

VII

# ANTROPOGEENI GEOLOGIA

TALLINN 1961

## HOLOTSEENSETE ORGUDE GEOLOOGILISE ARENEMISE SEADUSPÄRASUSI PÕHJA-EESTIS

### A. MIIDEL

Käesolev artikkel käsitleb üksikasjalisemalt peamiselt kahe Põhja-Eesti oru — Valgejõe ja Loobu oru geoloogiat, millega autor on detailsemalt tutvunud. Nimetatud kahe oru põhjal on võimalik esile tõsta mitmeid ühiseid jooni Põhja-Eesti orgude geoloogilises ehituses ja arengus holotseeni vältel. Neid vaadeldakse artikli lõpus.

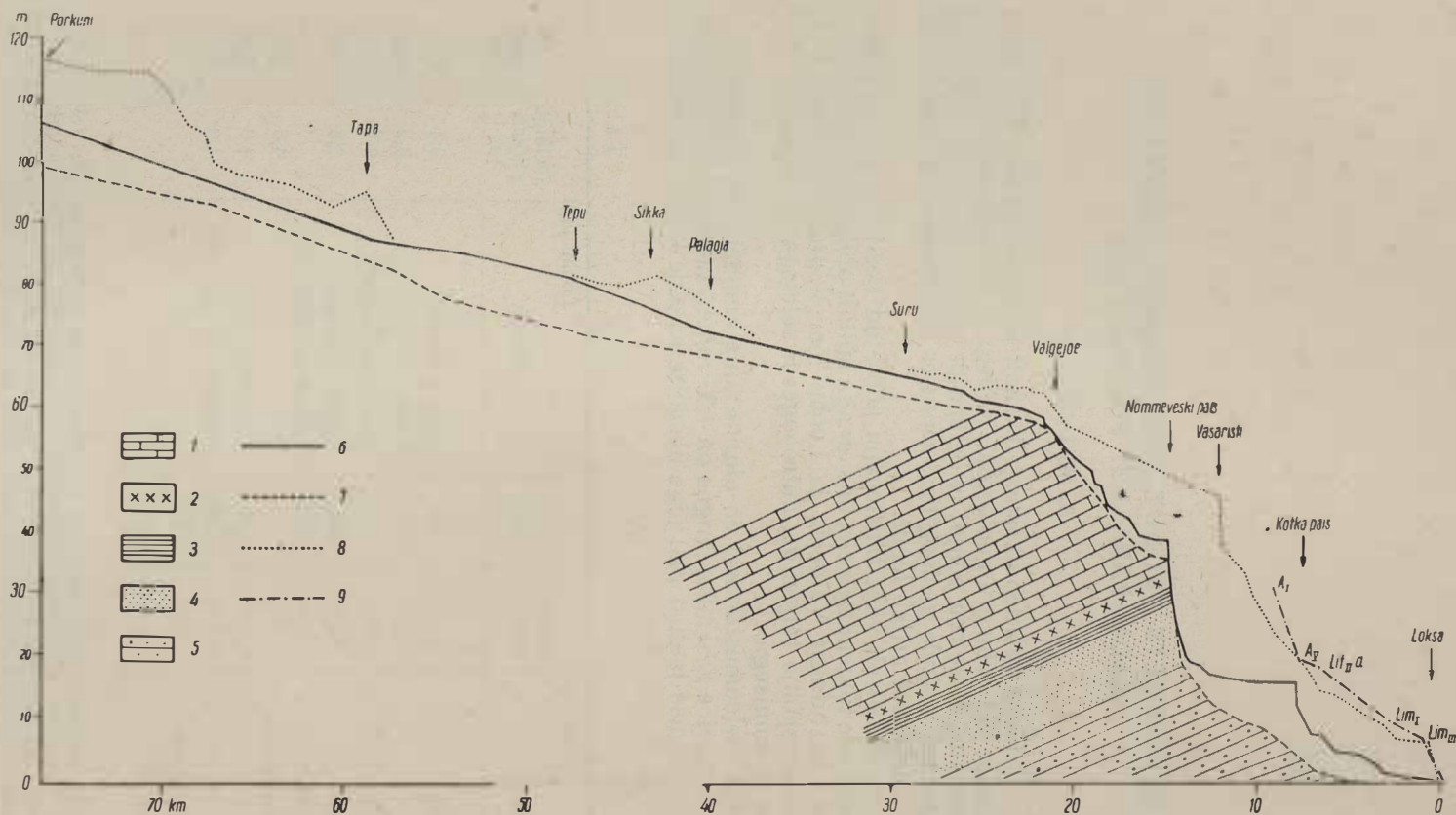
Senini on suhteliselt vähe tähelepanu pööratud Eesti jõgede pikiprofiilide geoloogilisele tõlgendamisele, mis on aga küllalt oluline ja huvipakkuv. Alljärgnevas peatutakse Valgejõe ja Loobu jõe pikiprofiilide kujul ning selle suhtel aluspõhja reljeefiga, antropogeeni setetega ja maakoore neotektoonilise kerkimisega.

Pikiprofiili iseloomustamisel on oluline tuua andmeid jõe languse jaotuse kohta. Valgejõe keskmine langus on 1,37 m/km, Loobu jõel 1,68 m/km. Mõlema jõe languse jaotust piki jõge üksikute lõikude kaupa iseloomustavad järgnevad arvud (tab. 1).

