

Er. 5.12

ENSV TEADUSTE AKADEEMIA GEOLOOGIA INSTITUUDI UURIMUSED  
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ АКАДЕМИИ НАУК ЭСТОНСКОЙ ССР

VIII

# МОРСКИЕ БЕРЕГА

*Советская секция ИНКВА к VI конгрессу ИНКВА в Польше, 1961 г.*

ТАЛЛИН 1961 TALLINN



## ДРЕВНИЕ БЕРЕГОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ БАСЕЙНА БАЛТИЙСКОГО МОРЯ В ЭСТОНСКОЙ ССР

Х. Я. КЕССЕЛ

Формирование древних береговых образований разновозрастных водоемов бассейна Балтийского моря на территории Эстонии началось в позднеледниковое время валдайского оледенения и продолжалось в голоцене.

Геология местных и Балтийского приледниковых озер на территории Эстонии рассматривалась в работах Х. Хаузена (Hausen, 1913), А. Таммеканна (Tammekann, 1926), В. Рамзея (Ramsay, 1929), А. Партса (Parts, 1933), К. Пярна (1950\*, 1960) и Э. Льюкене (1959). В настоящей статье использованы в основном материалы работ двух последних авторов. На основе этих материалов дана характеристика уровней местных приледниковых плотинных озер. Есть основание предполагать, что применявшийся до настоящего времени спектр элейрогенического поднятия позднеледниковых береговых линий частью искажен, поскольку при составлении его была допущена ошибка в вычислении направления большей скорости поднятия земной коры. На основании этого корреляция отдельных уровней названных водоемов Пандивереской возвышенности с соответствующими уровнями Сакалаской возвышенности, проведенная Э. Льюкене (1959), не может быть использована. Вновь установленное направление большей скорости неотектонического поднятия для уровня G и для высшего уровня Балтийского приледникового плотинного озера —  $V_x$  отличается от прежнего на  $8-10^\circ$  ( $316-324^\circ$ ). Это выяснилось в результате сравнения между собой береговых образований Пандивереской и Сакалаской возвышенностей.

Наиболее широко распространены береговые образования местных приледниковых плотинных озер на северо-западных склонах Пандивереской и Сакалаской возвышенностей на следующих уровнях:  $G_4$  (=  $A_1$ , Пярна, 1960; =  $A_3$ , Льюкене, 1959),  $G_y$  (=  $A_4$ , Льюкене, 1959) (см. рис. 1 и 2, табл. 1). На Сакалаской возвышенности установлены и более высокие уровни местных приледниковых плотинных озер —  $G_2$  и  $G_3$  (=  $A_1$  и  $A_2$ , Льюкене, 1959) (рис. 2, п. 73, 78, 81, 93, 95). Последние, по всей вероятности, имели незначительную протяженность. На небольшом сравнительно протяжении в пределах Пандивереской возвышенности можно проследить еще одну более низкую береговую линию (уровень) местного приледникового плотинного озера —  $G_5$  (=  $A_2$ , Пярна, 1960).

\* К. Пярна, 1950. О геологии позднеледниковых береговых образований на территории между Вызу и Навести в Эстонской ССР. Рукопись в фонде ИГ АН ЭССР.



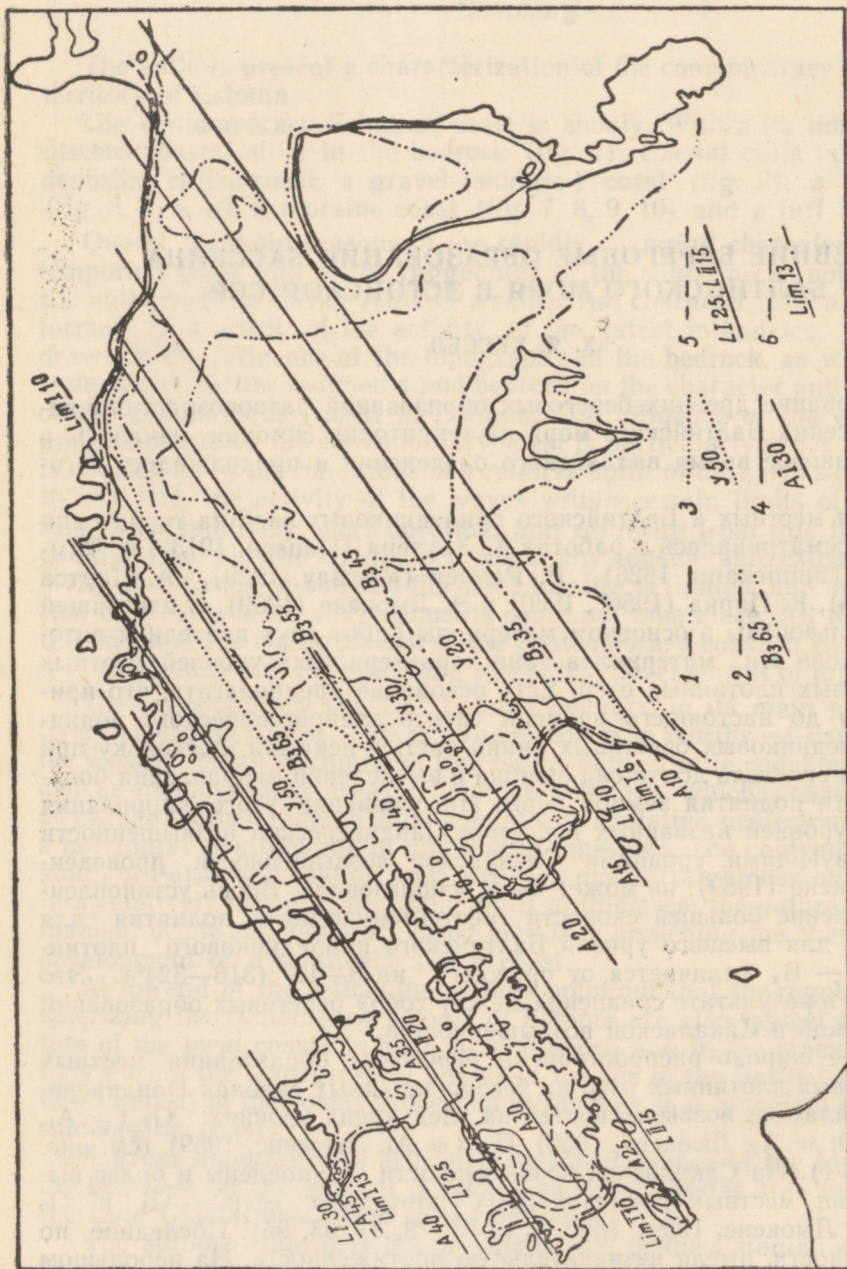


Рис. 1. Распространение разновозрастных водоемов Балтийского бассейна на территории Эстонии. (Изобазы даны в метрах.) 1 — граница наиболее высоких водоемов между возвышенной и низинной частями Эстонии (А. Таштекапп, 1932); 2 — высшая граница Балтийского приледникового озера и его изобазы, а также предполагаемое распространение озера Пейпси; 3 — высшая граница Иодльдиевого моря и его изобазы; 4 — высшая граница Анцилового крупного озера и его изобазы, а также предполагаемое распространение озер Выртсьярв и Пейпси; 5 — высшая метакхронная граница Литоринового моря и его изобазы; 6 — высшая граница Лимнического моря и его изобазы.



