilid geoloogilisel kaardil.

Pinnakate.

Pinnakate Viljandimaal on tihedasti seotud pinnavormidega, sest mõlemad on ühise tekkega. On nad ju peamiselt mannerjää ja selle sulavete ja hiljemini aset leidnud geoloogiliste nähtuste kujundatud. Vanemaid pinnakatte setteid on moreen — sortimata aines, mille maha jättis mannerjää oma edasitungil, peatusel ja taganemisel. Viljandimaal esinevat moreeni võib liigestada kaheks suureks rühmaks, mil muidugi on märkamatuid üleminekuid. Siluri lubjakivide avamuse alal leidub kõikjal kollakas- või sinkjashalli savikat moreeni, milles lubjakivide hulk kõigub pea puhta savi ja lubjakiviräha vahel. Samalaadset moreeni leidub ka veel osalt devoni avamuse põhjaosas, eriti kaugele ulatudes Sakala kõrgustikku piiravail tasandikel, kus vähemalt praegu puudub aluspõhjas devoni punane liivakivi (vt. Aluspõhi). Kuid pea võib märgata devoni avamuse alal, et moreen on punakaspruun, mis on tingitud moreeni suurel hulgal segunenud devoni purustatud setteist. Ka sisaldab moreen tardkivimiliste ja

siluri lubjakivitükkide kõrval suuremal või vähemal määral devonsete kivimite tükke. Kohati viimased on peaaegu ainuvaldavad, moodustades devoni rähka (Toia magistraalkraav K.-Jaani voorestikus). Ka muutub moreen paiguti kruusa- ja liivamoreeniks (Morna kruusaauk, Polli mäed jne.) ning niisugustel juhtudel võib puudulikel vaatlusil arvata, et tegemist on jääveesettega.

Senised vaatlused osutavad sellele, et Viljandimaal (kohati vähemalt) võib kõnelda vanemast ja nooremast moreenist: nii Kolga-Jaani voorestikus sinkjashalli rähkjat moreeni katab kollakashall savisem moreen, kusjuures sageli mõlema vahel leidub, küll ainult õhukese korrana, jääveesetteid. Kättesaadavaimaks kahe moreeni pal-



3. joonis. Viljandi-Männimäe lasketiiru seinami lõuna-kagu tiiva skemaatiline pikiprofiil. Paljandub mannerjää rõhust rikutud vanem moreen ja glatsifluviaalsed kihid: 1 — noorem, pruunpunane moreen kattekihina, 2 — kihitatud vanem liiv ja kruus, 3 — vanem liiv ja kruus vaheldumisi vanema moreeniga, 4 — vanem kollakashall moreen. 1/300.

Fig. 3. Schematisches Längsprofil der SSO-Front der Steilwand im Schiessstand von Viljandi-Männimäe. Aufgeschlossen die durch den Glazialdruck dislozierte ältere Moräne und glazifluviale Schichten: 1 — jüngere, bräunlich-rote Moräne als Deckschicht, 2 — geschichtete ältere Sande und Kies, 3 — ältere Sande und Kiese in Wechsellagerung mit älterer Moräne, 4 — ältere gelblich-graue Moräne. 1/300 d. nat. Grösse.

jandiks on Viljandi lasketiiru sein (87), kus katva tüüpilise punakaspruuni moreeni all leidub rikutud asendis vanemaid kvaternaarsetteid — kihitatud kruusa ja liiva, osalt vaheldumisi kollakashalli moreeniga ning viimast ka suuremas paksuses. Mõlema moreeni vahe viimatinimetatud kohas on sedavõrd suur, et nende tekkimisaja vahe on pidanud olema märgatav, sest mannerjääs sisalduv moreen oma koosseisult pidi jõudma muutuda väga tugevasti. Samuti osutab teatud ajavahemikule pealmise moreeni all asuvate kihtide rikutud asend. Moreenis, resp. moreeni all leidub rikutud asendis vanemaid kvaternaarsetteid mujalgi — neist on huvitavamad Kuusiku kruusaaugu profiil (III tahv., 5. joon.) ja Kütisaare talu lähedal oleva kruusaaugu profiil (III tahv., 6. joon.).

Et moreen kasustamist ei leia, siis leidub tast häid paljandeid väga vähe — üksikud harvad kruusaaugud seal, kus olemas kruusamoreen (Morna jne.), viimasel ajal üksikuid teetasandamistel ja -õgvendamistel ning teistel puhkudel (kraavikaevamistel jne.) tekkinud paljandid. Ka leidub vähe looduslikke paljandeid, neidki orgude veerudel. Moreenipaljandite vähesuse tõttu Viljandimaa pinnakatte

iseloomustamisel on moreeni osatähtsus jäänud varju ning seepärast tuleb siinkohal rõhutada, et Viljandimaa kvaternaarkatte peamiseks koostisosaks on valdavalt moreen mitmesugusel kujul, teisi kvaternaarseid setteid aga leidub ainult kas õhukese kattena (mere- ja järveliivad, turvas) või aga ainult kitsamail ribadel suuremas paksuses (vallseljakute kihitatud kruus ja liiv).

Moreen katab tervet Viljandimaa siluurse avamuse ala ning moodustab enamasti ka seal leiduvate voorjate künniste ja seljakute ning korrapäratute küngaste koosseisu. Samuti osutuvad kõik Viljandimaa voorestikud Sakala kõrgustiku piirialadel — Kolga-Jaanis, Tarvastus, Suislepas, Suure-Jaanis ning Kõpus — peamiselt moreenseiks. Arvamine, nagu oleks voorte koosseisuks peamiselt kihitatud kruus, on tingitud sellest, et voorte koosseisu kohta tehti järeldusi kruusaaukude põhjal. Kuid enamik kruusaauke voortel on vaid 1—2 m sügavused, harva rohkem, ja sel lihtsal põhjusel, et sügavamal enam kihitatud ainest ei leidu, vaid esineb moreen, mis, nagu näitavad kaevuprofiilid, jääb püsima enamail juhtudel aluspõhjani. Ka on sageli kruusaaukudes esinevaid hilisglatsiaalseid kihitatud rannasetteid tõlgendatud jääveesetteiks ning seega omakorda suurendatud eksitusi voorte koosseisu kohta. Muidugi leidub voortel kohati suures paksuses ka kihitatud jääveesetteid, mida katab ka moreen, samuti leidub voori moodustavas moreenis kihitatud setteid rikutud asendis (III tahv., 6. joon.), kuid senised vaatlused lubavad näha neis setteis mitte voorteks kuhjatud ainest, vaid materjali, mis oli kuhjatud juba enne voorte väljavoolimist. Vähemalt Viljandimaa voorte tekkimine on tingitud mannerjää voolivast tegevusest.

Moreen katab aluspõhja ka jääpaisjärve ja Suur-Võrtsjärve tasandikul, kuid siin puuduvad tema paljandid pea täiesti, sest ala tasasuse tõttu hilisemad setted on ta ära varjanud.

Selgejoonseimalt nähtub moreeni osatähtsus Sakala kõrgustikul, kus rohked ja sügavad orud sageli paljandavad ka moreeni. Nii on ilmselt moreensed pea kõik tasasemad kõrgustikualad, nagu Sürgavere kõrgustik, Paistu ümbrus jne. Moreensed on ka kergelt voorestatud alad Mäeküla—Kehklase vallseljakust idasse ning Paistust lõunasse. Peale selle on valdavalt moreense koostisega otsmoreensed seljakud (Kuusiku—Ennukse ja Leiaru ümbrus) ning kuplistikud (Polli ja Laki mäed); otsmoreenel esineb sageli kruusa- ja liivamoreeni.

