

VII

ANTROPOGEENI GEOLOGIA

TALLINN 1961

BALTI MERE ARENEMISEST EESTI NSV TERRITOORIUMIL HOLOTSEENIS

H. KESSEL

Balti mere arenemisel holotseenis on muutunud tema levik, sügavus, ökoloogilised tingimused, floora ja fauna. Neid muutusi põhjustasid esma- joones maakoore neotektoonilised liikumised Balti kilbil, edasi basseini enda veetaseme muutused, mis olenesid Atlandi ookeani veetaseme eustaa- tilisest kõikumisest ja üldistest kliimaatilistest teguritest. Balti mere ökoloogiliste tingimuste iseloom sõltus olulisel määral tema ühendusest Atlandi ookeaniga Kesk-Rootsi või Taani väinade kaudu.

Tänapäeval on eraldatud Balti mere arenemisel holotseenis viis mere- list ja üks järveline staadium. Vanimaks on *preboreaalse Joldia- mere staadium* — Y. Selle staadiumi algus langeb meil ühte kliima püsiva soojenemise algusega pärast valdai mandrijää taandumist (Orviku, 1960). Preboreaalse Joldiamere staadiumi, vastavalt metsade arenemise IX faasi¹ algus on meil ühtlasi holotseeni alumiseks piiriks. Kõnesolev Balti mere staadium esines alambalti ea esimese poole kestel (joon. 1).

Esimese autorina käsitles Joldiamere levikut meil A. Laasi (1936, 1940), kes märkis tolleaegsete rannikumoodustiste esinemist Põhja- ja Lääne- Eestis ning vastavate tasemete ühtelangemist Antsülusjärve tasemetega Varbla ümbruses. E. Varep² osutas Y_{IV}, Rha_I ja Rha_{II} tasemele konk- reetsete rannikumoodustiste põhjal Keila ümbruses, kuid autor ei olnud kindel nende identsuses Soome vastava vanusega tasemetega. K. Pärna³ tegi kindlaks Võsu ja Navesti vahelisel alal neli üksikut rannikumoodus- tist, mis koos moodustasid nn. C-taseme. Nimetatud taset peab K. Pärna arvatavasti Joldiamere tasemeks. Käesoleva töö autor kirjeldas Antsülus- suurjärvest vanemaid rannikuvorme (arvult 9) Risti-Palivere ümbruses absoluutsetel kõrgustel 43,60—34,00 meetrit (Rästa, 1950⁴) ja Saaremaa keskkõrgustiku piires (arvuliselt 34), eraldades nende põhjal 6 iseseisvat taset (A — F) absoluutsetel kõrgustel 51,00—32,00 meetrit (Rästa, 1952⁵). Ka loodis autor Antsülus-suurjärvest vanemaid rannikumoodustisi Tõsta- maa poolsaarel absoluutsetel kõrgustel 29,41—28,82 meetrit (Kessel, 1960).

¹ Artiklis on esitatud metsade arenemise faasid L. v. Posti (1925) ja T. Nilssoni (1935) jaotuse järgi.

² E. Varep, 1948. Keila ümbruse maastikud. Kandidaadiväitekirj Tartu Riikliku Üli- kooli Peaaramatukogu fondis.

³ K. Pärna, 1950. О геологии позднеледниковых береговых образований на тер- ритории между Вызу и Навести в Эстонской ССР. Рукопись в фонде Ин-та геол. АН ЭстССР.

⁴ H. Rästa, 1950. Risti-Palivere ümbruse kvaternaargeoloogia. Diplomitöö TRU geoloogia kateedri fondis.

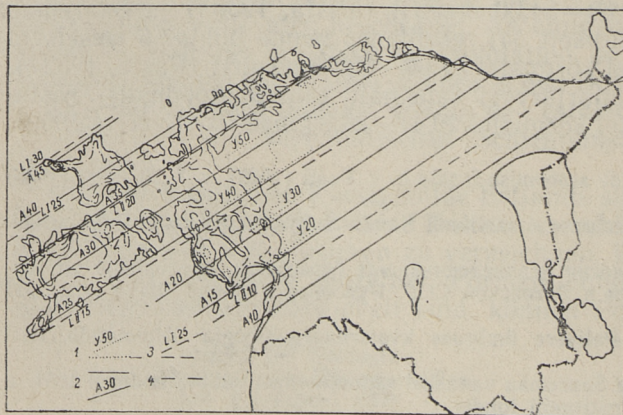
⁵ H. Rästa, 1952. Aruann Saaremaa vanadest rannajoontest välitöö andmeil 1951. a. Käsikiri ENSV TA Geoloogia Instituudi fondis.

Vanus arvates lanapeavast	Lade	Vööd õietolmu hulkade järgi	Kliima staadium	Balti mere staadiumid		Vööd õietolmu järgi	Kliima staadium	Vanus arvates lanapeavast
				Eesti	Soome (M. Sauramo, 1958)			
1000	ÜLEM- BALTI (Q ₄ ³)	a ülemine männi	subatlantiline	(end MUUA) VI	MYA	IX	subatlantiline	1000
2000		b kuuse		V				LIMNEA III*
3000	KESK- BALTI (Q ₄ ²)	II ülemine lepa	subboreaalne	IV	LITTORINA	VIII	subboreaalne	
4000		III kuuse		III				LITTORIINA
5000	VI	IV tamme- kuuse	atlantiline	II b	MASTOGLOIA	VI	varasem atlantiline	
6000		V tamme- segametsa		II a				MASTOGLOIA
7000	ALAM- BALTI (Q ₄ ¹)	VI lepa-jalaka- särappuu	boreaalne	V	ANTSYLUS	V c b a	boreaalne	
8000		VII männi-kase- lepa		I				PREBORE- AALNE JOLDIA
9000	VIII männi	I	PREBORE- AALNE JOLDIA	I	PREBOR YOLDIA	IV a	prebore aalne	
10000	IX kase	I						

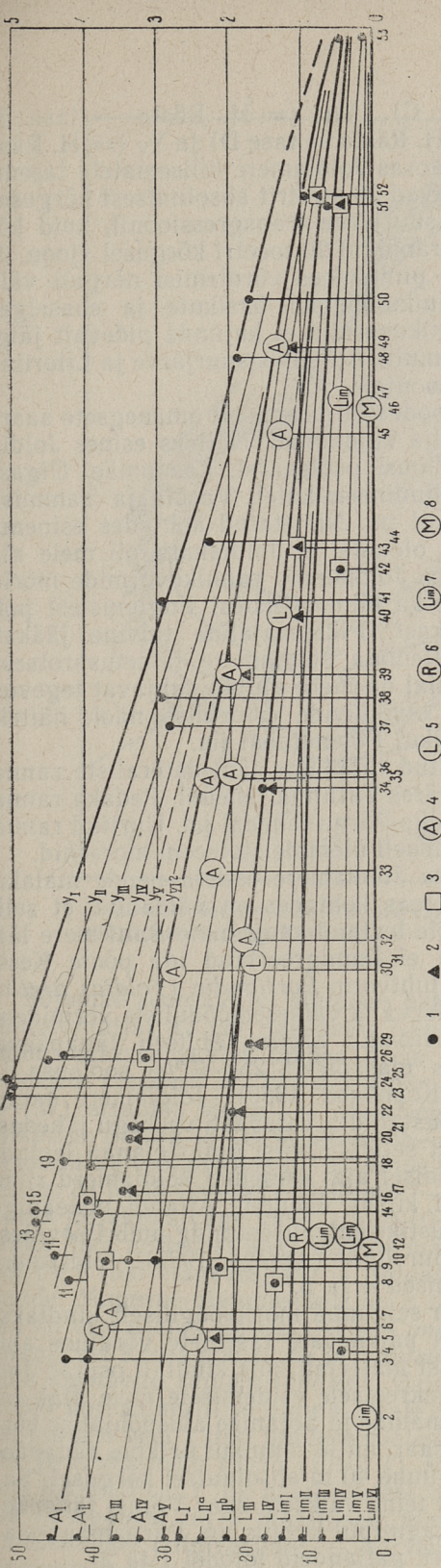
Joon. 1. Balti mere holotseensete rannajoonte stratigraafiline skeem.

K. Orviku (1960) esitas Joldiamere kõrgeima rannajoone leviku ulatuse Eestis.

Uurimised meie alal on näidanud, et Joldiameri levis Põhja- ja Lääne-Eestis ning Saaremaal Antsülus-suurjärve maksimaalsest tasemest kõrgemal 50—60 m absoluutse kõrguseni (joon. 2). Selle veekogu rannikuvormid moodustavad viis loodest kagusse madalduvat taset: Y_I (= H. Rästa



Joon. 2. Joldiamere, Antsülus-järve, Litoriinamere ja Limneamere leviku ulatus Eestis. 1 — Joldiamere (Y_I) leviku ulatus ja selle kõrgeima rannajoone samakerkejooned meetrites, 2 — Antsülus-suurjärve (A_I) leviku ulatus ja selle kõrgeima rannajoone samakerkejooned meetrites, 3 — Litoriinamere (L_I, L_{II}) leviku ulatus ja selle kõrgeima rannajoone samakerkejooned meetrites, 4 — Limneamere (Lim_I) leviku ulatus.



Joon. 3. Eesti NSV hoolitsete rannajoonte tõuspekter. 1 — rannikumoodustis, 2 — mattunud orgaaniline sete, 3 — öietolmu-analüüs setetest, 4 — Antsülus-suurjärve limustefauna leiukoht, 5 — Litorinamere limustefauna leiukoht, 6 ja 7 — Linnamere limustefauna, 8 — *Mya arenaria*. Y1–VI — Joldiamere tasemed, A1–V — Antsülus-suurjärve tasemed, L1–IV — Litorinamere tasemed, Lim1–VI — Linnamere tasemed.