Стратиграфическая схема позднего и послеледникового времени на территории Эстонии

Время до нашей эры	Ярус	Горизонт	Фазы развития лесов	Стадии климата	Руководящие формы и качественные соотношения моллюсков б.м.	Стадии Балтийского моря	Укрупненные условия водоема	Археологическая периодизация					
0	Балтийский (Q <sub>II</sub> )	Верхне-балтийский (Q <sub>4</sub> <sup>3</sup> )	I <sup>a</sup> верхней сосны	Субатлантическая	Mysa cf. Cinnamom Steganius	F	Современная						
1000			I <sup>b</sup> верхней ели			E							
2000			II верхней альхи			D			Лимниевая	Железный в.			
3000		Средне-балтийский (Q <sub>4</sub> <sup>2</sup> )	III ели	Суббореальная	Radic ovata	C	Лимниевая	II	Полупресноводные	Бронзовый в. Каменный в.			
4000											Lim I		
5000			IV дуба и ели	Атлантическая	Littorina littorea	B	Литориновая	IV	Солоноводные	Неолит			
6000			V широколиственных лесов								III <sup>b</sup>		
7000		VI ольхи-вяза-орешника	II <sup>a</sup>								Мастоголиевая	I	
8000		Нижне-балтийский (Q <sub>4</sub> <sup>1</sup> )	VII сосны - березы-ольхи	Бореальная	Anacardium flavicollis	A	Анцоловая	A1-У	Пресноводные	Мезолит			
9000											VIII сосны		
10000	IX березы		Пребореальная	Пребореальная	Пребореальная	Пребореальная	УII	Полупресноводные					
11000	Волдавский (немецкий) Q <sub>II</sub> <sup>2</sup>	Позднеледниковое время	X верхняя ярисовая фаза	Суббореальная	Фауна моллюсков не известна	Пребореальная иольдиевая	Балтийское приледниковое озеро и его торские фазы	Полупресноводные и пресноводные					
12000			XI фаза аллеред II							УI			
13000			XII нижняя ярисовая фаза и фаза аллеред I							Суббореальная	Голцигляциальное иольдиевое море	Mестные приледниковые озера	B <sub>6</sub> , B <sub>5</sub> B <sub>3</sub> B <sub>2</sub> B <sub>1</sub> B <sub>4</sub> B <sub>7</sub>
14000													
15000													
	Ледниковое время					Ледник							

На проксимальном берегу местных приледниковых плотинных озер формировались платообразные флювиогляциальные дельты; так, на северо-западном склоне Пандивереской возвышенности несколько флювиогляциальных дельт обозначают уровень G<sub>4</sub> с абсолютной отметкой 86 м (рис. 2, п. 46, 49, 52, 57). Дистальный берег этих приледниковых озер уровня G<sub>3</sub> и G<sub>4</sub> маркируется разнообразными береговыми формами: абразионными уступами, редкими береговыми валами, скоплением эратических валунов, а также равнинами эоловых песков. Например, на уровнях G<sub>3</sub> и G<sub>4</sub> на Сакалаской возвышенности имеются уступы (рис. 2, п. 73, 78, 93) и равнины эоловых песков (рис. 2, п. 73, 80, 86, 93, 95).

На берегу больших местных приледниковых плотинных озер образовались крупнозернистые рыхлые отложения, а в более глубоких частях озерных впадин со стоячей водой отлагались ленточные глины.

В связи с отступанием материкового льда образовались местные приледниковые плотинные озера на еще более низких уровнях, из которых на исследуемой территории можно особо отметить уровень G<sub>6</sub> (рис. 2, п. 35, 40, 42). Дистальный берег этого водоема почти не сохра-



Рис. 2. Спектр эпигерогенического поднятия (реляционная диаграмма) береговых образований Балтийского моря в Эстонской ССР по данным П. Кентса, К. Пярна, Э. Льюкене, Х. Кессел.