Moreeni paksus on väga vahelduv. Üldiselt on lubjakivise aluspõhjaga alal moreeni paksus väiksem, küündides Pilistvere ja Põltsamaa khk kohati vaid mõnekümne cm-ni, devoni aluspõhjaga aladel harilikult aga moreeni paksus ületab 1 m, kuid suurtel aladel püsib 1—3 m piires. Huvitav on märkida, et moreeni paksus voorestatud aladel on mitmel pool õige väike — 1 m ümber, mis on tingitud sellest, et aluspõhi suuremal või vähemal määral moodustab voorte tuuma (Kolga-Jaani, Suure-Jaani, Mäeküla—Kehklase vallseljakust idasse jne.). Kuid voortealadel on moreeni paksus ka üsna märgitav, tõustes 20 meetrini. Samuti peab suurt moreeni paksust oletama Sakala kõrgustiku kühmastike ja kuplistike aladel, kuigi seal vast tegemist on aluspõhjase tuumaga. Veel näitavad vaatlused, et ka tasastel aladel moreeni paksus võib olla märgitav, osutades seega sellele, et moreen on täitnud aluspõhja süvendeid.

Moreeni esinemisega on tihedalt seotud ka rändrahnude levimine. Rändrahne leidub moreenja pinnakattega aladel kõikjal, kuid eriti rohkesti kohati voorestatud aladel (Saue voor K.-Jaani voorestikus, Tebine orust läände jne.), kus nad moodustavad kivimeresid. Kuid väga palju rändrahne on inimese poolt kokku kantud ja kasustatud, seega vaid vähestes kohtades on säilinud loomulik rändrahnude esinemistihedus. Suhteliselt suuremaid ja ka suurearvuliselt esineb rändrahne Õisu ümbruses Sakala kõrgustiku piirdealal.

Suuremaid rändrahnude kuhjumisi leidub veel vanade ja praeguste randade kohal. Nii leidub jääpaisjärve rannajoontel kohati rändrahnude kogu-

4. joonis. Üks suuremaid rändrahne Viljandimaal — Suurkivi Aidu vallas, Kõrvi tl. maal — kõrgus 2,5 m, pikkus 8,5m, ümbermõõt 24 m.

Fig. 4. Einer der grössten erratischen Blöcke von Viljandimaa — Suurkivi von Aidu — Höhe 2,5 m, Länge 8,5 m, Umriss 24 m.

mikke — saari —, mis osutavad rändrahnude väljapesemisele moreenist ning kokkukuhjamisele ajujääst. Samuti leidub rändrahnude kogumikke Võrtsjärve praegusel rannal — läänerannal peamiselt kiviridadena, põhjarannal aga nn. „varedena" — aja jooksul on moreenjaist voortest peenem materjal välja uhutud, järele aga on jäänud rahnud. Tuntuim selliseist voortest on Vare vare.

Suuri rändrahne Viljandimaal leidub vähe ja needki on võrdlemisi väikesed, mis on tingitud sellest, et siinsed rändrahnud moodustuvad peamiselt mitmesugustest graniitidest, mille pankad aluspõhjast lahtikistult juba olid suhteliselt väiksemad, ning ka sellest, et nad kauge transpordi tõttu mannerjääs tugevasti ära on kulunud, millele viitab ka nende ümmardunud kuju. Suuremaid rändrahne on Suurkivi Aidu vallas, Paksu Suurkivi, vanapagana istekivi Õisust põhjas, Ahjuoja tl põllul leiduv rahn jne. Üldiselt Viljandimaa

suurte rändrahnude ümbermõõt harva ületab 20 m ning kõrgus on vaid 3 m ümber.

Teiseks oluliseks pinnakatte osaks on Viljandimaal mannerjää sulavete sorditud ja kihitatud setted, nagu munakaline kruus, sõmer, liiv, möll. Sõmer ja kruus koosneb peamiselt lubjakivide veerkividest. Kohati aga kruusa moodustavad ainuvalitsevalt devoni alumise kihtiderühma kivimid — heledad mergeldolomiidid, merglid ja liivakivid. Tüüpilisema näitena olgu nimetatud Sinialliku vana kruusaauk. Samuti leidub ka devoni punase liivakivi (pärit samuti alumisest kihtiderühmast) veerkive kohati sedavõrd rohkesti, et kruusaaugu värske profiil on punaselaiguline (Viljandis Tartu mnt. ääres orulammil olevad kruusaaugud) (IV tahv., 7. joon.). Üldiselt jääveesetete juures, nagu moreenigi juures, pääseb mõjule nende kivimilise koostise sõltuvus aluspõhja avamuse ilmest.

Jääveesetete kihitus nähtub tänu setete erinevale teralisele ja kivimilisele koostisele ning kihtide erinevale kallakule. Mida jämedam on kruus, seda ebaselgem on kihitus, sedavõrd, et raske on kõnelda sellest. Veel peenemate setete juures aga on kihitus tavalisesti väga selge. Harilikult esineb rööpkihitus, mille tingib eri terasuuruste kihtide vaheldus (näit. väga markantselt Kösti orust idasse väikese sälkoru veerul asetsevas kruusaaugus).

Harvemalt võib leida diagonaalkihitust, mis tingitud üksikute kihtide eri kallakusest, nagu see selgeimalt esineb Sinialliku uues kruusaaugus, milles nähtub umb. 200 m pikkuselt kuni 10 m kõrgune paljand. Siin vahelduvad 10—15 cm paksused, suure kallakuga kihitatud liiva- ja sõmerakihid 2—3 cm paksuste pea rõhtsate või täiesti rõhtsate liiva- ja sõmerakihtidega. Mitmes paigas, peamiselt voorestatud aladel kihituse tingib liiva- või kruusakihtide vahelduvus sortimata moreenikordadega (Arendi kruusaauk, Nuudi kruusaauk jne.). Iseloomulik jäävee setteile on ka nende kihtide kallakuline asend (vt. IV tahv., 8. joon.). Jääveesetted kohati (Viljandi lasketiir, Kuusiku otsmoreen jne.) on mannerjää survel oma esialgsest asendist paisatud rikutud asendisse.

Kruusa- ja liivakihtide ülemine osa on sageli muutunud porsumise teel — kruusakihtidesse kuni 1 m ja kohati sügavamale tungivad rauaroosterikkad roostepruunid taskud ja lehtrid, mille välispind on eriti rauarikas ja sageli tugevasti tsementeerunud. Neid porsumistaskuid näeb hästi Sinialliku uues kruusaaugus, Linsi kruusaaugus jne.

Jääveesetete levimine Viljandimaal on mõnes suhtes väga tähelepanuväärne. Nimelt koosnevad jääveesetteist ürgorgudega tihedalt seotud (esinedes nende lammil või mõnel veerul) kitsaid põhjaloode- — lõunakagu-suunalisi ribasid enese alla võtvad vallseljakute süsteemid, nagu Kobruvere — Pärsti orus, Mäeküla—Kehklase — Paksu orus ning Sinialliku — Sultsi orus. Senised vaatlused on veel väga vähe suutnud selgitada Viljandimaal leiduvate jääveesetete ulatust ja iseloomu väljaspool silmapaistvalt väljakujunenud vallseljakute alasid. Näib, et kruusa- ja liivakuhjatised, esinedes mitmes kohas aladel, mis iseloomustuvad oma tasasusega, on täitnud aluspõhja vagumusi, mida hiljem mannerjää tasandanud. Kruusa ja liiva esineb kohati ka Viljandimaa voorestatud aladel (vt. eespool).

Jääveesetete paksus kõigub väga suuris piires. Nii on tüüpiliste vallseljakute paljandeis liiva- ja kruusakihtide paksus üle kümne meetri, oletada aga võib veel märgitavalt suuremat paksust. Kuid paljudes kohtades kruusa- ja liivakihtide paksus piirdub ainult 1—3 meetriga, seda eriti voorestatud aladel (Vaibla ja Tipu-Erika voor K.-Jaani voorestikus jne.).