Vanade rannikumoodustiste asukohad: 1. Kõpu, 2. Hiiesaare, 3. Suurupi, 4. Nõva, 5. Keila-Joa, 6. Muraste, 7. Rannamõisa, 8. Klooga, 9. Niitvälja, 10. Merivälja, 11. ja 11a Viimsi, Lubja- ja Pärnamägi, 12. Haapsalu ja Sarve, 13. Keila, 14. Vao, 15. Lasnamägi, 16. Sojamägi, 17. Kallavere, 18. Kodara, 19. Keediku, 20. Jõelähtme, 21. Piirsalu, 22. Vesiku, 23. ja 24. Tõdva, 25. Peedu, 26. Kahala, 27. Kuusalu, 28. Kolga, 29. Kärja, 30. L-Putla, 31. Üdrese, 32. Pärti, 33. Lihula, 34. Vigala, 35. Avaste, 36. Oidremaa, 37. Kibura, 38. Varbla, 39. Vakalepa, 40. Kolga, 41. Vahtraseja, 42. Vaiste, 43. Oara, 44. Pedaka, 45. Pootsi, 46. Liu, 47. Lindi, 48. Vabriku, 49. Puustusti, 50. Põlendmaa, 51. Rannametsa, 52. Võidu, 53. Ikla.

— tase A, = K. Пярна — tase C), Y_{II} (= H. Rästa — tase B), Y_{III} (= H. Rästa — tase C), Y_{IV} (= H. Rästa — tase D) ja Y_V (= H. Rästa — tase E) ⁶. Meie ala kirde- ja edelaosas Joldiamere hilisematele tasemetele vastavad rannikuvormid, mis asuvad 20 meetrit absoluutselt kõrgusest madalamal, on hävinenud Antsülus-suurjärve transgressioonil, kuid kõrgeim tase Y_I esineb veel Pärnu lahe rannikul 20 meetri kõrgusel (joon. 3).

Joldiamere rannajooned on meie pinnamoos võrdlemisi nõrgalt välja kujunenud, esinedes pikematel rannikulõikudel üksikute ja ebaselgete rannikuvormidena. Kõnesolevad rannikuvormid ei kujunda pidevalt jälgitavaid rannajooni, nagu see on iseloomulik Antsülus-suurjärve ja Litoriina-mere maksimaalse kõrgusega rannajoonte.

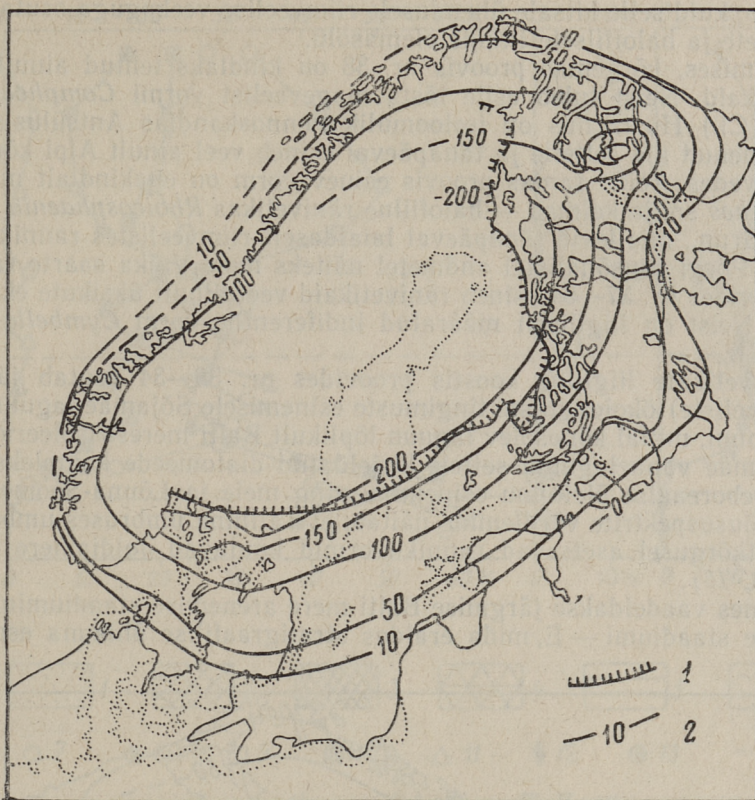
Autor uuris Joldiamere rannikumoodustisi peamiselt omaaegsete saarte rannikul, kus need on selgemini välja kujunenud. Näiteks esines Joldiamere rannikul saari tänapäevasel Viimsi poolsaarel, Lasnamäe, Ülgase, Manniva, Valkla, Tsitri ja Kolga klindineemikutel, Varbla ja Tammiste suurvoortel, Saaremaa keskkõrgustikul jm. Nimetatud kohtades esinenud rannikuvormide kujunemisviis lubab oletada, et Joldiameri oli meie alal taanduva (regresseeruva) iseloomuga. Joldiamere rannikuvormide morfoloogilised iseärasused sõltuvad osalt ka kliimatilistest tingimustest põhjustatud lainetusprotsessi dünaamikast. Pikemaajaline talvine jääkate Balti mere basseinis vähendas kahtlemata Joldiamere lainetusprotsessi kestust ja intensiivsust, kuid samal ajal on mere ajujää kuhjavat tegevust võimalik jälgida kohati suurte nn. kivikülvide esinemise näol, näiteks Tõstamaal, Laitses, Pärnu lahe rannikul Põlendmaal jm.

Joldiamere setteid on tundma õpitud tüüpiliste jämedateraliste rannavallisetetena, näiteks Sõjamäe maasääres Tallinna lähedal, Pedaka rannavallis Tõstamaal, Põlendmaa rannavallis Pärnu lähedal jm. Uuritud rannavallide lähtematerjaliks on olnud peamiselt ülempleistotseeni moreenid.

Meil ei ole võimalik kindlaks teha Joldiamere setteid nende malako-fauna abil, sest vastavad uurimised reas kohtades on näidanud, et selle veekogu riimveeline limustefauna ei ole levinud kaugemale Balti mere läänerannikust. Kõnesolev limustefauna ei immigrerinud ida poole Kesk-Rootsi kohal esinenud rannikust, kus juhtvorm *Portlandia (Yoldia) arctica* ja ka *Saxicava arctica* esinesid juba harva ja väikesemõõduliste vormidena (Sauramo, 1929; Munthe, 1940). *Portlandia arctica* elutseb tänapäeval Põhja-Jäämere rannikuvetes, levides massiliselt 25–40‰ soolsuse ja –0,59°–+4° temperatuuri juures (Коробков, 1950). Joldiamere fauna üldine liigi- ja indiviidivaesus oli põhjustatud arvatavasti veekogu jahedast veest ja vajalike toitainete vähesusest selles. Rootsi limustefauna leidude põhjal võib Balti mere nõos preboreaalsel ajal esinenud Joldiamerd riimveeliseks pidada. Selle põhjuseks oli kitsas ühendus Atlandi ookeaniga Kesk-Rootsi kaudu ja Skandinaavia liustike sulamisest ning ümbritsevatest jõgedest sissevoolava mageda vee suur hulk (Antevs, 1922). Joldiamere paleogeograafiat iseloomustavad joonised 4 ja 5.

Joldiamere esinemine Eesti alal on selgunud morfoloogiliselt kindlaks-tehtud Antsülus-suurjärvest kõrgemal paiknevate tasemete võrdluse abil Soome Joldiamere tasemetega. Faktilist materjali, mis kindlalt osutab Joldiamere kui preboreaalse veekogu konkreetsele esinemisele meie alal, on seni teada ainult ühest leiukohast. Lasnamäe ja Sõjamäe aluspõhjalise kõrgendiku piires esines joldiaajal väike saar, mille rannikul paiknes tänapäevase Sõjamäe ja Tondi raba kohal laguune 40 m absoluutsel kõrgusel. Samas piirkonnas põhja pool esines veel teine väiksem saar Viimsi tänapäevase poolsaare keskosas. Selle saare kagutipul kuhjus nn. Pärnamäe maa-säär 42–46 m absoluutsel kõrgusel (vt. paljandeid fotodel 1 ja 2).

⁶ Vt. viited 3 ja 5 lk. 167.



Joon. 4. Preboreaalse Joldiamere varasem faas M. Sauramo (1958) järgi, autori täiendustega Eesti osas. 1 — mandrijää serv, 2 — samakerkejoon.

Sõjamäe soomassiivi alumises osas esineb 4,00–4,42 meetri sügavusel planktonjütjat 42 cm paksuses. Nimetatud jütjakiht on analüüsitud õietolmuisalduse suhtes umbes 3 cm paksuste proovide kaupa, kokku 13 proovina (proovid nr. 39–27) (joon. 6). Kõige alumine kiht (proovid nr. 39–37) sisaldas ühetaolise koostisega preboreaalse õietolmu järgmistes hulkades: *Betula* 58–62%, *Pinus* 38–44% ja *Salix* 1–2%. Peale nimetatud õietolmu oli veel proovis nr. 37 *Alnus*'e ja *Ulmus*'e õietolmu 0,5% ja proovides nr. 39 ja 38 *Corylus*'e õietolmu 1–2%. Rohhtaime õietolmu oli kõnesolevas jütjakihis väga vähe, ainult 10–15%. Proov nr. 39 sisaldas 15 ränivetika liiki, milledest kaks liiki on määratud ebakindlalt. Ülejäänud 13 liigist on 9 liiki mageveelised ja iseloomulikud järvelisele (laguunsele) vee kogule. Magevee-diatomeedest on 3 liiki subarktilised (boreaarktilised); nad on esmasleitud Eestist. Neist *Cymbella amphioxys* (Ktz.) Grun. esineb tänapäeval Koola poolsaare ja *Navicula similis* Krasske Lapimaa järvedes, kuna *Cymbella septentrionalis*'t Østrup on kirjeldanud A. Cleve-Euler (1953) boreaarktilise liigina. Peale subarktiliste magevee-diatomeede esines proovis veel 2 liiki indiferentsetest vormidest — *Cymbella Ehrenbergii* Ktz. ja *Rhopalodia gibba* (Ehr.) O. Müll., mis eelistavad merevett soolsusega 0,2–0,3‰; 1 liik halofiilsetest vormidest — *Epithemia sorex* Kuntze, mis tänapäeval levib massiliselt meie riimveelistes rannikulompides, ja 1 mesohaloob (riimveeline) — *Navicula peregrina* (Ehr.) Ktz. Kirjeldatud ränivetikate liigiline koostis näitab, et Sõjamäe laguuni jütjakihi alumine osa IX faasi kase-männi õietolmuga on settinud peaaegu mageveelises

laguunis, kuid selle kitsale ühendusele riimveelise veekoguga osutab meso-haloobsete ja halofiilsete liikide olemasolu.