Местонахождения древних береговых образований и их абсолютные отметки. 1 — Кыпу\*, береговой вал, 60,8 м; уступы, 54,8; 53,4; 44,8; 41,9; 36,4; 33; 29,8; 27,6; 24,4 м; скопление эратических валунов, 21,5 м; уступы, 18,8; 15,5; 12,8; 10,5; 8,5; 5 м. 2 — Хийссааре, бер. вал, 2 м. 3 — Суурупи, уст., 43 и 39,7\* м. 4 — древнее озеро Канепи около Ныва, коса, 5 м. 5 — Кейла-Йоа, бер. вал, 23—24 м. 6 — Мурасте, коса, 38—39 м. 7 — Раннамыйза\*, бер. вал, 37,20 м. 8 — Клоога, коса, 14—15 м. 8а — Вахекюла\*, у Вяэна, бер. вал, 21,67 и 18,77 м. 9 — Нийтвяля, коса, 22 м. 10 — Меривяля\*\*\*, коса, 37,4 м; 34,6 м; уст., 30,4 м. 11 — полуостров Виймси (Пярнамяги\*\*\*, коса, 42,5 м. 11а — то же (Лубьямяги\*), уст., 44,3 м. 12 — Сарве, бер. вал, 47 м. 13 — Кейла, уст., 47 м. 14 — Вяо\*\*\*, бер. вал, 38,10 м. 15 — Ласнамяги, уст., 47 м. 16 — Сьямяги, коса, 40 м. 17 — Нымме\*\*, флювиогл. дельта, 46 м. 18 — Каллавере, коса, 35 м. 19 — Кодара\*, уст., 39,50, 36,74 и 34,00 м. 20 — Кээдика, уст., 43,60 и 34,00 м. 21 — Иыэляхтме, коса, 33—34 м. 22 — Пийрсалу, бер. вал, 36,70 и 34,10 м. 23 — Паливере\*\*, флювиогл. дельта, 43 м. 24 — Везику\*, коса, 20 м и погребенная орг. прослойка 15,16 м. 25 и 26 — Тьдва\*\*, бер. обр. 50,5 м, уст., 50 м. 27 — Пээду\*\*, уст., 51 м. 28 — Сутлема\*\*, бер. обр., 63 и 68 м. 29 — Кахала, коса, 32 м. 30 — Куусалу\*\*, уст., 45 м. 31 — Кольга, бер. вал, 43 м. 32 — Кярла, коса, 17 м. 33 — Кальме\*\* (около верхового болота Вирусоо), коса, 55 м. 34 — Ангерья\*\*, бер. обр., 67,5 м. 35 — Кемба\*\*, флювиогл. дельта, 74 м. 36 — Вальгейыз\*\*, уст., 70 м. 37 — Л.-Путла, бер. вал, 28 м. 38 — Юдрезе, коса, 16,5 м. 39 — Пяри, бер. вал, 17—18 м. 40 — Виллавере, уст., 70,5—72,0 м. 41 — верховое болото около Хагери, 72—74 м (по данным П. В. Томсона, 1929). 42 — Каарепере\*\*, бер. обр., 69 м. 43 — Кельдрипыллу\*\*, уст., 73 м. 44 — Кеава\*\*, уст., 71—73 м. 45 — Лихула, бер. вал, 22,5 м. 46 — Лыунику\*\*, флювиогл. дельта, 86 м. 47 — Куузику\*\*, уст., 53,5—58 м. 48 — Кабала, уст., 47—48 м. 49 — Воозе-Каутла\*\*, флювиогл. дельта, 81—83 м. 50 — Пугумя\*\*, уст., 76 м. 51 — Райккюла-Пакка\*\*, бер. обр., 61,1; 56,1; 58,5 м. 52 — Палукюла-Кядва\*\*, флювиогл. дельта, 80 м. 53 — Каутла\*\*, бер. дюны, 72—72,5 м. 54 — Вигала, коса, 15 м. 55 — Авасте, бер. вал, 23,5 м. 56 — Ойдермаа, бер. вал, 20 м. 57 — Кагна\*\*, флювиогл. платообр. возв. Нийемяги, 78 м. 58 — Кунда, бер. обр., 56—58; 50—52; 45—46 м (К. Орвику, 1948). 59 — Кибура, бер. вал, 28 м. 60 — Варбла, бер. вал, 29,41 м. 61 — Вакалепа, коса, 20—21 м. 61а — Нихату\*\*, бер. пески, 66—67 м. 61б — Саунамяз\*\*, бер. пески, 63—64 м. 61с — Тюри\*\*, бер. пески, 56—59 м. 62 — Кольга, коса, 12—13 м. 62а — Колу\*\*, коса и уступ, 56—57 м. 63 — Вахтраселья, бер. вал, 28,59 м. 63а — Лаупа\*\*, песчаный вал, 54 м. 64 — Вайсте, коса, 4—5 м. 65 — Оара, погреб. орг. прослойка, 9—11 м. 66 — Педака, бер. вал, 22—23 м. 67 — Тоотси, коса, 12,98 м. 68 — Лйу, бер. вал, 0,5 м. 69 — Линди, бер. вал, 4—5 м. 70 — Ванауэ, бер. дюны, 38,5 м\*\*\*; уст. и бер. дюны, 37—38 м\*\*. 71 — Вабрику, бер. вал, 19 м. 72 — Пуустуски, бер. вал, 13—14 м. 73 — Тыхтяка\*\*\*\*, эоловая равнина, 55—60 м; уст., 51 м. 74 — Лээтси\*\*\*\*, уст., 42 м. 75 — Рэжа\*\*\*\*, бер. вал, 42,5 м; бер. дюна, 38—40 м. 76 — Паккасааре\*\*\*\*, уст., 46 м. 77 — Пыллендаа, бер. вал, 18 м. 78 — Таэвере\*\*\*\*, уст., 55 м. 79 — Лабида\*\*\*\*, бер. дюны, 36; 38,5 м. 80 — Яравере\*\*\*\*, эол. равнина, 47—51 м. 81 — Куре\*\*\*\*, уст., 45 м. 82 — Мурру\*\*\*\*, уст., 40,5 м. 83 — Виймессааре, бер. вал, 23 м. 84 — Уриссааре, бер. вал, 43 м; уст., 38,5 м. 85 — Вайристи\*\*\*\*, бер. дюны, 42,0 м. 86 — Метскюла\*\*\*\*, эол. равн., 45—49 м. 87 — Сарве, бер. вал, 26 м. 88 — Раннаметса, коса, 65 м. 89 — Таганымме\*\*\*\*, бер. дюны, 42,0 м. 90 — Тька\*\*\*\*, бер. дюны и уст., 38 м. 91 — Рийселья, бер. вал, 21 м. 92 — Выйду, бер. вал, 9 м. 93 — Юунси\*\*\*\*, уст., 52—53; 46—47 и 42,5 м. 94 — Мийлиаугу\*\*\*\*, бер. дюны, 32 м. 95 — Кыпу\*\*\*\*, уст., 61—62; 52 и 46 м. 96 — Кивноя, бер. вал, 26 м. 97 — Уриссааре, бер. вал, 30 м. 98 — Икля, бер. вал, 4,5 и 1 м.

Условные обозначения: 1 — древние береговые образования; 2 — эоловые равнины; 3 — береговые дюны; 4 — погребенные органогенные осадки; 5 — спорово-пыльцевой анализ; 6 — малакофауна Анцилового озера; 7 — малакофауна Литоринового моря; 8 — малакофауна Лимниowego моря; 9 — местонахождение моллюсков; 10 — *Mya arenaria*.