Tihedalt seotud mannerjää sulavete sorditud setetega on ka viirsavi, mida Viljandimaal leidub mõnel pool jääpaisjärve (Kaansoo ümbruses Navesti jõel) ja Suur-Võrtsjärve (Põltsamaa jõel Käspre kohal ja allpool Rõika veskit) nõgudes, samuti ka Tänassilma—Raudna ürgorus (Samuli saviaugus 6 m paksuses). Hoolimata vähestest viirsavi paljanditest nendel aladel, tuleb oletada viirsavi esinemist nimetatud vanade veekogude piirides kõikjal suuremas või vähemas paksuses nooremate setete all.

Neist nooremaist setteist omavad laialise leviku nimetatud aladel järveliivad ja rannaliivad ning -kruus, viimased osalt kuhjunult vanadel randadel randvallidena ja ka luiteina (näit. Raudna oru suudme ees). Järvesetete hulgas leidub kohati ka savi, mis Võrtsjärve nõos harilikult on lubjarikas. Kohati leidub järvesavi või -liiva peal ka järvekriiti *(bleke't)*, nii Laashoone metsavahi lähedal Võrtsjärve madalikus kuni 1 m paksuses; ka sisaldab ta sellel alal kohati rohkesti järves elanud tigude ja karpide kodasid. *Bleke* levimine Suur-Võrtsjärve põhjas on õige laialdane, teda leidub kohati ka jääjärve piirides Loode-Viljandimaal (Arusaare lähedal Künnapa kõrtsist põhja jääva seljaku jalamil), samuti ka Tänassilma—Raudna ürgorus (Samuli saviauk Viljandi lähedal).

Seoses *bleke*'ga tuleb nimetada ka orgude veerudel kohati (Viljandis, Siniallikul, Viljandi—Paistu mnt. ääres) leiduvaid lubjanõru lasusid, mis tekkinud allikatena väljavoolanud põhjavete setitud lubjast. Lubjanõrg sisaldab subfossiilseid taimi (peamiselt samblad ja puude lehed) ning tigude kodasid.

Vana-Võrtsjärve nõoga on seotud veel teisigi setteid. Nii leidub praegusegi järve lõunaotsas peamiselt, osalt ka läänekalda läheduses järvemuda mitme meetri paksuses.

Samuti leidub Võrtsjärve nõos mitmel pool turba all tammetüvesid (Väluste jõesuust lõunas, järve põhjas). Eriti huvitav tammetüvede leiukoht on Põltsamaa jõel Käspre ümbruses, kus tammetüved kohati lademetena kuhjatud ning kaetud kuni 3 m paksuselt uhtliivast — siin on nähtavasti allohtoonne tammelasu.

Noorimate ja ühtlasi ulatuslikumate setetena tuleb vaadelda mitmesuguseid turbaid, mis eriti suuri alasid enese alla võtavad jääpaisjärve tasandikul, Võrtsjärve nõos ja Navesti orundis, vähemal ulatusel aga ka Põhja-Viljandimaal, Sakala kõrgustikku palistavate voorte vahel ning ürgorgude lammidel.

GEOLOGISCHE ÜBERSICHT DES BEZIRKS VILJANDIMAA

von

K. Orviku.

EINLEITUNG.

Es handelt sich in dieser Arbeit um eine kurze Übersicht des geologischen Baues des Untergrundes von Viljandimaa, die nach diesbezüglichen Angaben in der Literatur und nach den Ergebnissen im Felde durchgeführter Untersuchungen des Verfassers zusammengestellt wurde. Die Arbeiten im Felde wurden im Sommer 1934 hauptsächlich im Devongebiete des Bezirks durchgeführt, sie wurden von seiten des Heimatforschungs-Instituts der Estnischen Literärischen Gesellschaft geldlich unterstützt. Über das Silur des Bezirks hat der Verfasser einige mündliche Mitteilungen von Frl. Mag. E. Rosenstein und Dr. A. Luha erhalten.

Die Oberflächenformen wurden nach den topographischen Karten auf die geologische Karte übertragen. Die Originalkarte im Massstabe 1:124000 wurde von V. Voore gezeichnet. Die Drucklegung der Übersicht als Publikation des Geologischen Instituts der Universität Tartu wurde durch das liebenswürdige Entgegenkommen des Direktors des Geologischen Instituts — Prof. A. Öpik — und durch die geldliche Unterstützung von seiten desselben Instituts ermöglicht.

Hiermit möchte ich allen Personen und beiden Instituten, die bei der Fertigstellung und beim Erscheinen dieser Übersicht behilflich gewesen sind, meinen grössten Dank aussprechen.

UNTERGRUND.

Im nördlichen Teile des Bezirks Viljandimaa wird der Untergrund von den Kalksteinen des Silurs, im südlichen Teile von den Sandsteinen des Mittel-Devons gebildet (siehe geol. Karte).

Im NO-lichen Teile des Bezirks findet man als anstehendes Gestein die silurischen Kalksteine der Raikküla-Stufe — es sind hauptsächlich dickschichtige bis bankige Kalksteine und zum Teil dolomitische Kalksteine mit Quarzknollen, so z. B. im Steinbruch von Aidu (2). Eine besondere Ausbildung hat der Raikküla-

Kalkstein in der Umgebung von Kalana, wo man in den Steinbrüchen (3,4) einen dünnschichtigen, feinkristallinen, beinah aus reinem Kalzit bestehenden Kalkstein findet. Poliert ähnelt dieser Kalkstein dem Marmor und wird deshalb auch öfters als „Marmor von Kalana" bezeichnet.

Den grössten Teil des Untergrundes von N-Viljandimaa bilden die silurischen Schichten der Adavere-Stufe — es sind kristalline Kalksteine und Dolomite mit Quarzknollen. Nach Schmidt (1881) findet man in der Zone Põltsamaa—Adavere—Imavere hauptsächlich dichten gelblichen oder grauen feinkörnigen bis feinkristallinen Dolomit; in der Umgebung von Malaste-Paksima ist das Gestein der Adavere-Stufe aber toniger und weicher und enthält häufiger versteinerungsreiche Zwischenschichten. Grösstenteils ist aber das Gestein der Adavere-Stufe als mehr oder weniger poröser, gelblich-grauer oder grauer, fein- oder grobkristalliner, dickschichtiger bis bankiger Dolomit und dolomitischer Kalkstein mit Quarzknollen ausgebildet.

Die Quarzknollen haben verschiedene Grösse und sind in ihrer Form unregelmässig und flach. Ihre oberflächlichen Teile sind stark verwittert (patiniert) und in eine weisse, erdige, quarzarme Substanz umgewandelt.

In den Adavere-Schichten, hauptsächlich im Dreieck von Võhma—Kõo—Malaste (siehe geol. Karte), findet man Galenit als Füllung schmaler Spalten, öfters aber als Knollen, welche in kleinen Höhlungen des Gesteins angehäuft sind. Die Knollen haben verschiedene Grösse, man hat unter ihnen einige bis 12 Kilo schwere Exemplare gefunden. Auch die Galenitknollen sind an der Oberfläche stark verwittert und die Kruste besteht aus Cerrussit. Der Knollen bildende Galenit enthält 60—65% Blei, das Vorhandensein des Silbers ist nicht konstatiert worden. Der Galenit tritt im anstehenden Gestein nur sporadisch und in sehr geringen Mengen auf, weshalb er als Erz nicht abbauwürdig ist. Zur Klärung der Abbauwürdigkeit des Galenits in der Adavere-Stufe sind jedoch wiederholt Prospektierungsarbeiten vorgenommen worden und zwar von der russischen Regierung in den Jahren 1803 und 1856 und von der estnischen Regierung im Jahre 1931.