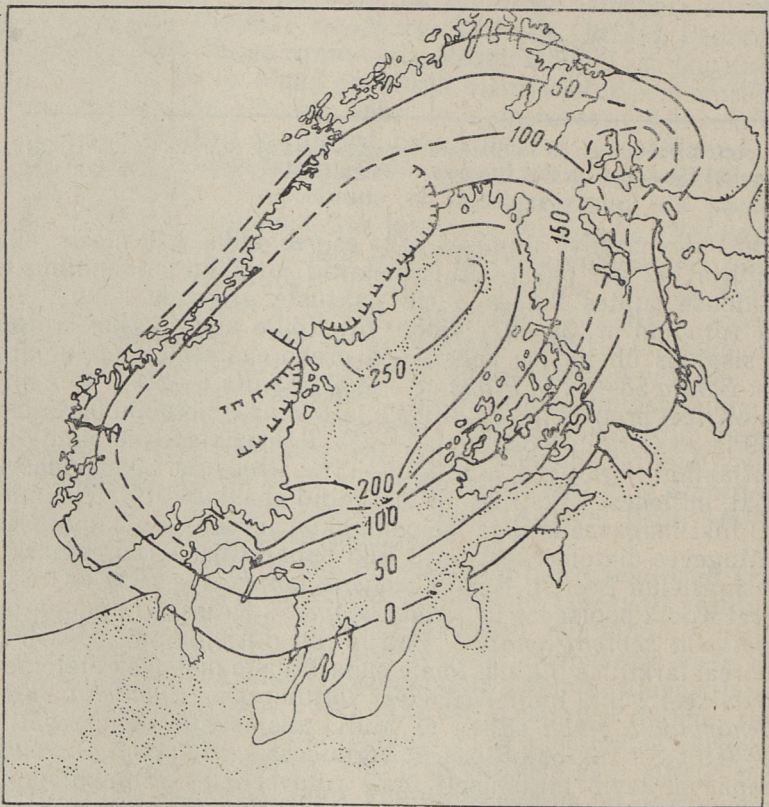
Järgmises, kõrgemas proovis nr. 38 on kindlaks tehtud ainult 3 liiki ränivetikaid. Neist tuleb esile tõsta mageveelist vormi *Comphocymbella ancyli* (Cl.) Hust., mis on iseloomulik Fennoskandias Antsüulus-suurjärvele eelnenud aja seteteile ja tänapäeval esineb veel ainult Alpi kõrgmäestiku järvedes. Teine samas proovis esinev vorm on ebakindlalt määratud *Achnanthes* sp. ja kolmas — halofiilne ränivetikas *Rhoicosphaenia curvata* (Ktz.) Grun., mis levib tänapäeval laialdaselt riimveelistes rannikulompides, M. Porgi suusõnalistel andmetel näiteks meie Vaika saarte rannikul.

Proovides nr. 37—34 esineb ränivetikaid veel ainult üksikute eksemplarikena. Neist on liigiliselt määratud indiferentne vorm *Cymbella Ehrenbergii* Ktz.

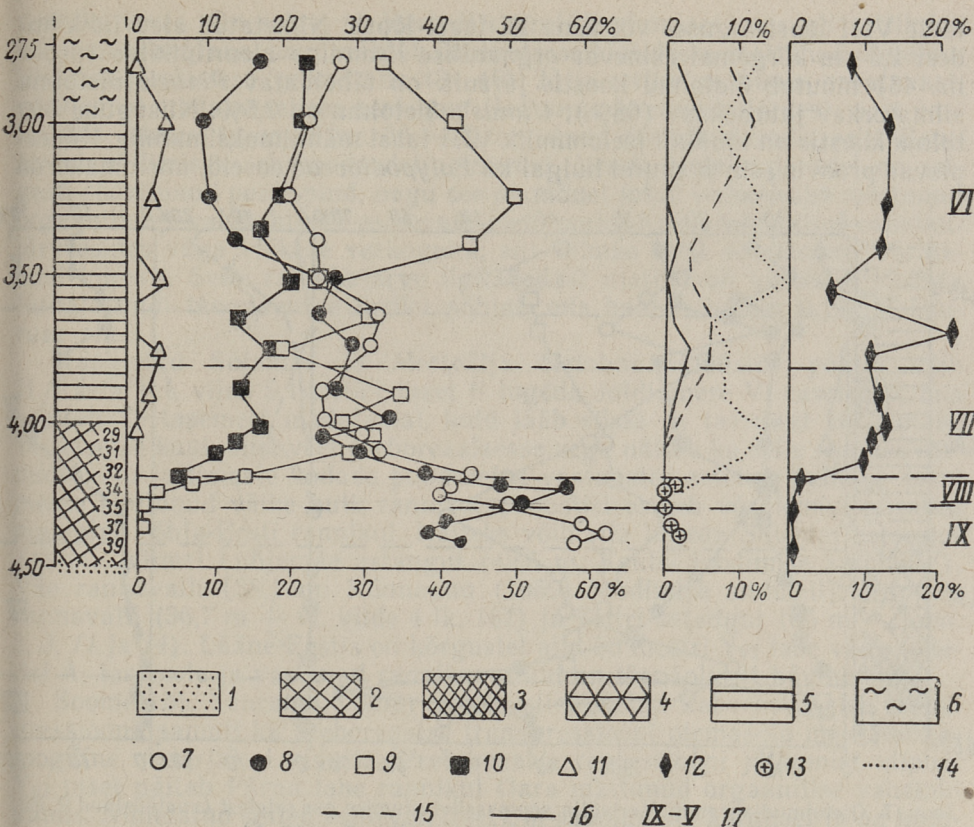
Ränivetikate liigiline koostis proovides nr. 38—34 osutab järveliste (mageveeliste) ökoloogiliste tingimuste esinemisele Sõjamäe laguunis VIII faasi lõpuni, millal kõnesolev laguun lõplikult Balti merest isoleerus.

Sõjamäe vana laguuni setteis kirjeldatud diatomeede kompleksi ja IX faasi preboreaalse õietolmu esinemine ning meie ja Lõuna-Soome rannajoonte tõususpektrite võrdlemine näitab, et Tallinna ümbruses umbes 40 m absoluutkõrgusel asetsevad rannikuvormid kuuluvad Joldiamere V faasi (joon. 3, 16).

Soomes vaadeldakse järgmise Balti mere arenemise staadiumina Ehhe-neismere staadiumi — E, mida eraldas stratigraafilise ühikuna esmakord-



Joon. 5. Preboreaalse Joldiamere hilisem faas M. Sauramo (1958) järgi, autori täiendustega Eesti osas (tingmärkide seletus vt. joon. 4).

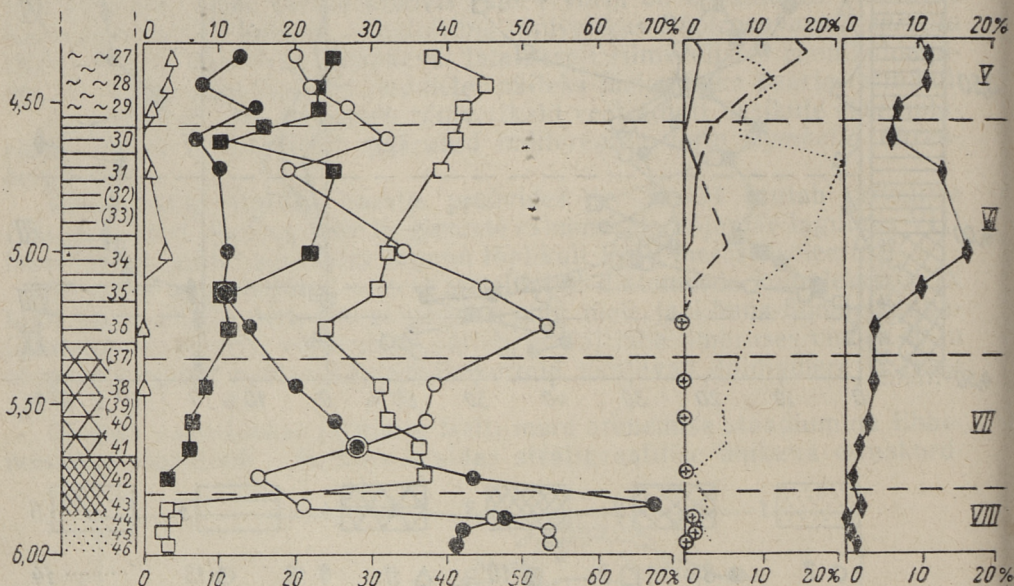


Joon. 6. Oietolmudiagramm Joldiamere laguuni setetest Sõjamäe soomassiivis Tallinna lähedal (analüüsinud autor). 1 — aleuriit, 2 — jütja, 3 — planktonjütja, 4 — detriitjütja, 5 — madalsooturvas, 6 — rabaturvas, 7 — kask, 8 — mänd, 9 — lepp, 10 — tammesegamets, 11 — kuusk, 12 — sarapuu, 13 — paju, 14 — jalakas, 15 — pärn, 16 — tamm, 17 — metsade arenemise faasid.

selt H. Thomasson (1927) Lõuna-Rootsis. M. Sauramo (1934, 1937 ja 1942) vastandas algul H. Thomassoni Ehheneismere staadiumile Soomes Joldia-, *Rhoicosphaenia*- ja *Rhabdonema*-staadiumid, hiljem aga võttis ta (Sauramo, 1958) Soomes kasutusele Ehheneismere staadiumi mõiste, andes sellele mõnevõrra erineva sisu. Nimelt esines M. Sauramo (1958) järgi Ehheneismere staadium joldia- ja antsüülstaadiumi vahel, vastates osaliselt metsade arenemise IX faasile ja tervikuna VIII faasile.