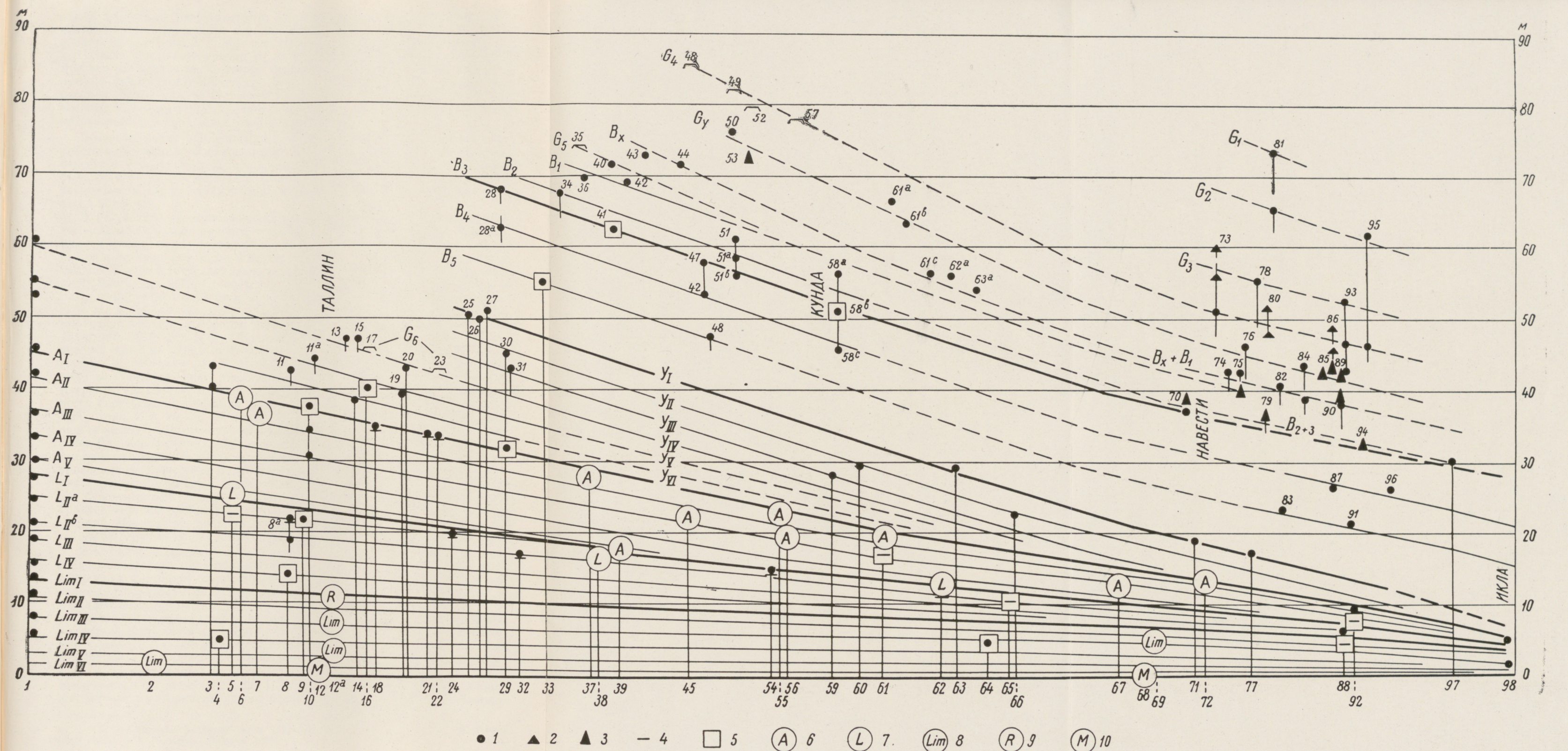
\* P. Kents, 1939.

\*\* К. Пярна, 1950.

\*\*\* S. Киппаруц, 1959.

\*\*\*\* Э. Льюкене, 1959.







нился, так как он разрушен его последующими трансгрессиями. На проксимальном берегу его в одном случае установлена флювиогляциальная дельта (рис. 2, п. 35), в единичных случаях — абразионный уступ. Ниже указанного уровня  $G_3$  на северо-западе и севере побережья Эстонии имеются еще некоторые флювиогляциальные дельты на абсолютных отметках 43—46 м (рис. 2, п. 17 и 23) и флювиогляциальные пески и гравий на о-ве Найссаар на абсолютных отметках 12—17 м, которые К. Пярна (1960) считает показателями еще более молодых низких уровней приледниковых озер в Эстонии.

Вышеназванные приледниковые озера существовали в условиях сурового арктического климата древнего дриаса (XII зона \*). Земля на их берегах в течение длительного времени в году промерзала, а местами была скована вечной мерзлотой. Долгий зимний период не предоставлял возможности для продолжительного действия волн в прибрежных участках водоемов.

В результате продолжавшегося отступления валдайского материкового ледника от льда наконец освободилась вся территория Эстонии. Последующая, более длительная остановка материкового льда отмечается в центральной части Финского залива во время распространения так называемого готигляциального Иольдиевого моря  $U_1$  (= 1, Таппер, 1950; Saugato, 1958). Соответствующими береговыми образованиями в Эстонии могут быть береговые образования уровня  $G_y$  как на Пандивереской, так и на Сакалаской возвышенности, являющиеся более древними, чем позднеледниковые береговые линии во время аллерёдского потепления (Saugato, 1958, стр. 388). Образования проксимального берега Иольдиевого моря на территории Эстонии отсутствуют, дистальный берег уровня  $G_y$  обозначается береговыми образованиями водоема, доходившего до Пандивереской возвышенности (рис. 2, п. 50, 53, 61a и 61b). К уровню  $G_y$  следует отнести встречающиеся на Сакалаской возвышенности береговые образования и дюны на береговой линии  $A_4$  (Льукене, 1959) (рис. 2, п. 76, 84, 85, 86, 89, 93). В начале кратковременного распространения готигляциального Иольдиевого моря уровень воды в бассейне Балтийского моря должен был повыситься. Готигляциальное море имело в то время в Эстонии трансгрессивный характер, так как до этого уровень воды в бассейне Балтийского моря, учитывая высотное положение флювиогляциальных дельт, значительно понизился. Распространение береговых дюн уровня  $G_y$  (рис. 2, п. 53, 85, 86, 89) указывает на кратковременное улучшение климата до субарктических климатических условий. По всей вероятности, времени распространения готигляциального Иольдиевого моря соответствует конец нижнего дриаса (XII зоны).

В конце позднеледникового времени валдайского оледенения в бассейне Балтийского моря образовалось так называемое Балтийское приледниковое плотинное озеро, северный берег которого представлен частью краевыми образованиями Сальпаусселькя в Южной Финляндии (рис. 1 и 2, табл. 1).

На последующее высотное положение береговых линий Балтийского приледникового плотинного озера явно оказало влияние неотектоническое поднятие Балтийского щита и связанное с ним образование изгибов-флексур; из них больший находится на территории Эстонии севернее Сакалаской возвышенности (Пярна, 1960), другой — в пределах северной части Латвийской ССР (Гринбергс, 1957). Направление изолиний Балтийского приледникового плотинного озера совпадает с направ-

\* В статье зоны развития лесов (растительного покрова) даны по Л. Посту (Post 1925) и Т. Нильсону (Nilsson, 1935).