Tabel 1

Valgejõgi			Loobu jõgi		
Jõelõik	Jõelõigu pikkus, km	Langus, m/km	Jõelõik	Jõelõigu pikkus, km	Langus, m/km
Porkuni—Tapa *	18,2	1,05	Jõepere—Undla	9,4	1,54
Tapa—Tepu	11,0	0,51	Undla—Sauevälja	13,2	0,30
Tepu—Palaoja	7,2	1,17	Sauevälja—Loobu	8,7	1,26
Palaoja—Suru	12,4	0,65	Loobu—Asumetsa	8,8	0,71
Suru—Valgejõe	6,4	1,13	Asumetsa—Joaveski juga	4,6	3,88
Valgejõe—Nõmmeveski juga	6,6	3,22	Porgaste	4,0	4,97
Nõmmeveski kanjon	0,47	13,83	Porgaste—Soome laht	4,9	4,73
Nõmmeveski—Kotka	6,9	1,21			
Kotka—Soome laht	8,0	1,63			

\* Valgejõe languse iseloomustamisel Porkunist Suruni on kasutatud A. Vellneri andmeid, Surust Valgejõeni «Põllumajandusprojekti» ja Valgejõest suudmeni autori loodimisandmeid. Loobu jõe languse jaotus Jõeperest Loobuni on antud topograafiliste kaartide põhjal, Loobust Joaveskini «Põllumajandusprojekti» ja Joaveskist suudmeni autori loodimisandmete põhjal.

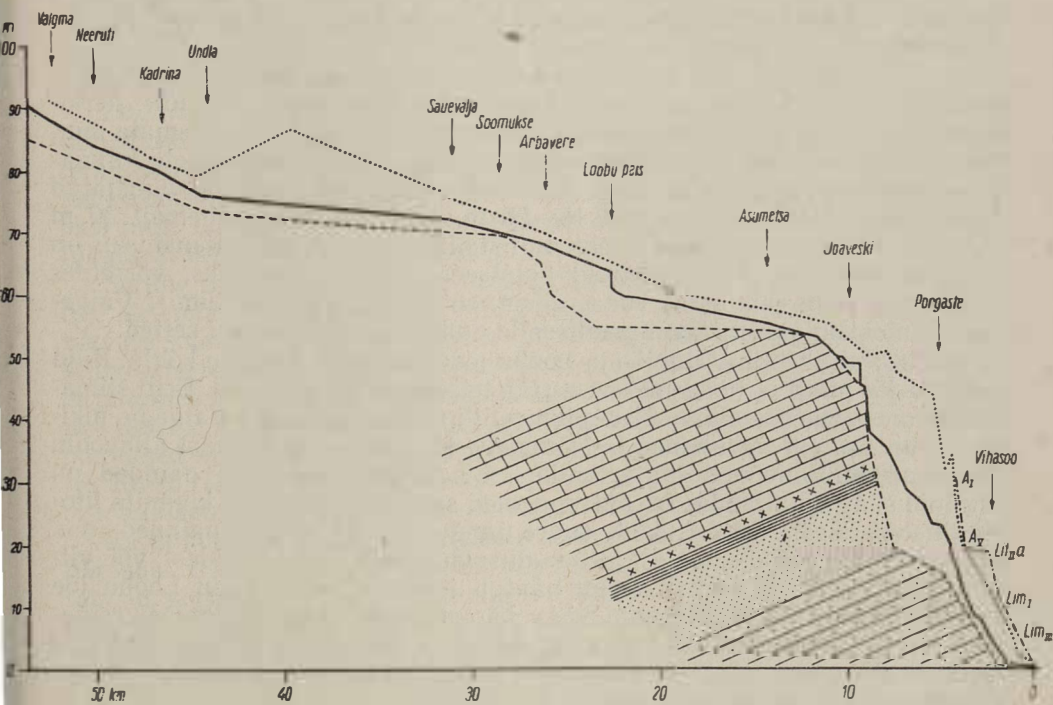


Joon. 1. Valgejõe pikiprofiil ühes skemaatilise geoloogilise läbilõikega alamjooksul. 1 — lubjakivid, 2 — leetse lade, 3 — diktüoneemakilt, 4 — obolusliivakivi, 5 — kambriumi liivakivi, 6 — jõe pikiprofiil, 7 — skemaatiline aluspõhja reljeef, 8 — oru vasak kallas, 9 — Balti mere taseme kõikumised holotseenis,

Nagu esitatud andmeist nähtub, iseloomustab Valgejõe ja Loobu jõe pikiprofiili suur langus alamjooksul ning väike langus kesk- ja ülemjooksul. Alljärgnevalt on toodud vaadeldavate jõgede languse jaotuse kohta veel andmeid.

Loobu jõe pikkuseks on võetud 54 km, kogulanguseks 90,5 m. Joaveskist suudmeni ulatava jõelõigu pikkus on ainult 8,9 km ehk 16,4% jõe pikkusest. Sama lõigu ulatuses langeb jõgi aga 43,1 m, mis moodustab jõe kogulangusest 47,6%. Valgejõel on Nõmmeveskist suudmeni ulatava jõelõigu pikkus 15 km ehk 19,4%, jõe langus selles osas 36,2 m ehk 34,2%.

Ülalöeldust näeme, et Valgejõe ja Loobu jõe languse jaotus ning vastavalt ka pikiprofiili kuju erinevad väljakujunenud pikiprofiiliga jõgedele omasest languse jaotusest ja pikiprofiili kujust. Mõlema jõe pikiprofiilil on lähedane kumerale kõverjoonele (joon. 1 ja 2), erinedes seega tavaliselt jõgedele iseloomulikust nõgusast kõverast. Hoolimata käsitletavate jõgede pikiprofiilide suurest sarnasusest, torkab silma Loobu jõe pikiprofiili järsum iseloom alamjooksul.



Joon. 2. Loobu jõe pikiprofiil ühes skemaatilise geoloogilise läbilõikega alamjooksul (tingimärgid vt. joon. 1).

Vaadeldavate jõgede pikiprofiilide kujunemine on tingitud reast tege reist, milledest tuleb esmajoones nimetada vana aluspõhjalist reljeefi ja maakoore neotektoonilist kerkimist. Peamiselt kahe nimetatud teguri mõjul on kujunenud Valgejõe ja Loobu jõe pikiprofiili üldkuju ning vastavalt ka orgude iseloom.