In einigen Profilen der Adavere-Stufe hat das Gestein eine besondere Ausbildung und zwar handelt es sich hier um einen brecciierten Dolomit: kleinere oder grössere scharfkantige Stücke eines dunkelgrauen Dolomits sind in einer Zementmasse aus hellem gelblich-grauem Dolomit eingebettet. Die Stücke des dunklen Dolomits zeigen eine dunklere Verwitterungskruste. Kleinere Stücke desselben tragen die Farbe der Verwitterungsrinde, da bei ihnen die Verwitterung bis zur Mitte der Stücke vorgedrungen ist (Fig. 1). Die Beobachtungen sind noch zu lückenhaft, um sagen zu können, ob dieser breccierte Dolomit an ein bestimmtes Niveau gebunden ist. Man

hat ihn südlich der Arusaare-Kõo-Linie, besonders schön im Bette des Baches bei Kangrusaare (27), beobachtet.

Das Vorkommen der Quarz- und Galenitknollen und des brecciierten Dolomits in den Schichten der Adavere-Stufe ist durch gemeinsame innerdynamische Ursachen zu erklären.

Da die Mächtigkeit der Quartärdecke im nördlichen Teile des Ausstriches der silurischen Schichten beträchtlichere Dimensionen, bis zu einigen Metern, erreicht, im südlichen Teile aber im allgemeinen recht gering ist, so findet man die meisten Aufschlüsse des silurischen Untergrundes im letztgenannten Gebiete; es handelt sich vorwiegend um Steinbrüche, von welchen die meisten und grössten verlassen sind: Adavere (14), Vitsjärve (20), Paduvere (21), Kalana (3,4). Eine besondere Gruppe der künstlichen Aufschlüsse ist bei den Schürfungen nach Galenit entstanden: bei Arusaare (31), Räpp-Jaagu (33), Suurearu (35), Paksima (39), Kurepõllu (40) und Malasti (41—43). Es haben auch die Flüsse in diesem Gebiete den Boden bis zum Anstehenden erodiert — Navesti (29, 46, 47) (Taf I, Abb. 1). Põltsamaa (7—10).

Die absolute Höhe der Oberfläche der silurischen Schichten beträgt im NO des Gebietes über 70 m und wird in SW-licher Richtung geringer, so z. B. bei Lepakose (51) am Navesti-Fluss, wo sie nur noch 30 m erreicht. In grossen Zügen entspricht das Relief des Untergrundes demjenigen der jetzigen Oberfläche (siehe die Längsprofile auf der geol. Karte).

Den Untergrund von Süd-Viljandimaa bildet der mittel-devonische Sandstein, dessen Mächtigkeit beträchtlich ist (siehe die Längsprofile auf der geol. Karte).

Die ältesten Schichten des Mittel-Devons (siehe Orviku 1930) in Viljandimaa sind die *Pterichthys*-Schichten nach Gross (1933, 1934) resp. die Narowa-Schichten nach russischen Autoren (Obučev 1931, 1933, Asatkin 1934, Čereiski 1934). Die ältesten *Pterichthys*-Schichten in Viljandimaa sind die Tori-Sandsteine (früher vom Verfasser als *Aulacophycus*-Sandstein bezeichnet), welche nur bei Pae (52) im Bette des Navesti-Flusses aufgeschlossen sind, östlich dieser Fundstelle aber auskeilen. Das Hangende der silurischen Schichten bei Tamme (48) am Navesti-Fluss wird schon vom nächst jüngeren Tamme-Sandstein (früher vom Verfasser als Trochilisken-Sandstein bezeichnet) gebildet, aber auch dieser Sandstein keilt bald in östlicher Richtung aus. Östlich von Tamme besteht das Hangende des Silurs aus den Pelda-Schichten (festgestellt nach Bohrprofilen aus dem Kirchspiel Kolga-Jaani). Die bisher bekannt gewordenen Profile führen also zur Annahme, dass die Tori- und Tamme-Sandsteine, welche als Pärnu-Schichten (siehe Obučev 1931, 1934 und Gross 1933, 1935) zusammenzufassen sind, in Estland eine westliche Verbreitung haben,

Ex bibl.

während in Ost-Estland Sedimente aus diesem Abschnitt der *Pterichthys*-Zeit fehlen. Von den *Pterichthys*-Schichten sind in Viljandimaa die Pelda-Schichten (früher vom Verfasser als „wechsellagernde Tonmergel- und Mergeldolomit-Schichten" bezeichnet) am meisten verbreitet. Eines der besten Profile dieser Schichten findet man am rechten Steilufer des Pelda-Baches unterhalb der Pelda-Mühle (54.). Auch bei Soluveski (80) (Taf. I, Abb. 2) am Kõpu-Fluss sind sie gut aufgeschlossen. Die Pelda-Schichten erreichen in Viljandimaa eine Mächtigkeit von mindestens 25 m und sind faunistisch und der sedimentpetrographischen Ausbildung nach den Borovnja- und Gorodenka-Schichten (siehe Orviku 1930, Gross 1933) in Ost-Estland gleichzustellen. Es sind hauptsächlich graue, violettgraue, auch rötliche Mergel- und Dolomitmergel-Schichten in Wechsellagerung mit hellgrauen, auch weissen und oft auch grünlichgrauen, mehr oder weniger zementierten Sandsteinen. Somit ist die stratigraphische Gliederung der *Pterichthys*-Schichten in Viljandimaa resp. in West-Estland, mit den betreffenden Schichten Ost-Estlands verglichen, die folgende:

<table>
<tr><td></td><td colspan="3">in West-Estland</td><td>in Ost-Estland</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Pterichthys-Schichten nach Gross
=
Narowa-Schichten nach russischen Autoren (Obručev 1933 etc.)</td><td colspan="3">Pelda-Schichten</td><td>Gorodenka-Schichten
Borovnja-Schichten</td></tr>
<tr><td>Pärnu-Schichten</td><td>Tamme-Sandstein
Tori-Sandstein</td><td>Hiatus</td></tr>
</table>

Diese Tabelle enthält eigentlich die Wiederholung der stratigraphischen Einteilung und Verwertung der *Pterichthys*-Schichten, wie sie vom Verfasser schon früher (Orviku 1930, p. 90) für die „untersten Schichten des Mittel-Devons in Estland" gegeben worden ist. Die paleontologischen Untersuchungen Gross' und die stratigraphischen Arbeiten der russischen Autoren haben erfreulicherweise die Richtigkeit der vom Verfasser seinerzeit aufgestellten Richtlinien der stratigraphischen Gliederung der *Pterichthys*-Schichten in Estland bestätigt. Es ist auch interessant, dass in den letzten Arbeiten der russischen Autoren die Narowa-Schichten stratigraphisch den *Pterichthys*-Schichten Gross' gleichgestellt und die Pärnu-Schichten Obručev's als Unterabteilung der ersteren angesehen werden (Čereiski 1934), damit hat man in beiden Gebieten — in Estland und in NW-Russland — eine einheitliche stratigraphische Gliederung der untersten Schichten des Mittel-Devons erreicht. Die Detailgliederung der *Pterichthys*-Schichten, wie sie von Asatkin (1934) und Čereiski (1934) im Leningrad-Distrikt durchgeführt worden ist, ist zurzeit in

Estland noch nicht durchführbar, da es noch an guten Profilen mangelt [1].

Den Kontakt zwischen silurischen und devonischen Schichten kann man in Viljandimaa nur bei Tamme (48) am Navesti-Fluss beobachten, wo die stark erodierte Oberfläche der sandfreien Dolomite der Adavere-Stufe vom Tamme-Sandstein bedeckt wird. Der Dolomit wird an einigen Stellen von vertikalen, bis 0,5 m breiten und wenigstens bis 0,2 m tiefen, mit Tamme-Sandstein gefüllten Spalten durchzogen.

Die Nördliche Grenze der *Pterichthys*-Schichten ist schon früher vom Verfasser festgestellt worden (Orviku, 1930), nun ist es möglich auch die südliche Grenze anzugeben (siehe geol. Karte): die südliche Grenze der *Pterichthys*-Schichten fällt in grossen Zügen mit der Grenze des Sakala-Höhengebietes zusammen.