Meie oietolmuanalüüsid vanade laguunide setetest ei osuta Ehheneismere esinemisele boreaalsel ajal neil kõrgustel, mis Soome rannajoonte tõususektri järgi peaksid meil vastama sellele merele. Ehheneisstaadiumi ei ole võimalik meil välja eraldada ka preboreaalsel ajal esinenud vanade laguunide setete oietolmuanalüüside põhjal, sest Loode-Eesti vanad rannikuvormid, mis asetsevad umbes 20 meetrit kõrgemal kui Ar, osutusid preboreaalseks, kuid vastavasis setteis puudusid täielikult Ehheneismerele iseloomulikud diatomeed. Tase, mis vastab absoluutse kõrguse (37,4 m) järgi (joon. 3, 10) Soome Ehheneismere boreaalsele tasemele (VIII faasile), kuulub meil Merivälja oietolmuanalüüsi põhjal VII faasi (joon. 7). Meriväljal algab profiil aleuriidikihtidega (proovid nr. 44–46), milles esineb *Betula* (46–53%), *Pinus* (41–42%), *Alnus* (2–4%) ja väikesel hulgal *Ulmus*'e, *Salix*'i ja *Corylus*'e oietolmu. Sellise koostisega oietolm võis mattuda sete-

tesse VIII faasi alguses või üsna IX faasi lõpus. Nimetatud aleuriidikihtidest 2,5 cm kõrgemal esinevas orgaanilise lisandiga aleuriidikihis (proov nr. 43) muutub õietolmu koostis järsult: on täheldatav *Pinus*'e õietolmu silmatorkav juurdekasv (68%), *Ulmus*'e õietolmu on 2,5%. Niisugune õietolmu koostis on kindlalt iseloomulik VIII faasi männimaksimumile. Kõnesolevas proovis esineb suurel hulgal ka *Polypodiaceae* eoseid, mis omakorda



Joon. 7. Õietolmudiagramm Merivälja soomassiivi alumise osa setetest (analüüsinud R. Pirrus ja autor; tingmärkide seletus vt. joon. 6).

osutab selle ranniku (Merivälja piirkonna) metsastumisele ja metsaaluse rohurinde kujunemisele. Eelmisest proovist 5 cm kõrgemal asuvas 5–7 cm paksuses planktonjütja kihis (proov nr. 42) toimub uuesti järsk muutus setete iseloomus ja ka õietolmu koostises. Selles esineb juba VII faasile iseloomulik õietolmu koostis *Alnus*'e silmatorkava tõusu (järsu kõveraga 37%-ni) ja *Pinus*'e langusega (44%-ni). Planktonjütjal lasuvas detriitjütjas esineb silmatorkaval hulgal *Phragmites communis*'e makroskoopilisi osakesi (proov nr. 41). Proovis nr. 40 esineb rohttaimedest suurel hulgal *Carex* sp. õietolmu, kuna proovis nr. 36 on kindlaks tehtud madalsooturba taimejäänuseid ning *Menyanthes trifoliata* seemneid. Viimaste rohttaimede ilmumine osutab juba Merivälja veekogus algavale kinnikasvamisele. Proovis nr. 31 esineb tähelepanetaval hulgal männikoore ja -puidu tükikesi, mis näitab nimetatud veekogu täielikku kinnikasvamist ka juba selle keskosas, kus on tehtud kõnesolev profiil. Nagu selgus 4,55 m sügavusel tehtud proovi nr. 29 mikroskoopilisest analüüsist, algas Merivälja soo rabastumine V faasi alguses. Nimetatud tasemel ilmub suurel hulgal *Ericaceae* õietolmu ja *Sphagnum* sp. eoseid.

Merivälja soomassiivi alumise osa ja selle all esinevate setete iseloomu ning vastavates kihtides säilinud metsapuude ja rohttaimede õietolmu koostise põhjal võib arvata, et kõnesoleva soomassiivi pealispinnast 6,00–5,88 m sügavusel esinevad kihid (proovid nr. 43–46) kujunesid varem, s. t. VIII faasi esimesel poolel enne Antsülus-suurjärve transgressiooni ja vastava laguuni tekkimist VII faasis. Plankton- ja detriitjütja settimine võis toimuda osalt suurjärve laguunis, osalt sellest eraldunud

rannikujärves. On selge, et Merivälja profiili alumises osas oli settimine võrdlemisi aeglane, nagu nähtub õhukestesse kihtidesse mattunud õietolmu kõverate järskusest (proovid nr. 43—46). Jütja settimine toimus arvatavasti võrdlemisi madalaveelises veekogus (laguunis ja rannikujärves), sest vastavates setetes (proovid nr. 36—42) on olnud õietolmuterade, eriti *Betulaceae* säilimiseks ebasoodsad tingimused. Nende õietolmuteradel on selgesti söövitud pealispind, nagu see on mõnel juhul iseloomulik mattunud orgaanilistes vahekihtides esinevale õietolmule. Kuna nimetatud rannikujärv esines väga väikese veekoguna, siis toimus selle soostumine võrdlemisi kiiresti. Selle rannikujärve ligilähedast ulatust on võimalik oletada turbalasuundi tänapäevase leviku põhjal, mis haarab umbes 0,1 km² suurusel alal.

Käsitatud Sõjamäe ja Merivälja õietolmuanalüüside põhjal võib H. Rästa (vt. viide 5 lk. 167) taset F lugeda Joldiamere VI tasemeks, mis asetseb Y_V tasemest madalamal, kuid jääb siiski A_I tasemest kõrgemale. Y_{VI} taseme kuulumist veel preboreaalsesse aega näitab ka selle rannikuvormide kuju ja limuste kodade puudumine vastavates setetes. Sellesse tasemesse kuulunud väike hulk rannikumoodustisi esineb võrdlemisi piiratud maa-alal Põhja-Eesti rannikul. Näiteks võib siia lugeda Suurupi astangut (43 m), Viimsi Lubjamäe astangut (42,5 m, Kentsi loodimise andmeil⁷), Vao rannavalli [38,1 m; Künnapuu (1959) loodimise andmeil], Piirsalu rannavalli (36,7 m — vt. viide 4 lk. 167) ja Tsitri astangut (35 m — joon. 3, 3, 11 ja 14). Lääne-Eestis on kõrgustel alla 30 meetri Y_{VI} tase väga lähedal A_I tasemele ja vastavad rannikuvormid on tõenäoliselt hävinenud.

Soomes M. Sauramo (1958) poolt esiletõstetud kahe boreaalse transgressiooni, samuti ka preboreaalse transgressiooni olemasolu meie palinoloogiline materjal ei kinnita. Preboreaalse regressiooni jätkumist allpool Y_{VI} taset näitab Pärnu lahe rannikul Oara mattunud orgaanilise vahekihi vanus. Nimetatud setted esinevad 9—11 m absoluutsel kõrgusel ja on kujunenud põhiliselt VIII faasil, osalt ka IX faasi lõpuosa kestel (Paas, 1960; vastava õietolmuanalüüsi teostas K. Veber 1960. a.).

Esimeseks boreaalseks staadiumiks Balti mere arenemisel on meil Antsülus-suurjärve staadium — A. Fr. Schmidt, kes esimesena avastas *Ancylus*-faunat sisaldavad setted (Põhja-Eestis) (Schmidt, 1869), eraldas Balti mere nõos esinenud ulatusliku mageveekogu rannikumoodustised alles pärast detailseid uurimisi Saaremaal (Шмидт, 1894). Kõnesoleva staadiumi püstitas H. Munthe Gotlandi saarel esinevate rannikumoodustiste ja nendes *Ancylus fluviatilis*'e esinemise põhjal 1887. a. (Munthe, 1887). Antsülus-suurjärve geoloogiat on meil käsitlenud rida uurijaid (Hausen, 1913; Ramsay, 1929; Orviku, 1935; Kents, 1939 (vt. viide 7); Ряста, 1957; Кессел, 1958, 1960). Antsülus-suurjärve paleogeograafiat Balti mere nõos iseloomustab joonis 8.