Nii Valgejõe kui ka Loobu jõe pikiprofiil peegeldavad üldjoontes aluspõhja reljeefi jõgede poolt läbitaval alal. Mõlema jõe pikiprofiilis võib selgelt eraldada lõikusid, mis hästi peegeldavad aluspõhja reljeefi Pandivere kõrgustiku, Põhja-Eesti lavamaa, Põhja-Eesti paekalda ja viimasest täna-

päeva rannikuni ulatuva tasandiku piirides. Pandivere kõrgustiku osas on mõlema jõe pikiprofiil järsk. Põhja-Eesti paekalda kohal esineb järsk pikiprofiili paine, mida mõlemal jõel rõhutab 1,2—1,3 m kõrgune juga. Antud iseloomustus kehtib senini mõlema jõe kohta. Alates Põhja-Eesti paekaldast võib Valgejõe ja Loobu jõe pikiprofiilis täheldada teatud erinevusi. Kui Loobu jõe pikiprofiil on Joaveskist allavoolu järsult langev kõver (joon. 2), siis Valgejõe pikiprofiil lamendub peale Nõmmeveskit uuesti (joon. 1). Valgejõe pikiprofiilis esineb uus küllalt järsk paine Kotka kohal, õieti juba alates Vasaristist (joon. 1). Autori arvates võib see pikiprofiili paine peegeldada A. Tammekannu (1940) poolt Valgejõe—Loobu klindilahe piires esiletõstetud Põhja-Eesti paekalda astangut, mis on kujunenud tõenäoliselt kambriumi liivakividesse. Seda oletust näib toetavat ka suurema painde olemasolu Vasaristi oja pikiprofiilis allpool Vasaristi juga. Antropogeenieelsel kulutusperioodil tekkinud aluspõhjaktivimite astanguid, mille olemasolu näib peegeldavat jõgede pikiprofiil, võiks esile tõsta Loobu jõel Arbavere ja Loobu vahel (joon. 2) ning Valgejõel Valgejõe asunduse kohal (joon. 1). Kui tõepärane on antud oletus, on praegu raske öelda, kuna puuduvad täpsed andmed aluspõhja reljeefist nimetatud kohades.

Teiseks teguriks, mis on mõjutanud ja mõjutab ka tänapäeval nimetatud jõgede pikiprofiili kujunemist, on maakoore neotektooniline kerkimine. Maakoore neotektoonilise kerkimise mõju on olnud kahtlemata suurem vaadeldavate jõgede alamjooksul. Balti mere holotseensete rannajoonte isobaaside kõrguse järgi holotseeni vältel on maapind nimetatud jõgede ülemjooksudel kerkinud 15—20 m, alamjooksudel vähemalt 30 m (Orviku, 1960). Niisugune neotektooniliste liikumiste erinev intensiivsus on mõlema jõe pikiprofiili muutnud holotseeni vältel järsumaks, võrreldes langusega, mille põhjustas vana reljeef. Intensiivset sisselõikumist Valgejõe alamjooksul soodustavad peale selle pudedad antropogeeni setted.

Ülalesitatute kehtib Valgejõe ja Loobu jõe pikiprofiili üldkuju kohta. Kuid mõlema jõe pikiprofiilis esineb veel rida teisejärgulisi paindeid. Eriti silmatorkav on Loobu jõe alamjooksu pikiprofiili murtud kuju. Ka Valgejõe pikiprofiil on Valgejõe asunduse ja Nõmmeveski vahel ning Kotkast allavoolu väga vahelduv. Nimetatud kohaliku iseloomuga pikiprofiili painded on tingitud sängis paljanduvate antropogeeni setete ja aluspõhja kivimite litooloogilistest iseärasustest: kõik suure langusega kohalikud painded, mis tähistavad kärestikke, on tingitud aluspõhjalistest lubjakividest või viimase jäätumise moreenist. Nagu nähtub joonistelt 1 ja 2, on Loobu jõe alamjooks Joaveskist allavoolu väga kärestikuline, kuna Valgejõel esinevad suuremad kärestikud Valgejõe asunduse läheduses, Nõmmeveskil ja Kotkast allavoolu. Valgejõe alamjooks Nõmmeveski ja Kotka vahel on aga suhteliselt rahulik, ilma suuremate kärestiketa.

Niisuguste erinevuste põhjuseks on mõlema jõe oru erinev geoloogiline ehitus. Loobu jõe alamjooks Joaveskist peaaegu kuni suudmeni kulgeb moreenis. Jõgi ei ole lõikunud eriti sügavale moreeni, ainult kohati 3—4 m sügavuseni (Porgastes ja Porgastest allavoolu). Valgejõe alamjooks Nõmmeveskist Kotkani kulgeb aga täielikult fluvioglatsiaalsetes liivades. Nõmmeveski ja Kotka vahel ei paljandu mitte kusagil moreen. Jõgede veetasemete absoluutsete kõrguste võrdlemine näitab, et Valgejõgi Nõmmeveski ja Kotka vahel on umbes 10 m sügavamale lõikunud kui Loobu jõgi Joaveski ja Porgaste vahel. Sellele vaatamata ei paljandu moreen Valgejõe orus nimetatud jõelõigul. Võib oletada, et sama moreen, mis paljandub Loobu jões, asetseb Valgejõe orus sügavamal. Arvatavasti on see tingitud orgude erinevast asendist Valgejõe—Loobu klindilahas: Loobu jõgi voolab klindilahe serval, Valgejõgi aga keskosas.

Valgejõe keskjooksul Tepu ja Palaoja vahel esineb pikiprofiilis paine (joon. 1), mille olemasolu on tõenäoliselt tingitud antropogeeni setete litoloogilisest iseloomust. Enne Teput paikneb jõesäng järve- ja soosetetes, kuid Tepust Palaojani raskemini uuristatavates fluvioglatsiaalsetes liivades ja kruusades, edasi jälle soosetetes. Arvatavasti setete niisuguse esinemispildi tõttu on Tepu eel jõe langus väike, Tepu ja Palaoja vahel suurem ja edasi uuesti väike.