Die typischen mittel-devonischen *Heterostius*-Schichten bilden den Untergrund des Sakala-Höhengebietes. Sie sind hauptsächlich als mehr oder weniger zementierter, diagonalgeschichteter, ziegelroter bis gelblicher Sandstein ausgebildet, der oft durch beträchtliche Anhäufung von Glimmer grünlich gefärbt ist.

In den Sandstein-Schichten findet man an einigen Stellen linsenförmig eingebettete Schichten des Aufschwülungskonglomerates (Fig. 2), in welchen gewöhnlich reichlich Fischknochen und -schuppen in kleinen Stücken auftreten. Eines der schönsten dieser Profile liegt bei der Õisu-Mühle (94).

Die *Heterostius*-Schichten sind nicht nur als Sandsteine ausgebildet, sondern zwischen den mächtigen Sandstein-Schichten findet man tonige Schichtenkomplexe, welche aus wechsellagernden Mergel-, Dolomitmergel- und hellen Sandstein-Schichten bestehen und dem Gesteinshabitus nach einige Ähnlichkeit mit den Pelda-Schichten aufweisen. Im Gegensatz zu diesen haben jedoch die tonigen Schichtenkomplexe zwischen den *Heterostius*-Sandsteinen geringere Mächtigkeit und ihre Farben sind im allgemeinen rötlicher. Es scheint, dass die tonigen Schichtenkomplexe zwischen den reinen Sandsteinen in bestimmten Niveaus auf grösseren Flächen verbreitet sind. Einer der besten Aufschlüsse dieser Schichten ist am linken Gehänge des Raudna-Tales bei Heimtali (90) gelegen, wo diese Schichten eine Mächtigkeit von 7,3 m haben.

Die Aufschlüsse der mittel-devonischen Schichten in Viljandimaa findet man gruppenweise an den Gehängen der Täler, gewöhnlich am Prallhang der Flüsse und Bäche (Õisu, 95) oder an den Stellen der aus den Gehängen ausfliessenden Quellen, durch deren Tätigkeit kleine Höhlen in die Sandsteine erodiert worden sind — Tarvastu-Kullamägi (108) (Taf. II, Abb. 4), Õisu-Põrguorg (95). Gute Aufschlüsse findet man auch unterhalb der Mühlen-

[1] Das neuere Untersuchungsmaterial über die *Pterichthys*-Schichten in West-Estland wird vom Verfasser für den Druck vorbereitet.

dämme — Soluveski (80), Pelda (50), Pikru (111, 112). Die Profile der *Heterostius*-Sandsteine sind bis 15 m hoch (Taf. II, Abb. 3).

Obwohl die Mächtigkeit der quartären Ablagerungen, welche die devonischen Schichten überlagern, in sehr grossen Grenzen schwankt, gleicht das Relief der Oberfläche der devonischen Schichten in sehr grossen Zügen demjenigen der jetzigen Oberfläche (siehe Längsprofile auf der geol. Karte). So beträgt die absolute Höhe der Oberfläche der *Heterostius*-Schichten im nördlichen Teile des Sakala-Höhengebietes 50 m, im südlichen Teile aber bis 100 m.

QUARTÄRABLAGERUNGEN.

Die älteste Ablagerung der Quartärzeit in Viljandimaa ist die Moräne, welche im Gebiete des Siluruntergrundes und etwas südlicher gelbliche oder bläulich-graue Färbung hat und reichlich Kalksteingeschiebe enthält. An einigen Stellen ist die Moräne als Richk ausgebildet. Im Gebiete des Devonuntergrundes ist die Moräne durch das beigemischte devonische Gestein von braun-roter Farbe. Auch hier findet man Richk, aber dieser besteht nur aus devonischen Gesteinen — so z. B. im Magistralgraben von Toia (75). Der Ton- und Sandgehalt der Moräne schwankt in grossen Grenzen.

Die Mächtigkeit der Moräne ist im Silurgebiete geringer, im Devongebiete grösser, im einzelnen unterliegt sie beträchtlichen Schwankungen.

Einige Beobachtungen weisen darauf hin, dass man in Viljandimaa mit zwei verschieden alten Moränen zu tun hat. Das sieht man am besten am Profil der Steilwand im Schiessstand von Viljandi-Männimäe (87) (Fig. 3), wo unter der jüngeren braun-roten Moräne eine ältere gelblich-graue Moräne, auch glazifluviale Schichten, in zerstörter Lage liegen.

Die Moräne ist grösstenteils als Grundmoräne, teils aber als Endmoräne aufgeschüttet worden. Ein schönes Beispiel einer Endmoräne in Viljandimaa ist der Endmoränen-Rücken von Kuusiku, welcher vom Inlandeise aufgestaucht worden ist. In der Kiesgrube von Kuusiku kann man den inneren Bau des Rückens gut kennen lernen (Taf. III, Abb. 5) (Orviku, 1935). Unter den Quartärablagerungen Viljandimaas kommt der Moräne die grösste Verbreitung und Bedeutung im Aufbau der Oberflächenformen zu.

Mit der Verbreitung der Moräne ist die Verbreitung der erratischen Blöcke eng verbunden. Besonders reich an erratischen Blöcken sind die Drumlins. Die Blöcke sind meistens klein, nur einzelne haben eine beträchtliche Grösse (Fig. 4). Das Gestein der grossen Blöcke ist gewöhnlich Granit.

Die in Viljandimaa reichlich vorhandenen Drumlins — in Kolga-Jaani, Põltsamaa, Tarvastu, Suure-Jaani usw. (siehe geol. Karte) — umgrenzen scharenweise das Sakala-Höhengebiet und nach

ihrer Längsrichtung kann man die ehemalige Bewegungsrichtung des Inlandeises in diesem Gebiete beurteilen. Reichliche Beobachtungen über den Charakter der die Drumlins aufbauenden Gesteine haben gezeigt, dass die Drumlins hauptsächlich aus Moräne bestehen. Auch glazifluviale Schichten findet man in den Drumlins, aber diese sind grösstenteils vor der Ausmodellierung der Drumlins abgesetzt worden, und man sieht sie oft in gestörter Lage. (Taf. III, Abb. 6). Die Untersuchungen haben erwiesen, dass ein Teil der Drumlins einen inneren, aus anstehenden Silur- und Devon-Gesteinen bestehenden Kern besitzen. Alle Drumlins in Viljandimaa sind als vom Inlandeise ausmodellierte Gebilde anzusehen, bei deren Entstehung die akkumulative Tätigkeit des Inlandeises eine geringe gewesen ist (die deckende Grundmoränen-Schicht).

Eine wichtige Rolle im Aufbau der Quartärablagerungen spielen auch die glazifluvialen geschichteten Sande und Grus. Der Grus besteht hauptsächlich aus Silurgeschieben. In einigen Aufschlüssen — Kiesgruben — sieht man, dass der Grus nur aus den Geschieben der devonischen Gesteine — Mergeldolomite, Dolomite, Sandsteine — gebildet wird. So z. B. trifft man in der alten Kiesgrube von Siniallikս nur Geschiebe der *Pterichthys*-Schichten (vergl. Hausen 1913, p. 81; siehe auch Taf. IV, Abb. 7).

Die Schichtung der glazifluvialen Ablagerungen ist sehr verschieden — gewöhnlich handelt es sich um Kreuzschichtung, an einigen Stellen auch um Diagonalschichtung (neue Kiesgrube von Sinialliku). Auch die Schichtungsrichtung wechselt recht häufig (Taf. IV, Abb. 8). Der obere Teil der Sand- und Grusschichten ist öfters stark verwittert, wodurch die eisenoxydreichen, bis 1,5 m tiefen Verwitterungstaschen und -trichter entstanden sind.