Antsülus-suurjärvel oli Loode-Eesti rannikualal laiem, Kirde- ja Edela-Eestis kitsam akumulatsiooni-abrasiooni terrass, mis leviku ulatuselt oli väiksem analoogilisest Litoriinamere terrassist (joon. 2). Antsülus-suurjärve terrass vabanes Balti mere vee alt järk-järgult, laiemalt Loode-Eestis, kitsamalt ülejäänud aladel, olenevalt holotseense neotektoonilise kerkimise erinevast intensiivsusest. Antsülus-suurjärve maksimaalse leviku ajal valitsesid Lääne-Eesti rannikul avaveelisemad tingimused kui litoriinaajal ja tänapäeval. Hiiumaa esines praeguse Kihnu suuruse saarena tänapäevase Kõpu poolsaare kohal. Saaremaa keskkõrgustiku alal esines vaid pikk kitsas saar, mille looderannikut tähistavad näiteks suurejoonelised Kodaramäe ja Viidumäe astangukompleksid. Samal ajal vabanes vee

⁷ P. Kents, 1939. Postglatsiaalsed Läänemere randjoone võnkumised Eestis illustreeritud Kõpu poolsaarel. Käsikiri TRÜ geoloogia kateedri fondis.

alt Sõrve poolsaare keskosa iseseisva väiksema saarena. Tänapäevase Tõstamaa poolsaare kohal esines suurjärve silmapaistvam saarestik. See moodustus neljast suuremast saarest ja mõnest väiksemast Pärnu-Jaagupi ümbruses. Loode-Eesti vanal rannikul tungis esile suurem poolsaar, mille tipul murrutus Keediku silmapaistev astangukompleks. Keila—Rannamõisa vahelisel alal esines suurjärve teine, vähem ulatuslik ja väiksematest saarest moodustuv saarestik. Viimsi poolsaare kohal oli suurjärve rannikul üksik väiksem saar. Suurjärve laguunsel lauskrannikul kerkis praegune



Joon. 8. Antsülus-suurjärve maksimaalne levik M. Sauramo (1958) järgi, autori täiendustega Eesti osas. Number 1 tähistab Svea jõe asukohta Kesk-Rootsis.

Tallinna Toompea väga väikese saarena, mis litoriinaaja esimesel poolel ühines mandriga maasäärte (tombolate) kaudu. Suurjärve regressiooni lõpul esines väiksema saarena ka tänapäevase Muhu saare keskosa.

Antsülus-suurjärve ranniku iseloom sõltus varasemast reljeefist ja setete iseloomust. Üldiselt oli suurjärv keskmiselt liigestatud lauskrannikuga, kuid esines ka järskrannikut lühikesel vahemaal Kirde-Eestis Aserist ida pool, Kõpu poolsaarel ja Saaremaa keskkõrgustiku loodenõlval ning veel järsakrannikut mõnes kohas Loode-Eestis mandrijää servamoodustiste piires ning Põhja-Eesti klindineemikuil.

Antsülus-suurjärve ja Litoriinamere transgressiivse lauskranniku setted on esindatud rannikulähedaste ja küllaltki jämedateraliste materjalidega (kruusad, liivad, klibu ja veeristik), kuna harva esineb samade veekogude sügavamaveelisi setteid (aleuriidid ja savid). Kõnesoleva vanusega

veekogude regressiivsed rannikusetted on kujunenud suhteliselt peenema koostisega setetena. Veekogu regressiooni tingimustes on rannikulähedase suurjärve või mere peeneteralisi setteid kantud vee alt kerkivailt rannikult kaugemale mere suunas. Meie transgressioonirannikul on rannikumoodustiste esinemissagedus suurem kui sama veekogu regressioonirannikul. Üldiselt on rannikusetete faatsiaste vahelduvus meil küllaltki suur, mis sõltub peale setete kujunemistingimuste veel varasema lähtematerjali litoloogilisest koostisest. Viimane oli meil teatavasti võrdlemisi kiiresti vahelduva iseloomuga.

Kui transgressiooni akumulatiivseid rannikuvorme esineb meil suurel hulgal, siis suurjärve ja Litoriinamere sügavamaveeliste setete levik on piiratud. Need esinevad tavaliselt kitsaste vöötmetena selgesti väljakujunenud akumulatiivsete vormide jalameil. Niisugune levik on tingitud peale dünaamiliste põhjuste veel varasema lähtematerjali üldiselt väikesest hulgast. Varasema lähtematerjali vähesus on seotud ka omaaegsete rannikute tugeva liigestatusega reas kohtades Loode-Eestis.

Antsülus-suurjärve rannikusetetest, enamasti rannavallide ja maasäärte setetest, on autor 47 leiukohas kogunud kokku 7179 suurjärve mageveeliume koda. Antsülusaegset limustefaunat sisaldavad setted esinevad erinevatel absoluutsetel kõrgustel ja on seotud enamikul juhtudel suurjärve transgressiooniga, vähem selle regressiooni nelja peatusega.

Kogutud limustefauna liigiline koostis näitab, et alambalti ea teisel poolel esines Balti mere nõos pikemat aega mageveeline suurjärv.

Antsülus-suurjärve maksimaalse kõrgusega rannikuvormid levivad 5—45 m absoluutsel kõrgusel kogu meie ranniku ulatuses. Nimetatud rannikumoodustisi esineb viiel erineval loodest kagusse madalduval tasemel A_I — A_V . Meie ala kirde- ja edelaosas on A_{II} — A_V rannikumoodustised järk-järgult hävinenud L_I ja L_{II} transgressioonil. Näiteks on A_V rannikumoodustisi võimalik jälgida ainult Loode-Eesti rannikul 15—20 m absoluutse kõrguseni (joon. 3).

Suurjärve boreaalsel transgressioonil kujunesid suuremõõdulised ja pideva levikuga rannikumoodustised. Selle transgressiooni ajal kerkis Balti mere basseini veepind Kroodi ja Iru ümbruses kõige vähem 2—3 meetrit (Кессел, 1960). Suurjärve regressioon toimus meie alal kiireloomuliselt nelja eraldatava faasi näol. Suurjärve dünaamiline iseloom avaldub nende faaside kestel ebapidevate rannikuvormide levikus ja faasi vanusega laguunide täielikus puudumises.

Antsülus-suurjärve ja ka Litoriinamere vanimale (transgressiivsele) rannajoonele on iseloomulik rannikusetete intensiivne kuhjumine, mille tagajärjel kujunes arvukalt rannavalle ja maasääri, eriti Loode-Eestis ja Saaremaa keskkõrgustiku loodenõlval. Meie vanade laguunsete lauskrannikute kujunemine on põhjustatud Balti mere basseini transgressioonidest ja vastavate rannikumoodustiste setted on ümber töötatud kohapealsetest varasematest setetest. Sellise iseloomuga lauskranniku esinemise põhjuseks on varasema tasandikulise reljeefi olemasolu.

Antsülus-suurjärve mageveeliste diatomeede levik on Eestis väga piiratud, mis vastab diatomeede üldisele piiratud esinemisele meie ala vanades rannikusetetes.

Püüame võrrelda Soome ja meie holotseenete rannajoonte stratigraafilist skeemi. Selgub, et Soomes eraldatud nn. tõeline Antsülusjärve staadium, s. t. Balti mere basseini mageveelise veekoguna esinemise aeg ja vastavad ökoloogilised tingimused esinesid Soome rannikul võrdlemisi lühikest aega — 300—500 aastat (Sauramo, 1958; vt. joon. 1). Esiletõstetud mageveeliste tingimustega ajavahemiku kestus ei ole kooskõlas Antsülus-suurjärve geoloogiaga meil. Nii lühikese aja jooksul ei ole mõeldav suur-

järve rannikumoodustiste kujunemine viie seeriana ja vastavate setete kuhjumine mõnel juhul väga suures paksuses (6—8 meetrit) (fotod 3 ja 4). Et meil eraldatud suurjärve akumulatsiooni-abrasiooni terrass on kujunenud mageveelises veekogus, näitab selle piires *Ancylus fluviatilis* — *Radix ovata* var. *baltica* limusterühma sage ja ulatuslik vertikaalne levik. Suurjärve terrassi kujunemise aega ja selle kestust tõestavad meil ka vastavad palinoloogilised uurimused, mis näitavad, et Balti mere preboreaalne regressioon kestis edasi veel boreaalse staadiumi alguses, mida kinnitavad meil mattunud orgaanilised setted. Nimetatud regressioon läks üle boreaalseks transgressiooniks, mis saavutas kõrgseisu vastava aja männimaksimumil — VIII faasi lõpu eel. Uus Antsülus-suurjärve regressioon algas VII faasis ja jätkus VI faasi alguseni. Võimalik, et lahkumine tuleneb biostatigraafilise materjali mõnevõrra erinevast iseloomust: Soomes on kasutatud ökoloogiliste küsimuste selgitamisel sügavamaveelisi diatomeesid, meil aga rannikulähedasi limuseid.

Esimese atlantilise staadiumina on eraldatud Balti mere arenemisel Mastogloiamere staadium — M. Selle ajavahemiku tõstis nn. varase Limneamere ajana esmakordselt esile S. Loven 1865. a. Gotlandil. M. Sauramo (1929) ja M. Munthe (1931) nimetasid limneaja ümber klüpeusajaks. Balti mere basseini põhjaosas tõstis B. Halden (1918) esile Mastogloiamere staadiumi, millise nimetuse võttis hiljem kasutusele ka M. Sauramo (1958). Klüpeusmere ja vastava staadiumi nimetust viimasel ajal enam ei kasutata, sest selle stratigraafilised piirid osutusid kogu Balti mere basseini ulatuses ebaselgeks. Klüpeus-staadiumi iseloomustab ränivetikas *Campylodiscus clypeus*, kes elutseb vähemalt 4⁰/₀₀ soolsusega merevees, kuna mastogloiastaadiumile iseloomulike ränivetikate *Mastogloia braunii* ja *M. schmiedt*'i levik algab juba 0,5⁰/₀₀ soolsusega merevees. Nimetatud ränivetikate levikule vastavalt on kõnesolevate staadiumide stratigraafilised piirid metakroonsed.