Järgnevalt vaatleme alluviaalsete setete levikut, paksust ja litoloogilist iseloomu mõlema oru piires. Valgejõe ja Loobu jõe ülemjooksul (joon. 1 ja 2), mis kulgevad ürgorgudes, on alluviaalsete setete levik väike nii pindalalt kui ka paksuselt. Siin levivad alluviaalsed setted kitsa vöötmena, mis on ligikaudu jõe meandrerumisvööndi laiune. Tingituna väikesest veehulgast ja jõgede ülemjooksu suhtelisest noorusest, on alluviaalsete setete paksus siin väike, keskmiselt 0,50—1,30 m. Vaadeldavate jõgede keskjooksul alluviaalsete setete paksus suureneb, ulatudes maksimaalselt 5 meetrini, Põhja-Eesti paekaldale lähenemisel nende paksus jõeorgudes väheneb. Nii on Valgejõel alluviaalsete setete paksus Valgejõe asunduse ja Nõmmeveski vahel keskmiselt 0,50—1,20 m, Põhja-Eesti paekaldast suudmeni aga keskmiselt 1,50—2,50 m, kohati kuni 4,0 m. Loobu jõe alamjooksul ei ületa alluviaalsete setete paksus 2,0 m.

Litoloogiliselt koostiselt on mõlema jõe ülem- ja keskjooksul valdavad tumedavärvilised jõemudad, mille all esineb väikeses paksuses vahelduva terasuurusega liivasid. Valgejõe alamjooksul koosnevad alluviaalsed setted peamiselt liivadest (foto 1), mis sisaldavad orgaanilist materjali (lehti, oksi jm.), Loobu jõe alamjooksul aga peaaegu eranditult jämedateralistest liivadest, veeristest ja rahnudest.

Selline alluviaalsete setete litoloogiline koostis viitab nende litoloogilise iseloomu tihedale seosele ümbritseva ala geoloogilisest ehitusest osavõtivate setete litoloogilise koostisega. Mõlema jõe ülem- ja keskjooksul on alluviaalsete setete peeneteralisus ja mudane iseloom tingitud asjaolust, et uhtumisele alluvad siin peamiselt soo- ja järvesetted. Kuna alamjooksul ja osalt ka keskjooksul on uhutavateks seteteks kas fluvioglatsiaalsed või merelised liivad, siis vastavalt sellele valdavad siin ka alluviaalsetes setetes liivad. Loobu jõe alamjooksul on seal laialdaselt leviva moreeni tõttu alluviaalsete setete koostis aga jämedateralisem, osalt kivine.

Ka alluviumi üksikute faatsiiste levikus võib esile tuua teatud seaduspärasusi. Ülem- ja keskjooksul on täheldatav lammialluviumi suurem osatähtsus võrreldes sängialluviumiga. Alamjooksul on, vastupidi, ülekaalus sängialluvium. Selle põhjuseks on artikli alguses kirjeldatud jõe languse jaotuse iseloom ja maakoore neotektoonilise kerkimise intensiivsus alamjooksul. Ülem- ja keskjooksul soodustavad lammialluviumi kuhjumist suhteliselt väike langus, väike kõrguste vahe jõe veetaseme ja oru lammi vahel ning kohalike erosioonibaaside olemasolu. Alamjooksul puuduvad aga lammialluviumi kuhjumiseks soodsad tingimused. Maakoore neotektoonilisest kerkimisest tingituna madaldub erosioonibaas siin pidevalt, mille tagajärjeks on pidevalt jätkuv põhjaerosioon. Tänapäeval on lammisetete kuhjumine Valgejõe alamjooksul täielikult katkenud, sest säng on niivõrd sügavale lõikunud, et vesi suurvee ajal sängist ei välju. Loobu jõe alamjooksul on moreeni erosiooni tõttu voolunõvas tekkinud sängialluviumi erim — perluuvium, mis koosneb peamiselt rahnudest, munakatest ja kruusast. Perluuvium esineb kaitsekihina, takistades jõe sisselõikumist, millega on osalt seletatav 10 m suurune erinevus Valgejõe ja Loobu jõe oru sügavuses alamjooksul.

Ka geomorfoloogiliselt on mõlema jõe oru ilme vahelduv. Ülemjooksul kasutavad mõlemad jõed vooluteena Pandivere kõrgustikku lõikunud ürg-

orge (joon. 1 ja 2). Nii kulgeb Valgejõe ülemjooks Porkuni—Valgejõe ürgorus, mis ulatub umbes 2 km Tapast põhja poole, ja Loobu jõgi Loobu ürgorus, mis lõpeb Soomukse lähedal. Ürgorgudes pole kumbki jõgi kujundanud morfoloogiliselt jälgitavaid noori orge. Samuti puudub morfoloogiliselt jälgitav org sootсандике piires, näiteks Valgejõe keskjooksul. Valgejõe keskjooksul, Tepu ja Palaoja vahel esineva oru teke on seotud jõe läbimurdega nimetatud alal levivatest viimase mandrijää servamoodustistest. Viimased ulatuvad Loobu jõeni Soomukse kohal, kust alates allavoolu võib jälgida Loobu jõe holotseenset orgu. Morfoloogiliselt jälgitava oru puudumine kirjeldatavate jõgede ülem- ja keskjooksul on tingitud osalt jõgede ülemjooksu geoloogilise arengu lühikesest kestusest, kuid samuti jõgede väikesest langusest ja maapinna tasandikulisest iseloomust. Jõgede lähenedes Põhja-Eesti paekaldale ja vastavalt jõe languse suurenedes muutuvad Valgejõe ja Loobu jõe org selgeks kujuliseks ja hästi jälgitavaks. Lõuna pool Valgejõe asundust on Valgejõe oru sügavus algul 2—3 m, siis 3—5 m, enne Nõmmeveskit 10—15 m. Nõmmeveskist allavoolu muutub org järsult sügavamaks (joon. 1), saavutades maksimaalse sügavuse (25—30 m) Vasaristi oja suudme kohal. Alates Vasaristi ojast hakkab oru sügavus vähenema. Suudme lähedal on oru sügavus keskmiselt 4—5 m. Org on kõige laiem Nõmmeveski ja Kotka vahel — keskmiselt 200—300 m. Peaaegu analoogiline on ka Loobu jõe org, kuid ta sügavus on väiksem (joon. 2). Loobu jõe oru maksimaalne sügavus Joaveski ja Porgaste vahel (foto 3) on 15—20 m. Umbes 1 km enne suuet Vihasoo lähedal kaob org kui morfoloogiline vorm ja jõgi voolab merelisel tasandikul. Enne Porgastet on Loobu org keskmiselt 100—150 m laiune, Porgastest allavoolu 40—70 m laiune.