Die glazifluvialen Ablagerungen sind grösstenteils in Form von Ås-Systemen angehäuft worden, welche gewöhnlich an den Gehängen und auf der Sohle der Urstromtäler und alter Ausfurchungen placiert sind, z. B. das Ås-System von Mäeküla-Kehklase, von Sinialliku-Sultsi u. a. Es sind auch die früheren Ausfurchungen des Untergrundes an vielen Stellen durch glazifluviale Sedimente ausgefüllt worden. Die glazifluvialen Bildungen sind teilweise vom Inlandeise stark angegriffen worden: sie sind teils umtransportiert, teils in Drumlins ummodelliert worden.

Der Bänderton ist im Gebiete des ehemaligen Eisstausees westlich, nördlich und östlich des Sakala-Höhengebietes weit verbreitet. Gute Aufschlüsse der Bändertone aber fehlen wegen der Flachheit des Gebietes und dank der Decke jüngerer Ablagerungen, die aus Meeres- und Seesanden, in der Võrtsjärv-Niederung auch aus Ton und Blecke bestehen. Auch Torfablagerungen sind auf den Ebenen sehr verbreitet.

LITERATUR.

Асаткин, Б. П.: Древнейшие слои среднего девона Ленинградской области. Известия Ленинградского геолого-гидро-геодезического Треста 1934, nr. 3. 1934.

Eichwald, Ed. von: Die Grauwackenschichten von Liv- und Estland. Bulletin de la Société Impériale des Naturalistes de Moscou, Tome XXVII, nr. 1, 1854.

Grewingk, C.: Über das Vorkommen des Bleiglanzes im Fellin'schen Distrikte Livlands. Sitzungsberichte der N. F. G. I, Dorpat 1854.

— : Geologie von Liv- und Kurland mit Inbegriff einiger angrenzenden Gebiete. Archiv für die Naturkunde Liv-, Est- und Kurlands, I Serie, Bd. II, 1861.

— : Geognostische Karte der Ostseeprovinzen Liv-, Est- und Kurlands. Zweite Ausgabe, im Maasstabe von 1 : 600000 & Erläuterungen. Archiv für die Naturkunde Liv-, Est- und Kurlands, I Serie, Bd. VIII, 1879.

Gross, W.: Die Fische des baltischen Devons. Palaeontographica, Bd. 79, Abt. A. Stuttgart 1933.

— : Zur Gliederung des baltischen Old Reds. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Bd. 86, Berlin 1934.

Hausen, H.: Materialien zur Kenntnis der pleistozänen Bildungen in den russischen Ostseeländern. Fennia 34. 1913.

Kraus, E.: Die Geschichte des Devons in Lettland. Latvias Universitātes Geologias Instituta Raksti nr. 20. Riga 1930.

Kupffer, A.: Über die chemische Constitution der baltisch-silurischen Schichten. Archiv für die Naturkunde Liv-, Est- und Kurlands, I Serie, Bd. V, 1874.

Обручев, Д.: Значение ихтиофауны для стратиграфии Сев.-зап. девона. Известия Г. Г. Р. У. т. 59, nr. 9. Ленинград 1930.

— : К стратиграфии среднего девона Ленинградской области. Записки Всерос сийского Минералогического Общества, LXII, nr. 2. 1933.

О развѣдкахъ свинцовыхъ пріисковъ, произведенныхъ в 1803 году Лифляндской губерніи в Феллинскомъ уѣздѣ. Горный журналъ 1828, кн. 9, 1828.

Orviku, K.: Keskdevoni põhikihid Eestis. Mit deutschem Referat: Die untersten Schichten des Mitteldevons in Eesti. Tartu Ülikooli Geoloogia-Instituudi Toimetused nr. 21. 1930.

— : Kuusiku otsmoreen. Eesti Loodus II. 1934.

Schmidt, Fr.: Untersuchungen über die Silurische Formation von Estland, Nord-Livland und Oesel. Archiv für die Naturkunde Liv-, Est- und Kurlands, I Serie, Bd. II, Lief. I. 1858.

— : Revision der ostbaltischen silurischen Trilobiten nebst geognostischer Übersicht des ostbaltischen Silurgebiets. Abt. I. Phacopiden, Cheiruriden und Encrinuriden. Memoires de l'Académie Imperiale des Sciences de St.-Pétersbourg, VIII-e Série, Tome 30, nr. 1, 1881,

Schrenck, A. G.: Übersicht des oberen Silurischen Schichtensystems Liv- und Estlands, vornämlich ihrer Inselgruppe. Archiv für die Naturkunde Liv-, Est- und Kurlands, I Serie, Band I, 1854.

Черейский, Л. А.: Нижние слои среднего девона Ленинградской области. Бюллетень Моск. О-ва Исп. Природы, отд. геологии. Т. XII (4). 1934.

Рейнвальд И. А.: Мѣсторожденія свинцоваго блеска в Феллинском уѣздѣ. Manuskript. 1933.

K. Orviku foto.

1. joonis. Vaade Navesti jõe süvendatud osale 1 km kaugusel Jälevere sillast. Süvendatud on kuni 2 m-ni, kaldal väljamurtud Adavere lademe dolomiit.

Abb. 1. Vertieftes Flussbett von Navesti 1 km oberhalb der Jälevere-Brücke in den Dolomiten der Adavere-Stufe des Silurs.

K. Orviku foto.

2. joonis. Osa Pelda kihtide profiilist Kõpu jõe vasakul kaldal Soluveski vastas. Näha 1.55 m paksuses pankjas rohekasvalge kihitatud liivakivi.

Abb. 2. Linkes Ufer des Kõpu-Flusses bei Soluveski. Den Pelda-Schichten des Mittel-Devons angehörender 1,5 m mächtiger bankiger horizontalgeschichteter grünlichweisser Sandstein.

K. Orviku foto.

3. joonis. Kuni 15 m kõrge keskdevoni *Heterostius*-liivakivi paljand Paistu-Põrguorus.

Abb. 3. Das 15 m hohe Profil der mittel-devonischen *Heterostius*-Sandsteine in Paistu-Põrguorg, Süd-Viljandimaa.

K. Orviku foto.

4. joonis Tarvastu jõe parem kallas Kullamäe kohal. Pruunpunane põimjaskihiline peeneterine liivakivi (*Heterostius*-kihid) koobastega, mida kujundanud allikaveed.

Abb. 4. Rechtes Ufer des Tarvastu-Flusses bei Kullamäe in den braunroten diagonalgeschichteten *Heterostius*-Sandsteinen des Mittel-Devons. Die Höhlen im Sandstein sind durch die Tätigkeit der Quellen entstanden.

K. Orviku foto.

5. joonis. Kruusaaugu profiil Kuusiku lähedal, risti läbi otsmoreenseljaku, mis kulgeb Ennukselt üle Kuusiku kuni Linsi tl-ni (Holstres). Tähele panna püstiseid sortimata savika moreenkruusa (paremal) ja kihitatud kruusa ja liiva (vasakul) kihte.

Abb. 5. Kiesgrube im Endmoränenrücken von Kuusiku. Durch den Glazialdruck aufgerichtete glazifluviale Schichten (links) und Moräne (rechts).

K. Orviku foto.

6. joonis. Kruusaauk voore nõlvas Kütisaare talude lähedal, Navesti jõe ja Painaste vahel.
Peal 0.5 m järveliiva, all üle 2 m kruusast savimoreeni, milles kihitatud jääveekruusa ja -liiva pesa (kaevatud auk).

Abb. 6. Kiesgrube in einem Drumlin bei Kütisaar. Aufgeschlossen ist vom Seesand (0,5 m) bedeckte Moräne, in welcher eine Scholle des geschichteten glazifluvialen Materials in gestörter Lage su sehen ist (auf der Abb. tiefer ausgegrabene Stelle).

T. Parri foto.

7. joonis. Viljandi linna kruusaauk (geol. kaart V, kr. a,) Paljanduvas kruusas leidub suurel hulgal keskdevoni punase liivakivi munakaid (joonisel tumedad).