лением изолиний голоценовых береговых линий или отличается от последнего только на несколько градусов.

Береговые образования Балтийского приледникового плотинного озера установлены на северном и западном склонах Пандивереской возвышенности в виде абразионных уступов и береговых валов. Соответствующую береговую линию на юго-западном склоне Сакалаской возвышенности обозначают эоловые формы рельефа.

Береговые образования Балтийского приледникового плотинного озера встречаются в Эстонии на пяти уровнях с различными абсолютными отметками, из которых один, наиболее древний и высокий —  $V_1$  (Пярна, 1960) находится на Пандивереской возвышенности на абсолютной отметке 70 м и на Сакалаской возвышенности на абсолютной отметке 40 м, более же молодой и низкий уровень —  $V_5$  прослеживается на этих возвышенностях соответственно на отметках 55 и 20 м (рис. 2). Морфологически наиболее отчетливо выраженный опорный уровень Балтийского приледникового плотинного озера —  $V_3$  находится на Пандивереской возвышенности (на изобазовой линии Кохила—Кехра) на абсолютной отметке 66,5 м, в то время как на Сакалаской возвышенности (на изобазовой линии Выхма близ реки Навести) он располагается на абсолютной отметке 38 м и представляет здесь собой комплексный уровень  $V_2 + V_3$ .

Балтийское приледниковое плотинное озеро ( $V_{1-5}$ ) существовало в течение XI—X зон; начало его распространения в Эстонии падает на XI зону (К. Орвику, 1956). Отложения Балтийского приледникового озера, которые залежали бы трансгрессивно на континентальных органических отложениях, в Эстонии неизвестны. Не найдена также в отложениях того времени малакофауна. П. В. Томсон (Thomson, 1929, 1935) пытался косвенным путем определить возраст стадии Балтийского приледникового плотинного озера. Он полагал, что береговой вал фазы  $V_3$  (=  $V_{III}$ , Ramsay, 1929) отчленил древнее Кундаское лагунное озеро от общего водоема того времени (рис. 2, п. 58<sub>b</sub>). Томсон считал, что верхние слои известковой глины, залегающие в разрезе отложений древней Кундаской лагуны под озерным мергелем, отложились во время максимума трансгрессии фазы  $V_3$ . Для этого времени характерно преобладание пыльцы недревесных пород над пыльцой древесных, однако в разрезе по направлению к низу это явление носит противоположный характер. На основании незначительного содержания пыльцы древесных пород П. В. Томсон пришел к выводу, что во время отложения верхней части известковой глины данная местность была покрыта растительностью, типичной для тундры (X зона по Посту, 1925, и верхняя часть X зоны по Томсону, 1935, стр. 85). На основании увеличения количества пыльцы древесных пород, в частности пыльцы ели, в нижней части известковой глины он пришел к заключению, что в соответствующее время древесные породы имели более широкое распространение и что эти слои образовались во время аллерёдского потепления (XI зона по Посту, 1925, и нижняя часть X зоны по Томсону, 1935, стр. 85). Соответственно приведенным соображениям, опорный уровень  $V_3$  относится к X зоне, так как он образовался позднее, чем слои, относящиеся к XI зоне (аллерёд II), когда на территории Эстонии распространялись березовые, сосновые и ольховые леса, а на востоке даже ель (Thomson, 1935, стр. 86, 90 и 92). К аналогичному заключению пришел П. В. Томсон (1929, 1935) и на основании спорово-пыльцевого анализа отложений болота Кыргсоо близ Хагерн. Этот болотный массив в начале своего развития представлял собою лагуну с уровнем  $V_3$  (рис. 2, п. 41). Более поздние наблюдения подтвердили правильность предположений П. В. Томсона в отношении воз-



раста Балтийского приледникового плотинного озера фазы  $V_3$  в пределах болотного массива Кыргсоо. В отложениях береговых образований не наблюдаются больше следы вечной мерзлоты и солифлюкции. К тому же времени земля на берегу Балтийского приледникового плотинного озера в течение длительного времени не промерзала, и имелись уже хорошие условия для образования береговых дюн; последние особенно многочисленны на юго-западном склоне Сакалаской возвышенности (рис. 2, п. 70, 79, 90, 94).

Характеризуя развитие бассейна Балтийского моря в стадии Балтийского приледникового плотинного озера, следует отметить следующее.

При отступании валдайского ледника до линии Сальпаусселькя ( $Ss_1$ , Saugamo, 1958) в Южной Финляндии дистальный берег Балтийского приледникового озера в Эстонии находился на склонах Пандивереской и Сакалаской возвышенностей (на береговой линии  $V_x$  на рис. 2, п. 43, 44, 61с, 62а, 63а, 74, 75, 82, 90). Из уровней позднеледниковых водоемов трансгрессивными на территории Эстонии являются более высокие береговые линии Балтийского приледникового плотинного озера —  $V_x$ ,  $V_1$ ,  $V_2$  и  $V_3$ . Об этом можно заключить на основании общего развития бассейна Балтийского моря, детально изученного в районе краевых образований Сальпаусселькя  $Ss_1$  и  $Ss_2$  (Saugamo, 1958, стр. 76). Во время фазы  $g$  развития Балтийского бассейна (Tanner, 1930), последовавшей за фазой  $V_x$ , уровень воды понизился, но скоро в Эстонии произошла новая трансгрессия —  $V_1$  (Пярна, 1960). Береговая линия этой трансгрессии прослеживается на Пандивереской возвышенности в виде ряда береговых форм (рис. 2, п. 36, 42, 75, 84, 90), причем на Сакалаской возвышенности она находится на абсолютных отметках, весьма близких к отметкам береговой линии  $V_x$ .

За береговой линией  $V_1$  следует береговая линия  $V_2$  (=  $V_{II}$  в Финляндии), которая даже на Пандивереской возвышенности располагается сравнительно близко к береговой линии  $V_3$  (рис. 2, п. 34, 51а, 70, 79).

После образования береговой линии  $V_{II}$  уровень воды в бассейне Балтийского моря в Финляндии снова понизился до уровня Иольдиевого моря —  $Y_1$  (Saugamo, 1958, стр. 76) и вслед за этим наступила новая трансгрессия —  $V_{III}$ , береговые образования которой рассматриваются как опорный уровень позднеледникового времени. Береговые образования  $V_{III}$  сформировались в пределах краевых образований Сальпаусселькя ( $Ss_1$ ) на абсолютных отметках, сравнительно близких к отметкам береговой линии  $V_{II}$ . Здесь близко к береговой линии  $V_{III}$  находится и береговая линия  $V_{IV}$ . Также и в спектрах эпейрогенических поднятий береговых линий Южной и Юго-Западной Финляндии наблюдаются аналогичные высотные соотношения между  $V_{II}$ ,  $V_{III}$  и  $V_{IV}$  (Saugamo, 1958, стр. 71, 122, 267).