Mõlema jõe orud on suurelt osalt välja kujunenud lammorgudena (foto 4), eriti alamjooksul, kuna keskjooksul võib täheldada jõe kohanemist varasemale reljeefile. Viimasel juhul kujutab org endast ümbritsevasse maastikku järk-järgult üleminevat laugete veerudega moldorgu. Puhtakujulist salkorgu ei esine. Viimasele on lähedasem võib-olla Loobu jõe org alamjooksul (eriti Porgastest allavoolu jääval jõelõigul).

Põhja-Eesti paekalda kohal on mõlemal jõel allpool juga kujunenud kanjonorg. Neist on suurem Valgejõe kanjon Nõmmeveskil, pikkusega 470 m ja sügavusega 12—20 m. Loobu jõe kanjoni (Joaveskil) mõõtmed on väiksemad: pikkus 200—300 m, sügavus 9—10 m. Mõlemad joad on väikesed (kõrgus 1,2—1,3 m) (foto 2). Jugade taganemisprotsess kulges aluspõhja kivimite litoloogiliste omaduste ja tektooniliste lõhede summaarsel mõjul jõe erosioonile.

Mõlema oru veerud on liigestatud arvukate jäärakutega. Peale jäärakute esineb Valgejõel Nõmmeveski läheduses kaks vasakpoolset lisaorgu, milledest üks on Vasaristi org. Mõlemad lisaorud on 20—28 m sügavused salkorud.

Nii Valgejõe kui ka Loobu jõe oru geomorfoloogilist ilmet mitmekesis-tavad alamjooksul Balti mere taseme kõikumiste tagajärjel tekkinud terrasside jäännused kas piklike tasaste pindade või poolkaarekujuliste segmentide näol. Terrasside säilivus on halb, piirjooned ebaselged, nende eritlemine tihti väga raske; kohati on nende pinnad tugevalt jõe suunas kaldu (eriti Loobu orus), mistõttu on raske määrata nende kõrgust. Kõik see raskendab nende omavahelist korreleerimist.

Üksikute kaevandite alusel võib oletada, et terrassid koosnevad kas fluvioglatsiaalsetest, merelistest või ka liustikulistest setetest, mida katab õhuke, kuni 0,50 m paksune jämedateralisest materjalist koosnev alluvium. Selle alusel võib arvata, et esinevad terrassid on erosioonilised.

Praegu ei ole võimalik anda terviklikku pilti terrasside arvust ja vanusest Valgejõe ja Loobu orus. On kasulik aga esitada mõned märkmed ter-

rasside spektri koostamise kohta. Esialgsete andmete järgi tuleb autori arvates terrasside spektri koostamisel arvestada suurel määral kohalike erosioonibaaside — kärestike mõju. Üldise erosioonibaasi madaldumise mõju edasikandumine ülesvoolu ei ole kogu jõe ulatuses ühtlane — kärestike kohal katkeb erosiooni levik ülesvoolu. Selle tagajärjeks võib olla suudme suunas lehvikukujuliselt hargneva terrasside spektri kujunemine. Viimasel ajal on Nõukogude Liidu geoloogilises kirjanduses ilmunud väga palju töid, mis lahendavad terrasside spektri koostamise probleemi suure langusega jõgede juures samuti (Мещеряков и Шукевич, 1955; Былинский, 1957 и 1959). Neid küsimusi tuleks tõsiselt kaaluda ka Põhja-Eesti orgude terrasside uurimisel. Teiseks tuleks erosioonibaasi madaldumise mõju uurimisel arvestada mere taandumisel mere alt vabaneva maapinna kallakuse suurust. Kui mere alt vabaneva maapinna kallakus on väike, siis ei põhjusta erosioonibaasi madaldumisest tingitud erosiooni tugevnemine nii silmapaistvat oru sügavnemist kui mere alt vabaneva maapinna suure kallakuse puhul. Autori arvates on Valgejõe ja Loobu jõe oru sügavuse erinevused suudme lähedal tingitud just mere alt vabanenud maapinna erinevast kallakusest.

Kuna eespool vihjati mitmel korral kirjeldatavate jõgede ülemjooksude geoloogilisele noorusele, siis vaatleme seda lähemalt. Ühtlasi peatume veel kord neotektooniliste liikumiste mõjul Valgejõe ja Loobu jõe arengule. Nagu rea uurimistööde tulemusena on selgunud, esinesid Valgejõe ja Loobu ürgorus holotseeni algusest peale paisjärved, millede kuhjus ulatuslikult järvesetteid. R. Männili (1961) andmetel valitsesid järvelised tingimused Valgejõe ürgorus metsade arengu V faasi lõpuni, s. o. Balti mere litoriina staadiumi keskpaigani, millal Valgejõe ürgorus esinenud järved jooksid tühjaks neid paisutanud mandrijää servamoodustistest läbimurdmise tagajärjel. Loobu ürgorus valitsesid järvelised tingimused R. Sõrmuse \* andmetel metsade arengu VI faasi keskpaigani, millal paisjärved samuti mandrijää servamoodustistest läbimurde tagajärjel tühjaks jooksid.

Seega puudus Loobu ürgorus Balti mere litoriina staadiumi alguseni tänapäevase Loobu jõe ülemjooks ja Valgejõe ürgorus sama staadiumi keskpaigani tänapäevase Valgejõe ülemjooks. Nimetatud jõgede ülemjooksud on seega nende jõgede geoloogiliselt nooremaks lõiguks. Tuleb silmas pidada, et ka Valgejõe ja Loobu jõe oru ülejäänud osa eri lõigud on erivanused. Selle põhjuseks on holotseenis esinenud maakoore neotektooniline kerkimine, mille tagajärjel vastavalt jõgede poolt tänapäeval läbitava ala vabanemisele Balti mere vete alt nimetatud jõgede orud said hakata kujunema. Seoses sellega on orud pidevalt mere suunas pikenenud.