Abb. 7. Ein Teil des Profils in der Kiesgrube der Stadt Viljandi. Der Grus enthält in beträchtlicher Menge Gerölle des mittel-devonischen roten Sandsteins (auf der Abb. dunkle Gerölle).

K. Orviku foto.

8. joonis. Reegoldi e. Paksu kruusaauk. Peal 1 m moreensavi sõmer, kruus, ka möll. roostepruunide porsumistaskutega. Allpool peen liiv, Kihitus on põikne ja kurruline (seda tähistavad pealetõmmatud jooned).

Abb. 8. Kiesgrube von Reegoldi. Aufgeschlossen ist bis auf 10 m Tiefe kreuzgeschichteter glazifluvialer Sand und Grus, bedeckt von 1 m mächtiger Moräne, in welcher man die rostbraunen Verwitterungstrichter sieht.

VILJANDIMAA GEOLOOGILINE KAART.

K. Orviku, 1935.

Mõõt: peakaardil — 1 : 315000, lisakaartidel — 1 : 105000, VIII-dal — 210000, pikiprofiilidel — 1 : 300000.

Märkide seletus:

1. aluspõhja paljandid
2. pinnakatte „
3. lubjakivi paljandid jõesängides resp. süvendites
4. astangud
5. orud Sakala kõrgustikul, peamiselt ürgorud
6. moreenkühmastikud ja kuplistikud Sakala kõrgustikul
7. voored ja voorjad moreenkingud (sama värviga on märgitud pikiprofiilides pinnakate)
8. vallseljakud ja Kuusiku otsmoreen
9. keskdevon { *Pterichthys*-kihid
10. { *Heterostius*-kihid
11. silur { Raikküla lade
12. { Adavere lade
13. { tinaläike peamine levimisala Adavere lademe ulatusel
14. kihelkonna piirid
15. kõrgusjooned

Lisakaardid: I — Navesti jõgi Kaansoo-Saksa vahel, II — Kalana, III — Õisu, IV — Soluveski, V — Viljandi, VI — Oiu-Oti, VII — Tarvastu, VIII — Võhma-Kõo.

Pikiprofiilid: A—B — Vaki—Sürgavere—Paistu—Oriku; C—D — Öördi—Kookla—Adra; E—F — Sootsa—Paistu—Saaremõisa.

GEOLOGISCHE ÜBERSICHTSKARTE VON VILJANDIMAA

K. Orviku, 1935.

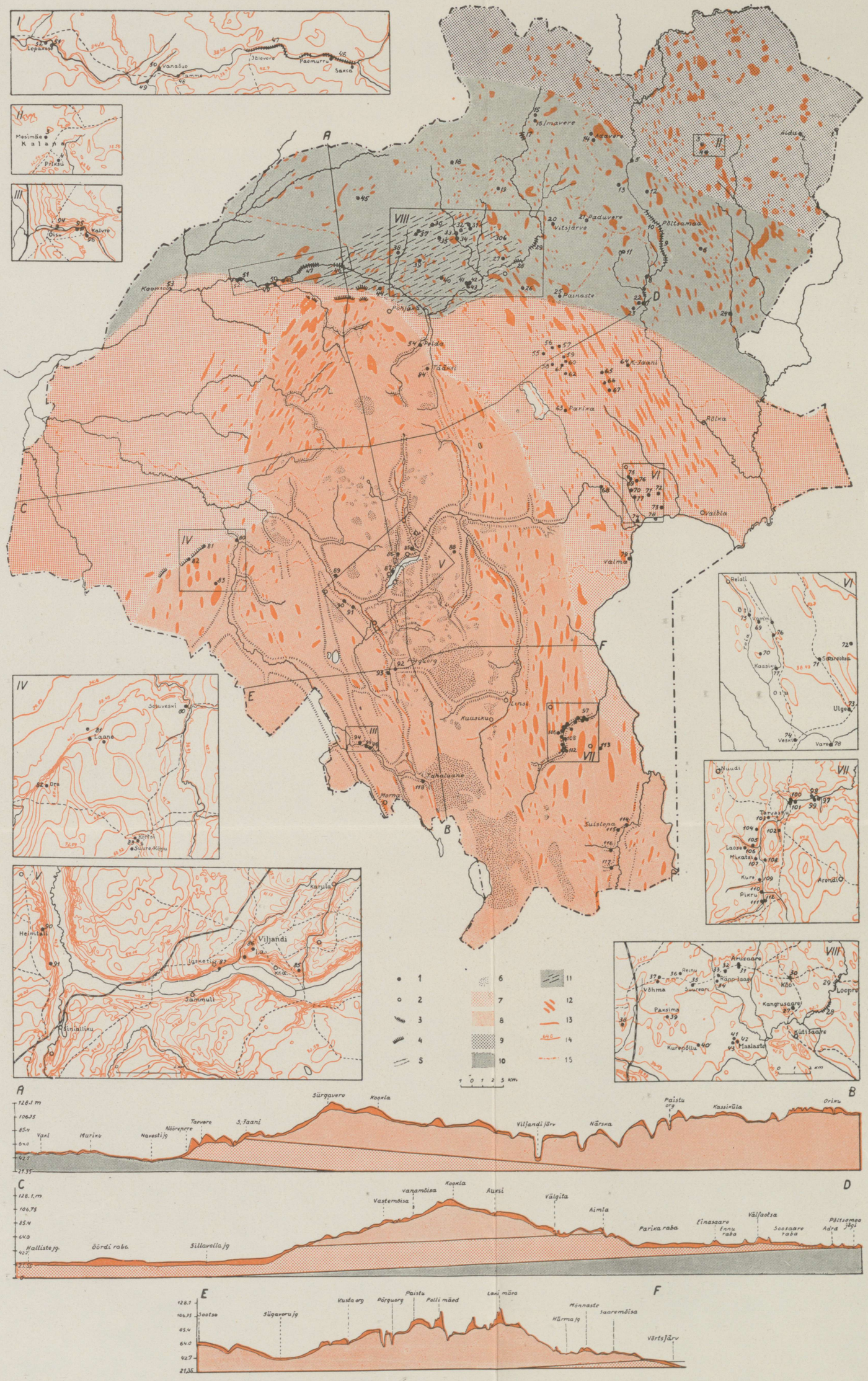
Massstab: der Hauptkarte 1 : 315000, der Nebenkarten 1 : 105000, der VIII-ten Karte 1 : 210000, der Längsprofile 1 : 300000.

Zeichenerklärung:

1. Aufschlüsse des Untergrundes
2. „ der Quartärdecke
3. „ der Kalksteine in den Flussbetten
4. Terrassen
5. Täler auf dem Höhengebiet von Sakala, grösstenteils Urstromtäler
6. Moränenhügel auf dem Höhengebiet von Sakala
7. Drumlins und drumlinisierte Moränenhügel (mit derselben Farbe ist in den Längsprofilen die Quartärdecke bezeichnet)
8. Äsar, auch die Endmoräne von Kuusiku
9. Mittel-Devon { *Pterichthys*-Schichten
10. { *Heterostius*-Schichten
11. Silur { Raikküla-Stufe
12. { Adavara-Stufe
13. { das Hauptverbreitungsgebiet des Galenits in der Adavere-Stufe
14. Grenzen der Kirchspiele
15. Isohypsen

Nebenkarten: I — Navesti-Fluss zwischen Kaansoo und Saksa, II — Kalana, III — Õisu, IV — Soluveski, V — Viljandi VI — Oiu-Oti, VII — Tarvastu, VIII — Võhma-Kõo.

Längsprofile: A—B — Vaki-Sürgavere—Paistu—Oriku; C—D — Öördi—Kookla—Adra; E—F — Sootsa—Paistu—Saaremõisa.



Tartu Ülikooli Geoloogia-Instituudi Toimetused.