Seni on meil eraldatud Antsülus-suurjärve ja Litoriinamere staadiumi vahel teatud arengufaas Klüpeusmere nimetuse all, mis sisuliselt peaks vastama Mastogloiamere staadiumi teisele poolele.

Mastogloiamere esinemise ajal oli meri meie alalt taandunud niivõrd kaugele, et vastavat rannajoont ei ole võimalik jälgida rannikuvormide näol, kuna need on täielikult hävinud L_I ja L_{II} transgressioonil. Sellele ajale vastava VI faasi alguse vanusega seteid kujunes planktonijütjana ühes vanas laguunis Kõpu poolsaarel (vt. viide 7 lk. 175). P. Kentsi andmeil pidi Mastogloiamere rannajoon asuma Kõpus 25 m absoluutsest kõrgusest madalamal ja Väänas 23,5 meetri kõrgusel.

Balti mere arenemisel on teiseks atlantiliseks staadiumiks Litoriinamere staadium — L. Esmakordselt on märgitud litoriinastaadiumi postglatsiaalse merena Uddevallas C. Lyelli töös 1883. a. Selle staadiumi merelise limustefauna tegi esmakordselt kindlaks Gotlandil G. Lindström aastal 1852 ja meil Fr. Schmidt (Шмидт, 1877), Litoriinamere staadiumi püstitas Lõuna-Rootsi (Scania) vastavate uurimuste põhjal A. Erdmann (1868). Hiljem on meil kõnesoleva staadiumi geoloogiat käsitletud samad uurijad, keda on nimetatud antsülus-staadiumi vaatlemisel. Litoriinamere paleogeograafiat selle maksimaalse leviku ulatuse ajal iseloomustab joonis 9.

Keskalti ea algul kujunes järgnevalt Balti mere nõos mereline veekogu — Litoriinameri, mis oli meie alal oma leviku esimesel poolel kahel korral L_I ja L_{IIa} faasis transgressiivse iseloomuga, kuid hiljem on järkjärgult taandunud. See atlantiline regressioon on jälgitav kahe ebapideva L_{III} ja L_{IV} faasi rannikuvormide ahela näol. Sama staadiumi esimesel poolel esines veel rannajoon L_{IIb}, millel oli Loode-Eestis ebaselge kaju-



Foto 1. Joldiamere maasäär, nn. Pärnamäe pealmised kihid Viimsi poolsaarel.



Foto 2. Pärnamäe maasäär sügavamad kihid.



Foto 3. Antsülus-suurjärve maasääre (laiu) setted Karusel. Foto paremal poolel on näha ülemiste ja alumiste kihtide vahel esinenud põiksus. Setete maksimaalne paksus on 6 meetrit.



Foto 4. Antsülus-suurjärve maasääre ülemised kihid 2 meetri paksuses.



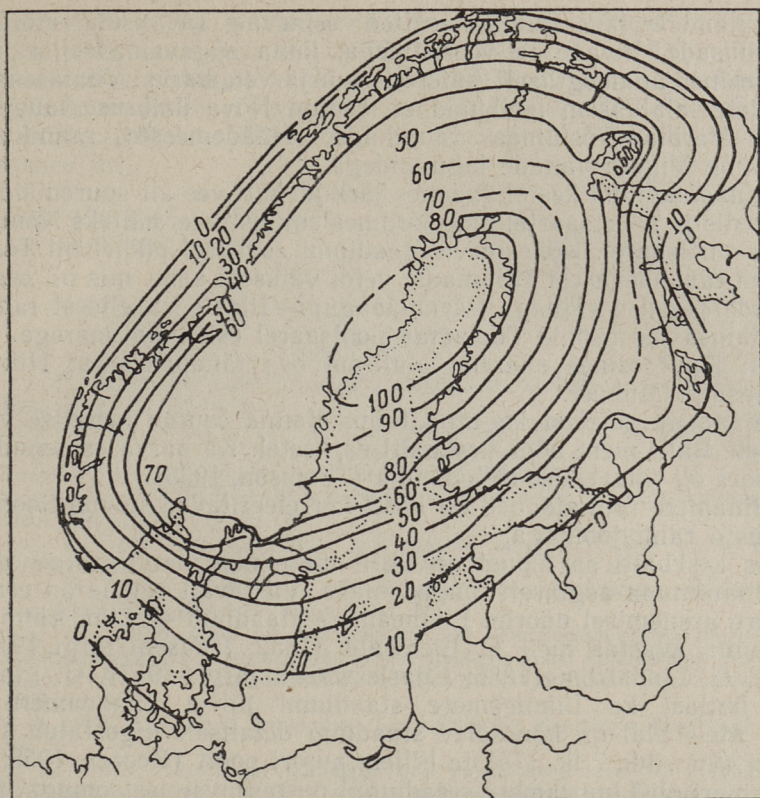
Foto 5. Antsüls-suurjärve pinnakattesse murrutatud rannikuastang Varbla suurvoore edelanõlval.



Foto 6. Vaade Litoriaamere liivasele maasäärele Haara poolsaarel.



Foto 7. Litorinaaegne rannikuluide Tõstamaal.



Joon. 9. Litoriinamere maksimaalne levik M. Sauramo (1958) järgi, autori täiendustega Eesti osas.

nemisviisiga rannik, meie ala kirde- ja edelaosas on aga selle faasi merese-
 tete alla mattunud orgaanilisi setteid, näiteks Tõrvalas ja Rannametsal
 (Salmi, 1945; Кесел, 1960).

Litoriinamere transgressioonidel kerkis veepind Väanas L_I ajal 4,3 m
 ja L_{IIa} ajal 2,9 meetrit (vt. viide 7 lk. 175).

Litoriinamere tänapäeval jälgitav levikuala kujutab endast analoogili-
 selt Antsülus-suurjärvele astmelist terrassi, millel L_I faasi rannikuvormid
 on jälgitavad Loode-Eestis väikesel maa-alal ja Kõpu poolsaarel 19–27 m
 absoluutsel kõrgusel, L_{II} faasi rannikuvormid levivad kõige laialdasemalt,
 esinedes Loode-Eestis ja Lääne-Eesti saartel 9–19 m absoluutsel kõrgusel.
 L_{III} ja L_{IV} faasi rannikuvormid moodustavad Loode-Eestis laiema ja
 ülejäänud alal kitsama terrassi 5–17 m absoluutsel kõrgusel.

Litoriinamere levikuga on seotud veel suurem hulk akumulatiivseid
 rannikuvorme kui Antsülus-suurjärvega. Iseloomulik on eriti eooliliste
 vormide sagedasus, mis viitab omakorda rannikusetete intensiivsele
 akumulatsiooniprotsessile seoses mere transgressioonidega vastaval ajal.
 Selle mere rannikumoodustiste lähtematerjaliks olid ka veel Narva ja
 Pärnu jõe alluviaalsed setted.

Loode-Eestis esines Litoriinamerel üldiselt laguunne lauskrannik, mis
 oli liigestatud eriti tüüpiliselt arvukate väiksemate laguunidega Laitse—
 Palivere—Kullamaa vahelises rannikulõiguses. Ka oli välja kujunenud
 pikki maasääri ja meil ainulaadseid ulatuslikke laguune Pärnu ja Läti NSV
 piiri vahelisel rannikul, näiteks Tolkuse maasäär ja selle laguun.

Litoriinamere lauskranniku setted esinevad tavaliselt rannikulähedaste kruusade, liivade ja veeristikena, kuna sügavamaveelisi liivu ja aleuriite esineb analoogiliselt Antsülus-suürjärvele harva. Viimasena nimetatud setete laialdasem levikuala on seotud Nõva ümbruse lauge merepõhjaga, Varbla—Tõstamaa rannikuga, Häädemeeste rannikuga ja Päärdu ning Vigala vanade laguunidega.

Litoriinastaadiumi kestel vabanes järk-järgult vee alt suuremaid alasid Lääne-Eestis ja selle saartel ning kujunes saarestikke, näiteks Nõmmkülas ja Ridala poolsaarel. Kõnesoleva staadiumi esimesel poolel oli Tõstamaa poolsaarel tänapäevasest Hiiumaast veidi väiksem saar, mis oli eraldatud väga madalaveelise väinaga Pärnu-Jaagupi—Illaste vahelisest rannikust. Hiljem ühines see rannik Tõstamaa poolsaarel esinenud saarega. Sama staadiumi lõpul esines saarena olulisem osa tänapäevasest Hiiumaast, Saaremaast ja Muhust.

Litoriinamere setetest kogutud limustefauna osutab merelise veekogu esinemisele Balti mere nõos keskalti ea kestel. Ka harva esinenud diatomeedifloora oli riimveelise iseloomuga (Thomson, 1935).

Litoriinamere rannajooned on hästi korreleeritavad Lõuna-Soome vastavavanuste rannajoontega.

Alates keskalti ea lõpust on Balti mere nõo merelise veekogu vesi hakanud muutuma aeglaselt magedamaks. Vastavalt sellele on eraldatud Balti mere arenemisel noorim Limneamere staadium — Lim. Limneamere limustefauna avastas meil E. Eichwald (1852; Hauseni järgi, 1913a) ja Gotlandil G. Lindström (1886; Charlesworthi järgi, 1957). G. Lindström püstitas ühtlasi ka Limneamere staadiumi hilise Limneamere nimetuse all. Meie alal on kõnesoleva staadium detailselt liigestatud 1939. a. P. Kentsi (vt. viide 7 lk. 175) ja hiljem autori poolt (Кессел, 1958; 1960).