Järgnevalt vaatleme käsitletud jõe oru materjalide ja kirjandusest teadaolevate andmete põhjal üksikuid momente, mis võiksid olla ühised suure osa Põhja-Eesti jõgede geoloogilisele ehitusele ja arengule. Enamikku nendest küsimustest on käsitletud juba varem (Orviku, 1960; Орвику, 1960a, 1960b).

Kõigile Põhja-Eesti jõgedele on iseloomulik languse suurenemine alamjooksul, kuna keskjooksul on langus väike, ülemjooksul aga mõnevõrra suurem (Tammekann, 1926; Orviku, 1960). Sellele vastavalt on jõgede pikiprofiili kujud kumer kõverjoon. Nagu näitab aluspõhja reljeefi ja jõgede pikiprofiilide võrdlus, on selle põhjuseks vana reljeefi iseloom, mida jõgede pikiprofiilid üldjoontes peegeldavad. Mitme kilomeetri pikkused suuremad painded jõgede pikiprofiilis võivad olla tingitud aluspõhja reljeefis esinevatest astangutest. Selliste painetena, mis peegeldavad aluspõhja reljeefi

\* R. Sõrmus. Järvelubja geoloogiast Loobu jõe orus. Käsikiri TRÜ geoloogia kateedri fondis, 1959.



astanguid, võiks vaadelda Kunda jõe pikiprofiilis Lutiku küla kohal esinevat painet ja Selja jõe pikiprofiilis Arkna kohal esinevat painet. Arvata-vasti leidub neid ka teistel Põhja-Eesti jõgedel. Pikiprofiilides täheldatavad kohalikud pained on tingitud suurel määral antropogeeni setete ja aluspõhja kivimite litoloogilist iseloomust.

Enamik Põhja-Eesti holotseenestest orgudest on suuremas või väiksemas osas kujunenud vanade vagumuste kohal. Sellistest orgudest võiks nimetada Vääna, Pirita, Valgejõe, Purtse ja rea teiste orgude teatud lõikused.

Alamjooksul esineva suure languse tekkimise teiseks põhjuseks on olnud maakoore neotektooniline kerkimine, mille tõttu Põhja-Eesti jõgede erosioonibaas on holotseenis pidevalt madaldunud (Orviku, 1960; Орвiku, 19606). Selle tagajärjeks on põhjaerosiooni tugevnemine ja intensiivne sisselõikumine alamjooksul. Siinjuures tuleb silmas pidada üldise erosioonibaasi madaldumise mõju edasikandumist ülesvoolu teatud peatuste kaupa, mille põhjuseks on rohked kohalikud erosioonibaasid karestike ja jugade näol. Viimastest tingitud Põhja-Eesti jõgede orgude erosioonibaasi alanemise tagajärjel tekkinud terrasside spekter võib tõenäoliselt paljudel juhtudel osutada suudme suunas hargneva lehviku sarnaseks. See kehtib eeskätt alamjooksul suure langusega jõgede kohta, nagu Valgejõgi ja Loobu jõgi. Kuid kas seda võib väita kõigi Põhja-Eesti jõgede kohta, on praegu ebaselge.

Mitmed uurijad on kirjeldanud terrasse Põhja-Eesti orgudes. Nii esinevad S. Künnapuu (1957) andmetel Pirita orus neli Balti mere limnea staadiumi vältel tekkinud terrassi ja üks litoriina staadiumis tekkinud terrass. A. Tammekann (1926) eraldab Purtse orus neli terrassi, Pühajõe orus kolm terrassi ja Sõtke orus kaks terrassi. Põhja-Eesti orgudes kujunenud terrassid on tõenäoliselt erosioonilised.

Tänu maakoore neotektoonilisele kerkimisele on kõigi Põhja-Eesti jõgede orgude alamjooksu osad erivanused, mis on tingitud jõeorgude pikenenemisest vastavalt jõgede poolt tänapäeval läbitava ala vabanemisele Balti mere vete alt (Orviku, 1960; Орвiku, 19606).

Põhja-Eesti jõgede orgude alluviaalsete setete leviku ja koostise kohta on vähe andmeid. Üldiselt on teada, et Põhja-Eesti jõgede alamjooksudel levivad jämedateralised sängisetted, kuna lammisetete levik on väiksem. Veelgi vähem on andmeid alluviaalsete setete leviku kohta jõgede ülem- ja keskjooksul. Üldiste kaalutluste alusel võib arvata, et Põhja-Eesti jõgede ülem- ja keskjooksul on alluviaalsete setete levik küllalt piiratud, eriti ülemjooksul, ja nende litoloogiline koostis sõltub ümbritseva ala geoloogilisest ehitusest osavõtivate setete litoloogilisest koostisest, nagu nägime seda Valgejõe ja Loobu jõe puhul.

Kahtlemata on alluviaalsete setete levik ja paksus seotud jõgede languse jaotuse ja neotektoonilise kerkimise suurema mõjuga alamjooksul. Samade teguritega, millele lisandub vana reljeef, seletub ka sügavate orgude esinemine alamjooksul, kuna ülem- ja keskjooksul on jõed kohandunud varasemale reljeefile, mille tasase iseloomu tõttu puuduvad siin ka morfoloogiliselt hästi arenenud orud.

Mitmete Põhja-Eesti jõgede ülemjooksudel (Loobu, Valgejõgi) ja ka keskjooksudel (Kunda jõgi) on kindlaks tehtud holotseensete paisjärvede esinemine, mis omakorda muudab jõgede geoloogilise arengu taastamise tüsilisemaks.

Kokku võttes tuleb rõhutada, et käesolevas artiklis ei puudutatud kaugeltki kõiki probleeme, mis võivad esile kerkida Põhja-Eesti orgude geoloogia uurimisel. Sisuliselt põhineb artikkel ainult kahe oru uurimistöödel, millede tulemused pole veel lõplikud. Orgude geoloogia edaspidisel



Foto 1. Põimjaskihilised sängisetted Valgejõe alamjooksul.