Publications of the Geological Institution of the University of Tartu.

№ 1*. H. Bekker, Ph. D., D. I. C., Mõned uued andmed Kukruse lademe stratigraafiast ja faunast. — Stratigraphical and paleontological supplements on the Kukruse stage of the Ordovician Rocks of Eesti (Estonia). With 2 plates, 1 map and 6 fig. in text. — Märts 1924.

№ 2*. — Devon Irboska ümbruses, stratigraafia, fauna ja paleogeograafia. — The Devonian Rocks of the Irboska district (S. E. Estonia) with the description of a new cemented brachiopod. With 1 map, 6 plates and 15 fig. in text.— Okt. 1924.

№ 3. A. Öpik, Beitrag zur Stratigraphie und Fauna des estnischen Unter-Kambriums (Eophyton-Sandstein). Mit 10 Textfig. und 3 Taf. — Veebr. 1925.

№ 4*. A. Luha, Professor Hendrik Bekker, Ph. D. Sc. Nekroloog, pildiga. With English Summary.
A. Öpik, Beiträge zur Kenntnis der Kukruse-(C_2-)Stufe in Eesti. I. — Über die Kalksandsteinfacies des Vaginatenkalkes auf der Halbinsel Baltischport und über ein *Acidaspis*-Pygidium aus denselben Schichten. — Dets. 1925.

№ 5. K. Jaansoon-Orviku, Beiträge zur Kenntnis der Aseri- und der Tallinna-Stufe in Eesti. I. — Veebr. 1927.

№ 6*. A. Öpik, Über den estländischen Blauen Ton. — Juuli 1926.

№ 7*. K. Jaansoon-Orviku, Rändpangaseid Eestis (Über die Glazialschollen in Eesti). Mit deutschem Referat. — Juuli 1926.

№ 8. K. Orviku, Die Rautenvariationen bei *Echinosphaerites aurantium* Gyll. und ihre stratigraphische Verbreitung im estnischen Ordovizium. — Märts 1927.

№ 9. A. Öpik, Die Inseln Odensholm und Rogö. Ein Beitrag zur Geologie von NW-Estland. — Sept. 1927.

№ 10. A. Öpik, Beiträge zur Kenntnis der Kukruse-(C_2-)Stufe in Eesti. II. — Sept. 1927.

№ 11. I. Reinvaldt, Bericht über geologische Untersuchungen am Kaalijärv (Krater von Sall) auf Ösel. Mit Beiträgen von A. Luha. — Sept. 1928.

№ 12. A. Öpik, Beiträge zur Kenntnis der Kukruse-(C_2-C_3-)Stufe in Eesti. — Okt. 1928.

№ 13. A. Öpik, Über Trockenrisse und Regenspuren im Monograptus-Schiefer von Hodkovičky Böhmen), und über die Entstehung der Graptolithenschiefer überhaupt. — Märts 1929.

№ 14. K. Orviku, Uhaku. Kirde-Eesti karstiala stratigraafiast ja geomorfoloogiast. Deutsches Referat: Uhaku. Zur Stratigraphie und Geomorphologie des NO-estnischen Karstgebietes. — Mai 1929.

№ 15. A. Öpik, Studien über das estnische Unterkambrium (Estonium). I—IV — Juuli 1929.

№ 16. A. Öpik, Über Muskelhaftstellen der Glabella von *Pseudasaphus tecticaudatus* Steinh. *(Crust., Trilobita)* und über die Funktion der Fazialsutur. — Juuli 1929.

№ 17. A. Audova, Aussterben der mesozoischen Reptilien. I. — Aug. 1929.

№ 18*. A. Öpik, Der estländische Obolenphosphorit. — Aug. 1929.

№ 19. P. W. Thomson, Die regionale Entwicklungsgeschichte der Wälder Estlands. — Detsember 1929.

№ 20. A. Öpik, Brachiopoda Protremata der estländischen Kukruse-Stufe. — Jaanuar 1930

№ 21. K. Orviku, Keskdevoni põhikihid Eestis. Deutsches Referat: Die untersten Schichten des Mitteldevons in Eesti. — Veebr. 1930.

A-150

№ 22. A. Luha, Über Ergebnisse stratigraphischer Untersuchungen in der Saaremaa-(Ösel-)Schichten in Eesti. (Unterösel und Eurypterusse — Jaanuar 1930.
№ 23. A. Heintz, Eine neue Rekonstruktion von *Heterostius* Asm. — K. Orviku, Die Glazialschollen von Kunda-Lammasmägi und Narva-Kalmistu (Eesti). — K. Orviku, Der Asaphiden-Kalkstein (Ordovizium) im Bohrloch von Lagedi (Eesti). — Juli 1930.
№ 24. A. Öpik, Beiträge zur Kenntnis der Kukruse-(C_2-C_3-)Stufe in Eesti IV. — November 1930.
№ 25. A. Öpik, Über einige Karbonatgesteine im Glazialgeschiebe NW-Estlands. — Mai 1931.
№ 26. Th. Heinrichson, Über *Porambonites wahli* n. sp., aus der ordovizischen Jõhvi-Stufe D_1 Estlands. — Sept. 1932.
№ 27. Johan Kiær †, Edited by A. Heintz. New Coelolepids from the Upper Silurian on Oesel (Esthonia). — Sept. 1932.
№ 28. A. Öpik, Über die Plectellinen. — Nov. 1932.
№ 29. A. Öpik, Über Scolithus aus Estland. — Jaan. 1933.
№ 30. J. A. Reinvaldt. Kaali järv — the Meteorite Craters on the Island of Ösel (Estonia). — Jaan. 1933.
№ 31. A. Öpik, Über Plectamboniten. — Mai 1933.
№ 32. A. Öpik, Über einige Dalmanellacea aus Estland. — Mai 1933.
№ 33. A. Öpik und N. Thamm, Über ein anstehendes Eruptivgestein aus Estland. — Detsember 1933.
№ 34. N. Thamm, Über eine Gneisbrekzie im Glazialgeschiebe der Insel Osmussaar (Odensholm). — Detsember 1933.
№ 35. N. Thamm, Der Vorgang des muscheligen Bruchs. — Detsember 1933.
№ 36. A. Öpik und P. W. Thomson, Über Konzeptakeln von *Solenopora*. — Detsember 1933.
№ 37. L. Störmer, A new Eurypterid from the Saaremaa- (Oesel-) beds in Estonia. — Jaanuar 1934.
№ 38. A. Heintz, Revision of the Estonian Arthrodira. Part I. Family *Homostiidae* Jaekel. — Veebr. 1934.
№ 39. A. Öpik, Über Klitamboniten. — Juuni 1934.
№ 40. A. Öpik, Ristnacrinus, a New ordovician Crinoid from Estonia. — Juuli 1934.
№ 41. A. Öpik, *Amphipora ramosa* (Phill.) in the Marine Devonian of Estonia — Aprill 1935.
№ 42. Th. Heinrichson, Über *Endoceras glauconiticum* n. sp. aus dem Glaukonitkalk B_{II} Estlands. — Aprill 1935.
№ 43. A. Öpik, *Hoplocrinus* — eine stiellose Seelilie aus dem Ordovizium Estlands — Juuli 1935.
№ 44. A. Öpik, Ostracoda from the lower ordovician *Megalaspis*-limestone of Estonia and Russia. — Juuli 1935.
№ 45. A. Öpik, Ostracoda from the Old Red Sandstone of Tartu, Estonia. — Juuli 1935.
№ 46. K. Orviku, Quartärgeologische Karte der Halbinsel Sõrve (Saaremaa, Estland) — August 1935.
№ 47. K. Orviku, Viljandimaa aluspõhi ja pinnakate. — Geologische Übersicht des Bezirks Viljandimaa. — Oktoober 1935.
№ 48. H. Barkla, The drumlins of Türi (Estonia).