В связи со слабой интенсивностью неотектонического поднятия в Эстонии в сравнении с интенсивностью поднятия в Финляндии эти береговые линии выражены в виде комплексных уровней  $V_2+V_3$ . На это указывают высотные соотношения береговых линий  $V_2$  и  $V_3$ , условия формирования и характер распространения их береговых образований (рис. 2,  $V_2$  и  $V_3$ ). Среди позднеледниковых береговых линий в Эстонии морфологически наиболее четко выделяется береговая линия  $V_3$ . Она целиком прослеживается на всем протяжении территории Эстонии (рис. 2, п. 28, 41, 51b, 58b, 70, 79, 94, 97). Формы рельефа, характер отложений и распространение береговых образований  $V_3$  ясно указывают на трансгрессивные условия этого водоема, но в отношении береговой линии  $V_2$  это еще не выяснено.



Ниже береговой линии  $V_3$  находятся еще две береговые линии —  $V_4$  и  $V_5$  (рис. 2,  $V_4$  — п. 28а, 58с, 87, 96;  $V_5$  — п. 33, 48, 83, 91).

Окончательно еще не выяснен характер образования уровней  $V_4$  и  $V_5$ , которые в соответствии с историей развития Балтийского приледникового плотинного озера в Финляндии должны быть более древними, чем уровень  $V_3$  в Эстонии. Однако такое возрастное соотношение еще точно не установлено, так как береговые образования уровней  $V_4$  и  $V_5$  в Эстонии для этого слишком хорошо сохранились.

Уровни  $V_x$  и  $V_2+V_3$  Балтийского приледникового плотинного озера в Эстонии можно сопоставить с синхронными позднеледниковыми уровнями ( $V_I, V_{II}+V_{III}+V_{IV}$ ) в Финляндии (табл. 2). На синхронность их указывает динамика развития водоемов соответствующего времени, а также приблизительные абсолютные отметки сравниваемых уровней на изобазовой линии Суурсаари—Таллин. Уровень  $V_x$  имеет на указанной изобазе абсолютную отметку в 95 м, сравнительно близкую к отметке уровня  $V_I$  в Финляндии, и уровень  $V_2+V_3$  (абс. отм. 76—79 м) находится ниже финского уровня  $V_{III}$  на 8 метров (сравнение проведено по Saugamo, 1958, стр. 122). В спектре эпейрогенического поднятия береговых линий, составленном М. Саурамо (Saugamo, 1958, стр. 347), на изобазовой линии Таллин уровень  $G_y$  имеет абсолютную отметку 113 метров (в Эстонии соответственный уровень — 101 м),  $V$  — 93 м (95 м) и  $V_{III}$  — 85 м (76—79 м).

При сравнении высот разновозрастных береговых линий Балтийского приледникового плотинного озера в Эстонии с одновозрастными уровнями в Латвии на изобазовой линии Икла (Айнажи)—Энгуре (Гринбергс, 1957) выявляются следующие синхронные уровни, которые по абсолютным отметкам отличаются не более чем на 2 метра:  $V_x+V_1=VgI_{II}$ ;  $V_2+V_3=VgI_{IIIa}$ ;  $V_4=VgI_{IIIb}$ ;  $V_5=VgI_{IIIc}$  (табл. 2). Сравнение позднеледниковых береговых линий Ленинградской области (Марков, 1935), Литвы (Гуделис, 1957) и Эстонии на основе палинологического материала показывает, что  $V_1=G_{III}=VG_I$  и  $V_3=G_{IV}=VG_{II}$  (табл. 2).

Следующие по времени голоценовые древние береговые образования Балтийского моря уже связаны с распространением пребореального Иольдиевого моря (см. работы Laasi, 1936, 1940; Пярна, 1950\*; К. Orviku, 1960; Kessel, 1961). Начало распространения пребореального Иольдиевого моря —  $Y$  совпадает в Эстонии с нижней границей голоцена, и этой стадии соответствует в целом IX зона (табл. 1). В отложениях береговых образований Иольдиевого моря в Эстонии остатки раковин моллюсков бассейна Балтийского моря не встречаются, но в одной лагуне фазы  $Y_v$  (рис. 2, п. 16) обнаружен комплекс диатомовых водорослей, приспособившихся к полупресной и прохладной воде.

Береговые образования Иольдиевого моря прослежены на побережье Северо-Западной Эстонии на максимальной высоте 50 м (рис. 2, п. 25, 26, 27) и на побережье Пярнуского залива на минимальной высоте 17 м (рис. 2, п. 77).

В течение этой стадии происходила постепенная регрессия уровня бассейна Балтийского моря, и на кратковременных остановках этого уровня формировались береговые образования фазы  $Y_{I-V(VI)}$ . Из них наиболее древний и высокий уровень —  $Y_I$  прослежен на протяжении всего побережья территории Эстонии (рис. 1 и 2, п. 25, 26, 27, 63, 71, 77), но более поздние и низкие на юго-западном побережье Эстонии разрушены во время трансгрессии Анцилового озера. Последние встречаются,

\* К. Пярна, 1950. О геологии позднеледниковых береговых образований на территории между Вызу и Навести в Эстонской ССР. Рукопись в фонде ИГ АН ЭССР.



Таблица 2

## Сопоставление основных стадий водоемов Балтийского бассейна в Эстонии и в соседних районах

Финляндия (Саурамо, 1937, 1958; Хююппя, 1937)	Ленинградская область (Марков, 1931, 1934, 1935)	Эстония (Льокене, 1959, Пярна, 1960, Кессел, 1960)	Латвия (Гринберс, 1957)	Литва (Иуделис, 1957, Кабайленс, 1960)
I	$G_I, G_{II}$	$G_1 - G_4$ $G_y$	$Bg/I$	
$B_I (S_{S_1})$	$G_{III}$	$B_x, B_1$	$Bg/II$	$BG_I$
$B_{III} + B_{IV} (S_{S_2})$	$G_{IV}$	$B_2 + B_3$	$Bg/III^a$	$BG_{II}$
$B_{IV}, B_V$		$B_4, B_5$	$Bg/III^b$ $Bg/III^c$	
$A_I$		$A_I$		
$L_I$		$L_I$		
$L_{II}$		$L_{II}$	$Lit_a$	$L_{III}$
$PL_I$		$Lim_I$	$Lit_b$	

например, в окрестностях Таллина на разновозрастных уровнях с абсолютными отметками 40—47 м (рис. 2, п. 13, 15, 16 и др.).