Balti meri oli Limneamere staadiumil regressiivse iseloomuga. Regressioon toimus kuue rannikumoodustiste abil eraldatava faasi näol — Lim_{I-VI} (joon. 3). Vastavad rannikuvormid on küllaltki selgesti jälgitavad kogu meie ranniku ulatuses, kuid kõige terviklikumalt on needki välja kujunenud Loode-Eestis ja Põhja-Eesti poolsaartel. Nii näiteks esindavad Merivälja aluspõhjalised astangud Limneamere erinevate faaside lünkadeta seeriat. Limneamere rannikuvormide ja -setete üldiselt väiksem levik on põhjustatud meie rannikuala varasemast tasandikulisest reljeefist ja regresseeruva mere lainetuse lühiajalisest mõjust teatud rannikulõigule. Nende jälgimist soodustab vastavate rannikuvormide värskus, mis avaldub eriti rannavallidel.

Limneamere ranniku iseloom, setted ja nende kujunemistingimused on olnud analoogilised eelnenud staadiumi omadele.

Limneamere võrdlemisi kitsas rannikuterrass külgneb tänapäevase merega ja küünib Kõpu poolsaarel 13 m absoluutse kõrguseni.

Limneamere staadiumi kestel vabanesid vee alt Vormsi, Kihnu, Pakri, Aegna ja Naissaar. Sõrve ja Noarootsi ühinesid mandri rannikuga Limy faasil (aastal 1100 p. m. a.). Limneamere suuremad laguunid esinesid tänapäevase Potsepa-Lindi soo ja Karepa raba kohal. Ka Harku järv eraldus Limneamerest selle ühel hilisemal faasil.

Limneamere levikuaeg langeb meil ühte metsade arenemise III kuni I faasiga. Vaiste vana laguuni setete palinoloogiline uurimine näitab, et Lim_{III} faas vastab II-le metsade arenemise faasile, Kanepi vana laguuni setete vastav analüüs aga näitab, et Lim_{IV} faas vastab subatlantilise kliimastaadiumi varasemale osale (metsade arenemise Ib faasile).

Limneastaadiumil toimunud Balti mere vee magestumisele osutavad mageveelimuste kodade leiud vastava aja vanade ja tänapäevaste rannikuvormide setetes. Üldiselt on tolleaegne limustefauna esindatud riimveeliste

liikidega, mida autor on kogunud Lim_{I-V} faasi setetest kokku 28 leiukohas küllaltki suurel hulgal (15576 eksemplari). Tänapäevasele rannikule on lained välja uhtunud analoogilise koostisega limustefaunat. Linneamerele iseloomulikke riimveelisi ränivetikaid on kindlaks tehtud sapropeelis, mille settimine jätkub meil veel praegugi mõnes lahes (Haapsalu, Kuressaare jt.).

*Eesti NSV Teaduste Akadeemia
Geoloogia Instituut*

KIRJANDUS

- Antevs, E., 1922. The Late-glacial and Postglacial History of the Baltic. AM. Gg. S. Res. G. R. 12, 602—612.
- Charlesworth, J. K., 1957. The Quaternary Era. Vol. II. London.
- Cleve-Euler, A., 1953. Die Diatomeen von Schweden und Finnland. Teil II. Kungl. Svenska Vetenskapsakademiens Handlingar. Bd. 4. Nr. 1.
- Erdmann, A., 1868. Bidrag till kannedomen om Sveriges quartära bildningar. Sveriges Geol. Undersökn. Ser. C. I.
- Halden, L., 1918. Om torfmassor och marina sediment inom norra Helsinglands litorinaområde. Sveriges Geol. Undersökn. Ser. C., Nr. 373.
- Hausen, H., 1913a. Materialien zur Kenntnis der pleistozänen Bildungen in den russischen Ostseeländern. Fennia, 34, Nr. 2.
- Hausen, H., 1913b. Über die Entwicklung der Oberflächenformen in den russischen Ostseeländern und angrenzenden Gouvernements in der Quartärzeit. Fennia 34, Nr. 3.
- Künnapu, S., 1959. Rannamoodustised Tallinnas. Loodusuurijate Seltsi aastaraamat 1958, kd. 51.
- Laasi, A., 1936. Läänemaa geoloogia. Tartu Ülikooli Geoloogia Instituudi Toimetused. Nr. 51.
- Laasi, A., 1940. Hilisjääaja jääpaisjärvede Joldia-mere tasemed Põhja-Eestis. Ettekannete kokkuvõtteid (4. Eesti loodusteadlaste päev 18. ja 19. märtsil 1940 Tartus).
- Munthe, H., 1887. Om postglaciala aflagringar med *Ancylus fluviatilis* på Gotland. Ö. Kungl. Svenska Vetenskapsakademiens Förhandlingar Nr. 10.
- Munthe, H., 1931. Litorinahavet, Clypeushavet och Limnaea-havet. Geologiska Fören. Förhandl. Nr. 53.
- Munthe, H., 1940. Om nordens, främst Baltikums, senkvartära utveckling och stenåldersbebyggelse. Kungl. Svenska Vetenskapsakademiens Handlingar. Tredje Serien, Bd. 19, Nr. 1.
- Munthe, H.; Hede, J. E.; Post v. L., 1925. Gotlands geologi. Sveriges Geol. Undersökn. Ser. C. Nr. 331.
- Nilsson, T., 1935. Die pollenanalytische Zonengliederung der spät- und postglazialen Bildungen Schonens. Geol. Fören. Förhandl. Bd. 57.
- Orviku, K., 1935. Quartärgeologische Karte der Halbinsel Sörve (Saaremaa, Estland). Tartu Ülikooli Geoloogia Instituudi Toimetused, nr. 46.
- Orviku, K., 1960. Eesti geoloogilisest arengust antropogeenis II. «Eesti Loodus», nr. 3.
- Salmi, M., 1945. Ein von der Litorina-Transgression überspültes Torflager in NE-Est-Loodus», nr. 1.
- Ramsay, W., 1929. Niveauverschiebungen, Eisgestaute Seen und Rezession des Inlandsees in Estland. Fennia 52. Nr. 52.
- Salmi, M., 1945. Ein von der Litorina-Transgression überspültes Torflager in NE-Estland zwischen Narva und Narva-Jõesuu. Acta Geographica 9, Nr. 4.
- Sauramo, M., 1929. The quaternary geology of Finland. Bull. Comm. geol. Finlande 86.
- Sauramo, M., 1934. Zur spätquartären Geschichte der Ostsee. Bull. Comm. Geol. Finlande 104.
- Sauramo, M., 1937. Das System der spätglazialen Strandlinien im südlichen Finnland. Soc. Sci. Fenniae. Comm. Physico-Math. IX. 10.
- Sauramo, M., 1942. Kvartärgeologiska studies i Östra Fennoskandia. Geol. Fören. Förh. Bd. 64.
- Sauramo, M., 1958. Die Geschichte der Ostsee. Suomalaisen Tiedeakatemia Toimituksia. Annales Academiae Scientiarum Fennicae. Sarja A. III. Geologica-Geographica 51.
- Schmidt, Fr. 1869. Notiz über neuere Untersuchungen im Gebiete der Glacial — und Postglacialformation in Estland und Schweden. In Abhandl.: Helmersen, G. Studien über die Waderblöcke und Diluvialgebilde Russlands. Mém. Acad. Sci. St.-Petersb., sèr. VII, t. XIV, Nr. 7, p. 55—59.

- Thomson, P. W., 1935. Vorläufige Mitteilung über die spätglaziale Waldgeschichte Estlands. Geol. Fören. Förhandl. Bd. 51. H. 1.
- Thomasson, H., 1927. Baltiska tidsbestämningar och baltisk tidsindelning vid Kalmarsund. Geol. Fören. Förh. Bd. 49.
- Ряста Х. И., 1957. Древнебереговые образования Балтийского моря в Эстонской ССР. Научн. сообщения Ин-та геол. и геогр. АН ЛитССР, т. 4.
- Кессел Х., 1958. Новые данные о фауне субфоссильных и современных моллюсков Балтийского моря в Эстонской ССР. Тр. Ин-та геол. АН ЭстССР, III.
- Кессел Х., 1960. О геологии голоценовых береговых образований Балтийского моря на территории Эстонской ССР. Тр. Ин-та геол. АН ЭстССР, V.
- Коробков-И. А., 1950. Введение в изучение ископаемых моллюсков. Изд. ЛГИ Ленинград.
- Шмидт Ф. Б., 1877. Сообщение о распространении моря внутри Эстляндии и острова Эзеля в последледниковый период. Тр. С.-Петербур. о-ва естествоиспыт., т. VIII. Протоколы (заседание 9 окт. 1876 г.), стр. 1—2.
- Шмидт Ф. Б., 1894. О результатах геологической экскурсии летом 1893 г. в Эстляндской губернии на острове Эзеле. Изв. Геол. ком., т. XIII, № 1.

О РАЗВИТИИ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ НА ТЕРРИТОРИИ ЭСТОНИИ В ГОЛОЦЕНЕ

Х. КЕССЕЛ

Резюме

В развитии Балтийского моря на территории Эстонии в голоцене можно выделить следующие стадии: 1) пребореальное Иольдиевое море — Y, 2) Анциловое озеро — А, 3) Литориновое море — L, 4) Лимниевое море — Lim.

Начало стадии пребореального Иольдиевого моря совпадает в Эстонии с нижней границей голоцена, и ей соответствует в целом IX зона развития лесов (по Л. Посту, 1925, и Т. Нильсону, 1935). В отложениях береговых образований Иольдиевого моря в Эстонии остатки раковин моллюсков не встречаются, но в одной лагуне фазы Y_v обнаружен характерный для Иольдиевого моря комплекс приспособившихся к жизни в полупресной и прохладной воде диатомовых водорослей.

Береговые образования Иольдиевого моря установлены на побережье Северо-Западной Эстонии на максимальной высоте 50 м и на побережье Пярнуского залива на минимальной высоте 10 м.