Foto 2. Nõmmeveski juga Valgejõel.



Foto 3. Loobu jõe org alamjooksul.

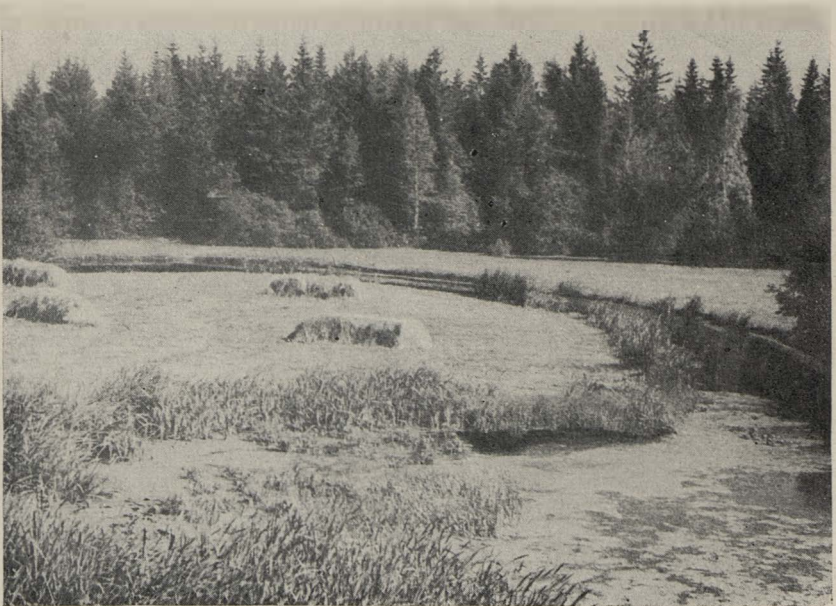


Foto 4. Loobu jõe org keskjooksul.

uurimisel tuleb senisest rohkem tähelepanu pöörata orgude seosele meie ala üldise geoloogilise arenguga nii antropogeeni vältel kui ka sellele eelnenud perioodil, vaadelda komplekselt setteid, geomorfoloogiat, geoloogilisi struktuure ja tektoonilisi liikumisi.

*Eesti NSV Teaduste Akadeemia  
Geoloogia Instituut*

#### KIRJANDUS

- Männil, Reet, 1961. Pandivere kõrgustiku ümbruse holotseensetest järvesetest. ENSV TA Geol. Inst. Uurim., VII.
- Künnapuu, S., 1957. Pirita jõe alamjooksu oru genees. Eesti Geograafia Seltsi aasta-raamat 1957.
- Orviku, K., 1960. Eesti geoloogilisest arengust antropogeenis, I ja II. «Eesti Loodus», nr. 1 ja 3.
- Tammekann, A., 1926. Die Oberflächengestaltung des Nordestländischen Küstentafellandes. Acta et Comm. Univ. Tartuensis, A, IX.
- Tammekann, A., 1940. The Baltic Glint. Eesti Loodusteaduse Arhiiv, I seeria, XI köide, 3.—4. vihk.
- Былинский Е. Н., 1957. Местные базы эрозии и их влияние на развитие продольного профиля реки. Вестник МГУ, сер. биол., почвовед., геол., геогр., 4.
- Былинский Е. Н., 1959. Влияние снижения уровней Ильменского и Ладожского озер на развитие продольных профилей притоков оз. Ильмень и Волхова. Вестник МГУ, сер. биол., почвовед., геол., геогр., 3.
- Мешеряков Ю. А. и Шукевич М. М., 1955. История формирования долины р. Мсты и некоторые особенности неотектоники северо-запада Русской равнины. Тр. Ин-та географии АН СССР, т. 45. Материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР, вып. 14.
- Orviku K. K., 1960a. Четвертичные (антропогенные) отложения Эстонской ССР. Геология СССР. Эстонская ССР, т. 28.
- Orviku K. K., 1960b. Геоморфология Эстонской ССР. Геология СССР. Эстонская ССР, т. 28.

## О ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ГОЛОЦЕНОВЫХ ДОЛИН СЕВЕРНОЙ ЭСТОНИИ

А. МИЙДЕЛ

### *Резюме*

В статье рассматриваются закономерности геологического развития голоценовых долин Северной Эстонии на примере долин рек Лообу и Валгейыги.

Для этих рек характерно большое падение в нижнем течении и малое — в верхнем и среднем течениях. Соответственно изменению падения продольный профиль (рис. 1 и 2) обеих рек имеет форму выпуклой кривой. Его общая форма обусловлена древним рельефом коренных пород, а в нижнем течении особенно неотектоническим поднятием земной коры, интенсивность которого здесь больше, чем в верхнем и среднем течениях.

Продольный профиль обеих рек изобилует небольшими уступами, возникновение которых объясняется выходом в русле коренных пород или моренных отложений. Благодаря этому нижнее течение рек порожистое.

Аллювиальные отложения в верхнем и среднем течениях, где размыву подвергаются преимущественно болотные и озерные отложения, представлены илистыми тонкозернистыми супесями и суглинками; в нижнем течении, где речной эрозии подвергаются песчанистые водно-ледниковые и морские отложения или богатые валунами моренные отложения, аллювиальные отложения представлены средне- и крупнозернистыми песками или гравием с валунами. В верхнем и среднем течениях преобладают пойменные отложения, а мощность русловых отложений незначительна. В нижнем течении картина распространения аллювиальных фаций противоположна. Мощность аллювиальных отложений в среднем течении достигает 5 м, в нижнем же течении обычно не превышает 2—2,5 м.

В верхнем течении рассматриваемые реки текут в древних долинах, врезанных в склоны Пандивереской возвышенности. В пределах древних долин отсутствуют морфологически выраженные молодые долины. Последних нет и в пределах болотных и озерных равнин. Причиной этого является кратковременность геологического развития рек, а также и сравнительно малое падение их. Морфологически хорошо выраженные долины развиты в нижнем течении, начиная несколько южнее Северо-Эстонского глинта. В нижнем течении глубина долины р. Валгейги достигает 25—30 м, глубина долины р. Лообу — 15—20 м (рис. 1, 2).