Регрессия бассейна Балтийского моря, начавшаяся в конце позднеледникового времени, продолжалась в Эстонии до начала бореального периода, достигнув максимума в конце пребореального времени. Эта регрессия доходила до более низких уровней, как, например, уровень  $Y_{VI}$ , на что указывают прослойки погребенных органогенных отложений пребореального (зона IX) и бореального (зона VIII) возраста на побережье Пярнуского залива (рис. 2, п. 65). Уровень воды в бассейне Балтийского моря достиг в то время абсолютных отметок, характерных для Литоринового моря второй половины периода его распространения.

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

Судя по результатам спорово-пыльцевых анализов отложений древних лагун, бореальное Эхенейское море не имело в Эстонии распространения на таких абсолютных отметках, какие, согласно спектру эпейрогенического поднятия береговых линий в Финляндии, должны были соответствовать уровню этого моря. На основании спорово-пыльцевого анализа стадию Эхенейского моря в Эстонии нельзя выделить в пребореальное время. В отложениях древних береговых образований в Северо-Западной Эстонии, располагающихся на 4—5 метров выше уровня  $A_{1..}$



хотя они и оказались пребореальными, полностью отсутствовали характерные для Эхенейсового моря диатомеи (рис. 2, п. 16). Уровень, который по абсолютным отметкам (37,4 м) отвечает бореальному уровню (VIII зона) Эхенейсового моря в Финляндии, в Эстонии относится, по данным спорово-пыльцевого анализа отложений Меривяля, уже к VII зоне (рис. 2, п. 10). Так как уровень  $Y_{VI}$  в Эстонии палинологически не изучен, то мы можем лишь условно отнести его ко времени существования Эхенейсового моря. Но на основании характера соответствующих береговых форм нельзя считать достоверным их формирование во время пребореальной или первой бореальной трансгрессии. В общем, наш палинологический материал не подтверждает существования двух бореальных трансгрессий, а также пребореальной трансгрессии, как это установлено в Финляндии (Sauramo, 1958).

Ф. Б. Шмидт (Schmidt, 1869) первым обнаружил в Северной Эстонии отложения, содержащие фауну моллюсков Анцилового озера, но лишь только после проведенных им на о-ве Сааремаа детальных исследований он в 1894 г. окончательно выделил береговые образования обширного пресноводного водоема бассейна Балтийского моря в Эстонии (Шмидт, 1894). Геологию Анцилового озера в Эстонии изучал ряд исследователей (Hausen, 1913; Ramsay, 1929; Orviku, 1935; Kents, 1939\*; Кессл, 1960).

Стадия Анцилового озера в Эстонии соответствует VIII и VII зонам развития лесов по Посту и совпадает со второй половиной нижнебалтийского века (см. табл. 1). В отложениях соответствующих береговых образований во многих местах найдены в большом количестве остатки раковин пресноводных моллюсков, обитавших в бассейне Балтийского моря (рис. 2А). В одном случае установлены пресноводные диатомовые водоросли, относящиеся к тому же времени (Thomson, 1935).

Береговые образования Анцилового озера максимального уровня прослеживаются на протяжении всего эстонского побережья на абсолютных отметках 5—45 м (см. рис. 1). Береговые формы этой стадии образовались на пяти уровнях с различными абсолютными отметками— $A_1$ — $A_V$ , (рис. 3 и 2, п. 3, 6, 7, 10, 39, 45, 67 и др.), из которых более низкие в северо-восточной и юго-западной частях территории постепенно уничтожались трансгрессией Литоринового моря.

Аккумулятивно-абразионные террасы Анцилового озера и других голоценовых водоемов освобождались из-под вод бассейна Балтийского моря постепенно; эти террасы — более широкие на северо-западе Эстонии и более узкие на остальной территории, в зависимости от различной интенсивности неотектонического поднятия земной коры. Перемещения уровней водоемов Анцилового озера и Литоринового моря были обусловлены, во-первых, неотектоническими движениями Балтийского шита, во-вторых, изменениями уровня самого бассейна, которые были связаны или с эвстатическими колебаниями уровня Атлантического океана, или зависели от общих климатических факторов.

Палинологическое изучение лагунных отложений показывает, что пребореальная регрессия бассейна в начале бореальной стадии, как об этом говорят погребенные органогенные отложения (рис. 2, п. 18, 21, 22, 61, 72, 92), сменилась бореальной трансгрессией, верхний предел времени которой приходится на максимум пыльцы сосны, перед концом VIII зоны. На протяжении всего побережья территории Эстонии во время анциловой трансгрессии формировались крупные береговые обра-

\* P. Kents. 1939. Postglatsiaalsed Läänemere randjoone võnkumised Eestis illustreeritud Kõpu poolsaarel. Рукопись в фонде ИГ АН ЭССР.