В течение этой стадии происходила постепенная регрессия уровня моря в бассейне Балтийского моря, и во время кратковременных остановок регрессии этого моря формировались береговые образования фаз Y_{I-V}(VI?). Из них наиболее древний и высокий уровень — Y_I прослежен на протяжении всего побережья территории Эстонии, более же поздние и низкие уровни на юго-западном побережье Эстонии разрушены во время трансгрессии Анцилового озера.

Палинологический материал древних лагун не позволяет выделить стадию Эхенейсового моря в качестве самостоятельной стадии или даже в качестве стратиграфической единицы более низкого ранга.

Стадия Анцилового озера в Эстонии соответствует VIII и VII зонам развития лесов по Посту и совпадает со второй половиной нижнебалтийского века. В отложениях соответствующих береговых образований во многих местах найдены в большом количестве раковины пресноводных моллюсков, обитавших в бассейне Балтийского моря. В одном случае установлены пресноводные диатомовые водоросли, относящиеся к тому же времени (Thomson, 1935).

Береговые образования максимального уровня Анцилового озера прослеживаются на протяжении всего эстонского побережья на абсолютных отметках 5—45 м. Береговые формы этой стадии образовались на пяти уровнях (A_I — A_V) с различными абсолютными отметками, из которых более низкие в северо-восточной и юго-западной частях территории постепенно уничтожались трансгрессией Литоринового моря.

Пребореальная трансгрессия в начале бореальной стадии, как об этом говорит палинологическое изучение погребенных органогенных отложений, сменилась бореальной трансгрессией, верхний предел времени существования которой приходится на максимум пыльцы сосны, перед концом VIII зоны. На протяжении всего побережья территории Эстонии во время анциловой трансгрессии формировались крупные береговые образования, имеющие непрерывное распространение. Анциловая регрессия началась во время VII зоны и продолжалась до начала VI зоны. Эта регрессия происходила в Эстонии в виде четырех отдельных фаз. Береговые образования этих фаз встречаются в немногих местах, и лагуны в то время не образовались.

Первая стадия среднебалтийского века бассейна Балтийского моря — мастоглоевая стадия — установлена в Эстонии только в одном случае — на основании палинологических данных из континентальных отложений на п-ове Кыпу (Kents, 1939).

За этой стадией вскоре, еще в начале среднебалтийского века, в пределах бассейна Балтийского моря образовался морской водоем — Литориновое море, в отложениях береговых образований которого встречаются во многих местах и в большом количестве остатки раковин солоноводных и полупресноводных моллюсков. Полупресноводный характер имели также редко встречающиеся диатомовые водоросли. Стадия Литоринового моря соответствует VI—IV зонам развития лесов.

Береговые образования максимального уровня Литоринового моря прослеживаются в Северо-Западной Эстонии на небольшом участке и на п-ове Кыпу на абсолютных отметках 19—27 м. Береговые образования фазы L_{II} имеют наиболее широкое распространение, встречаясь на северо-западе Эстонии и на западных островах на абсолютных отметках 9—19 м.

В первой половине своего распространения Литориновое море на территории Эстонии дважды имело трансгрессивный характер — в фазах L_I и L_{IIa} , но позднее оно постепенно отступало.

С конца среднебалтийского века бассейн Балтийского моря стал постепенно опресняться. На опреснение воды бассейна указывают остатки раковин пресноводных моллюсков в отложениях древних и современных береговых образований. Соответственно этому в развитии бассейна Балтийского моря выделена более молодая стадия Лимниевского моря.

Сравнительно узкая терраса Лимниевского моря примыкает на побережье к современному морю и достигает на п-ове Кыпу абсолютной отметки 13 м.

Во время лимниевой стадии бассейн Балтийского моря имел регрессивный характер. Эта регрессия происходила в виде шести отдельных фаз — L_{ImI} — L_{ImVI} . Время распространения Лимниевского моря в Эстонии совпадает с зонами развития лесов от III до I.

ÜBER DIE ENTWICKLUNG DER OSTSEE IM BEREICH DES TERRITORIUMS DER ESTNISCHEN SSR IM HOLOZÄN

H. KESSEL

Zusammenfassung

Seit dem Beginn des Holozäns können in der Estnischen SSR folgende Stadien der Entwicklung der Ostsee unterschieden werden: 1. das Yoldia-meer — Y; 2. der Ancyclus-Grossee — A; 3. das Litorinameer — L; 4. das Limnaeameer — Lim.

Der Beginn des Yoldia-meer-Stadiums fällt in Estland mit der unteren Grenze des Holozäns zusammen; dem Stadium entspricht die Zone IX in der Waldgeschichte (nach der Zonengliederung L.v. Post's, 1925, und T. Nilsson's, 1935), d.h. das präboreale Klimastadium. In den Ablagerungen der Küstenbildungen des Yoldia-meeres sind in Estland keine Überreste von Mollusken zu finden. Nur in den Ablagerungen der Lagune von Sõjamägi, die in der Phase V des Yoldia-meeres isoliert wurde, wurde eine Diatomeenflora festgestellt, die dem brackischen und kühlen Wasser angepasst war.

Küstenbildungen des Yoldia-meeres sind in Nordwestestland bis zu einer maximalen Höhe von 50 m, in der Umgebung des Pärnuschen Meerbusens bis zu einer minimalen Höhe von 10 m festgestellt worden. In diesem Stadium erfolgte eine allmähliche Regression des Meeres, während deren kürzerer Stillstandperioden die Reihen von Küstenbildungen der $Y_{I-V(VI)}$ — Phase entstanden. Die höchste Grenze des Yoldia-meeres (Y_I) kann in der ganzen Ausdehnung unseres Küstenlandes verfolgt werden, während die jüngeren und niedrigeren Küstenbildungen des Yoldia-meeres an der Küste Südwestestlands im Laufe der Transgression des Ancyclus-Grossees vernichtet worden sind.

Es ist nicht möglich, mittels palinologischen Materials ein Stadium des Echeneismeereres als selbständiges Stadium oder als eine kleinere stratigraphische Einheit abzusondern.

Das Stadium des Ancyclus-Grossees entspricht der Zone VIII und VII in der Waldgeschichte und dem borealen Klimastadium des unteren Holozäns. In den Ablagerungen der entsprechenden Küstenbildungen sind an vielen Stellen und in grosser Menge Süsswassermollusken des Ostseebeckens zu finden. In einem Fall ist auch eine typische Ostseeflora der Diatomeen festgestellt worden (Thomson, 1935).

Die höchste Grenze des Ancyclus-Grossees erstreckt sich im ganzen estnischen Küstenland in einer absoluten Höhe von 5—45 m. Küstenbildungen dieses Stadiums bildeten sich auf fünf unterschiedlichen Niveaus A_I — A_V ; die jüngeren von diesen Küstenbildungen wurden im Nordost- und Südwestestland durch die Transgressionen L_I und L_{II} vernichtet.

Die palinologische Untersuchung der Ablagerungen alter Lagunen weist darauf hin, dass die präboreale Regression der Ostsee noch am Anfang des borealen Stadiums fortdauerte. Die folgende boreale Transgression erreichte ihren Höhepunkt vor Abschluss der VIII Phase — des Kiefernmaximums. Durch die boreale Transgression des Grossees entstanden auf dem ganzen Küstenlande Estlands ausgedehnte, ununterbrochen verlaufende Küstebildungen. Eine neue Regression, die des Ancyclus-Grossees, begann in der VII Phase und dauerte bis zum Anfang der VI Phase an. Zur Zeit der Regression des Grossees entstanden verhältnismässig kleine und zerstreute Küstenbildungen; Lagunen fehlten überhaupt.

Dem ersten atlantischen Stadium der Ostsee — dem Stadium des Mas-

togloiameres — entsprechende kontinentale Sedimente sind in Nordostestland nur in einem Fall kennengelernt worden (Kents, 1939).

Im Mittelholozän entstand im Ostseebecken das Litorinameer, in dessen Küstenablagerungen in Estland an vielen Stellen zahlreiche Überreste von Salz- und Brackwassermollusken eingebettet sind. In den gleichaltrigen Ablagerungen sind auch spärliche Brackwasserdiatomeen angetroffen worden (Thomson, 1935). Das Stadium des Litorinameeres entspricht der Zone VI (teilweise), und den Zonen V—IV in der Waldgeschichte.

Die höchste Grenze des Litorinameeres ist in Estland metachron. Sie wird gebildet in Nordwestestland und auf der Halbinsel Kõpu von dem Niveau L_I in einer absoluten Höhe von 19—27 m. In den übrigen Teilen des Küstenlandes ist die höchste Grenze des Litorinameeres durch das Niveau L_{II} vertreten, das in Nordwestestland und auf der Insel Saaremaa in 9—19 m absoluter Höhe liegt.

In der ersten Hälfte der Litorinazeit gab es in Estland zwei Transgressionen — in den Phasen L_I und L_{II} —, während die späteren Phasen des Litorinameeres — L_{III} und L_{IV} — hier regressiv waren.

Seit dem Ende des Mittelholozäns wurde der Salzgehalt der Ostsee allmählich geringer — darauf weisen hin die Subfossilien von Süßwassermollusken in den Ablagerungen des jüngsten Stadiums der Entwicklung der Ostsee — des Stadiums des Limnaemeeres. Die höchste Grenze des Limnaemeeres — Lim_I — befindet sich in Estland auf der Halbinsel Kõpu.

In dem letztgenannten Stadium, das den Zonen III—I in der Waldgeschichte entspricht, hatte die Ostsee regressiven Charakter. In diesem Stadium bildeten sich in Estland sechs Serien Küstenbildungen — Lim_{I-IV} .

*Institut für Geologie
der Akademie der Wissenschaften
der Estnischen SSR*