По поперечному профилю долины рек Лообу и Валгейги являются пойменными долинами. В среднем течении реки приспособились к древнему рельефу. При прорыве реками Северо-Эстонского глинта ниже водопадов образовались каньонообразные долины (Ныммевески и Йоавески на рис. 1 и 2).

В нижнем течении рек Лообу и Валгейги образовались, в результате колебаний уровня Балтийского моря, неясно выраженные террасы.

Установлено (Männil, Reet, 1961), что долины в верхнем течении, где с начала голоцена до V—VI фазы развития лесов существовали озера, являются геологически наиболее молодыми отрезками рек. Разновозрастными являются и разные участки долин нижнего течения, где развитие рек происходило в соответствии с отступанием Балтийского моря.

У большинства рек Северной Эстонии продольные профили имеют много общего с продольными профилями рек Лообу и Валгейги. Большое влияние на их развитие оказывал древний рельеф коренных пород. Многие реки (Вяэна, Пирита и др.) частично используют древние долины. Существенно повлияло на их развитие неотектоническое поднятие земной коры. Это выражается как в форме продольных профилей, так и в литологическом составе и мощности аллювиальных отложений. В направлении устьев рек увеличивается размер зерен и уменьшается мощность аллювиальных отложений. Соответственно неотектоническому поднятию базис эрозии североэстонских рек постепенно понижается и поэтому нижнее течение их характеризуется интенсивной донной эрозией и глубокими долинами. По мере освобождения территории Северной Эстонии из-под вод Балтийского моря происходило удлинение долин в направлении моря. Таким образом разные участки нижнего течения оказались разновозрастными.

Спектр террас может оказаться во многих случаях развернутым в направлении устьев рек, что обусловлено наличием местных базисов эрозии в виде водопадов и порогов.

*Институт геологии  
Академии наук Эстонской ССР*

# GENERAL TRENDS IN THE GEOLOGICAL EVOLUTION OF HOLOCENE VALLEYS IN NORTH ESTONIA

A. MIIDEL

## *Summary*

The foregoing article represents an attempt to formulate general conclusions with regard to the geological evolution of the Holocene valleys in the north of Estonia on the basis of the data already available, and of new researches conducted mainly in the basins of the Loobu and Valgejõe rivers.

First the longitudinal profiles of the Valgejõe and Loobu are examined, together with the distribution of the fall. (table 1). Both rivers are characterised by a gentle gradient in their upper and middle courses, followed by a steep drop towards the mouth. The resulting profile in both cases is a convex curve, which should be mainly attributed to the relief of the old bedrock and to the greater intensity of the neotectonic uplift in the lower courses.

Slight irregularities occur in both profiles, more particularly in the lower courses of the Loobu. These are due to outcrops of the bedrock in the river bed, or to the presence of anthropogene sediments, especially moraine, and they give rise to a number of rapids in the lower courses of both rivers.

The alluvial deposits in the upper and middle courses are derived mainly from bogs and lakes and consist of river silts and loams with varying proportions of clay and sands. In the lower reaches, where the materials washed down are made up of glaci-fluvial sands, marine sands or moraine, the alluvium is either sandy or composed of coarser materials, with abundant gravel and pebbles. In the upper and middle courses the flood-plain deposits are chiefly distributed, and the depth of the deposits of the river bed is inconsiderable. This relation is reversed in the alluvial facies of the lower courses. The depth of the sediments in the middle reaches attains a maximum of five metres, whereas towards the mouth it rarely exceeds 2.0—2.5 metres.

In their upper courses both rivers flow through channels which have been cut into the slopes of the Pandivere uplands, where there are no Holocene valleys of discernible morphology. There are no such in the adjacent flat region of bogs and lakes either, partly on account of the fact that the geological evolution of the upper courses has been of short duration, but partly also as a result of the gradualness of the fall, and the flatness of the earth surface. Holocene valleys that are morphologically well defined fail to make their appearance until we reach the lower courses of both rivers, somewhat to the south of the North Estonian Glint. The depth of the Valgejõe valley in its lower courses ranges from 25—30 metres, that of the Loobu being 15—20 metres (figs. 1 and 2).

Throughout of the greater part of the valleys are flatbottomed valleys. In their middle courses both rivers have conformed to the configuration of an earlier relief, with the result that no clear valley, as such, can be distinguished here. Forcing their way through the North Estonian Glint, these rivers formed short canyons with little waterfalls (at Nõmmeveski and Joaveski; figs. 1 and 2).

Fluctuations in the level of the Baltic Sea have led to the creation of poorly preserved terraces, probably of erosional origin.

It is plain that the upper courses of the rivers, where lacustrine condi-

tions have prevailed from the beginning of the Holocene to phase V—VI in the development of the forests, represent a comparatively young sector from the geological point of view. Different ages may also be discerned in different sectors of the lower courses, where the geological evolution of the rivers was dictated by the retreat of the Baltic Sea. The general character of the longitudinal profile of most northern Estonian rivers is similar to those of the Loobu and Valgejõe. Their development has also been influenced by the relief of the old bedrock, and in many cases (the Vääna, Pirita, etc.) valleys have partly followed the ancient valleys cut into the bedrocks.

The configuration of the longitudinal profile (particularly in the lower courses), as well as the general evolution of the rivers in the Holocene has undergone the influence of the neotectonic uplift of the earth crust. This influence may be traced both in the shape of the profile and in the lithological composition and depth of the alluvial deposits. Towards the river mouth the latter decreases. According to the uplift, the base level of the lower courses is steadily lowered, and as a result these areas are characterized in northern Estonia by intensive erosion and deep valleys. By its constant exposure of new areas, the retreat of the sea has had the effect of lengthening the lower courses of the rivers. For the same reason different geological ages are represented in different sectors of the rivers.

The spectrum of the terraces formed in the valleys resembles in many cases a fan spreading in the direction of the river mouth. This may possibly be due to the presence of local base levels in the form of rapids and waterfalls.

*Academy of Sciences of the Estonian S.S.R.,  
Institute of Geology*