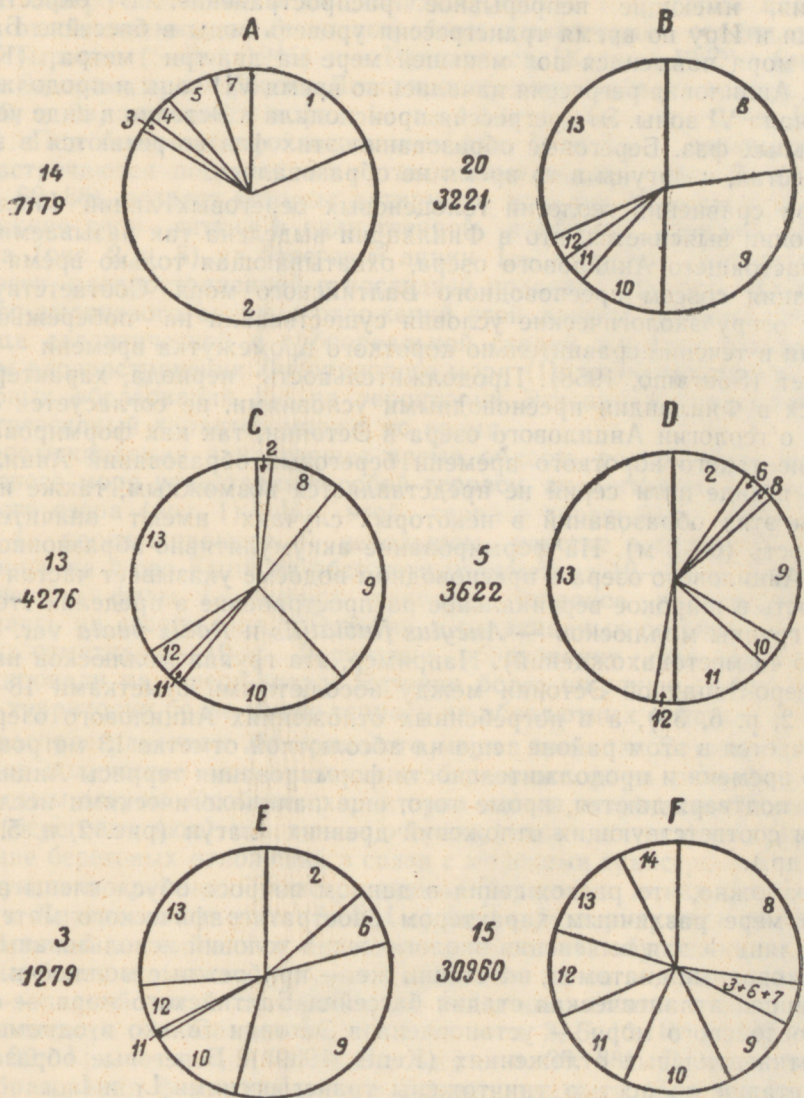


Рис. 3. Средние количественные соотношения малакофауны в отложениях древних береговых валов на побережье Северо-Западной Эстонии. А — Анцильское озеро, фазы I—V; В — Литориновое море, фазы I—IV; С — Лимниевое море, фазы I—II; D — то же, фаза III; E — то же, фаза V; F — современный морской берег. Раковины пресноводных моллюсков: 1 — *Ancylus fluviatilis*; 2 — *Radix ovata*; 3 — *Bithynia tentaculata* и *B. leachi*; 4 — *Pisidium amnicum*; 5 — *Anisus contortus*; 6 — *Limnaea stagnalis*; 7 — раковины других пресноводных моллюсков. Раковины солоноводных моллюсков: 8 — *Littorina littorea* и *L. saxatilis*; 9 — *Cardium edule*; 10 — *Macoma baltica*; 11 — *Mytilus edulis*; 12 — *Theodoxus fluviatilis*; 13 — *Hydrobidae*; 14 — *Mya arenaria*.

Номера с левой стороны циклограммы означают число местонахождений и количество собранных из них экземпляров моллюсков.



зования, имеющие непрерывное распространение. В окрестностях Крооди и Иру во время трансгрессии уровень воды в бассейне Балтийского моря повысился по меньшей мере на два-три метра (Кессел, 1960). 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.

При сравнении геологии голоценовых береговых линий Финляндии и Эстонии выясняется, что в Финляндии выделена так называемая стадия настоящего Анцилового озера, охватывающая только время существования совсем пресноводного Балтийского моря. Соответствующие этому озеру экологические условия существовали на побережье Финляндии в течение сравнительно короткого промежутка времени — 300—500 лет (Sauramo, 1958). Продолжительность периода, характеризующегося в Финляндии пресноводными условиями, не согласуется с данными о геологии Анцилового озера в Эстонии, так как формирование в течение такого короткого времени береговых образований Анцилового озера в виде пяти серий не представляется возможным, также и отложения этих образований в некоторых случаях имеют значительную мощность (6—8 м). На формирование аккумулятивно-абразионной террасы Анцилового озера в пресноводном водоеме указывает частая встречаемость и широкое вертикальное распространение в пределах этой террасы группы моллюсков — *Ancylus fluviatilis* и *Radix ovata* var. *baltica* (всего 45 местонахождений). Например, эта группа моллюсков найдена в Северо-Западной Эстонии между абсолютными отметками 18—39 м (рис 2, п. 6, 39), а в погребенных отложениях Анцилового озера она встречается в этом районе еще на абсолютной отметке 13 метров. Данные о времени и продолжительности формирования террасы Анцилового озера подтверждаются, кроме того, еще палинологическими исследованиями соответствующих отложений древних лагун (рис. 2, п. 5, 9, 10, 29 и др.).

Возможно, что расхождения в данном вопросе обусловлены в некоторой мере различным характером биостратиграфического материала: в Финляндии для выяснения экологических условий использованы более глубоководные диатомеи, в Эстонии же — прибрежные моллюски.

Первая атлантическая стадия бассейна Балтийского моря — стадия Мастоглойевого моря — установлена в Эстонии только в одном случае в континентальных отложениях (Kents, 1939\*). Береговые образования этой стадии полностью уничтожены трансгрессиями L<sub>I</sub> и L<sub>IIa</sub>.

Вслед за этим в начале среднебалтийского века в границах 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 (рис. 3В). Полупресноводный характер имели также редко встречающиеся диатомовые водоросли (Thomson, 1935).

В первой половине своего распространения Литориновое море на территории Эстонии дважды имело трансгрессивный характер — в фазах L<sub>I</sub> и L<sub>IIa</sub>, но позднее оно постепенно отступило. Атлантическая регрессия прослеживается в виде прерывистой цепи береговых образований в течение двух фаз L<sub>III</sub> и L<sub>IVa</sub>. В первой половине этой же стадии встречается еще береговая линия L<sub>II</sub>, которая в северо-западной части Эстонии оформилась в виде отдельных береговых образова-

\* P. Kents, 1939. Postglatsiaalsed Läänemere randjoone võnkumised Eestis illustreeritud Kõpu poolsaarel. Рукопись в фондах ИГ АН ЭССР.



ний. В северо-восточной и юго-западной частях территории под морскими отложениями этой фазы погребены органогенные осадки, например в Тырвала (Salmi, 1945) и в Раннаметса (Кессел, 1960) (рис. 2, п. 88). Во время трансгрессии Литоринового моря уровень воды в Вязна (рис. 2, п. 8а) повысился в фазе  $L_I$  на 4,3 м и в  $L_{II}$  — на 2,9 м (Kents, 1939\*). Под береговыми отложениями фаз  $L_I$  и  $L_{II}$  во многих местах встречаются погребенные органогенные осадки (рис. 2, п. 5, 24, 32, 54, 62, 88), возраст которых датируется началом VI зоны и V зоной.

Нижние слои гиттии в единственной известной древней лагуне Клоога (рис. 2, п. 8) на береговой линии  $L_{IV}$  содержат пыльцу растительности, распространенной в последней половине IV зоны. На основе спорово-пыльцевого анализа отложений этой лагуны установлено, что граница атлантической и суббореальной стадий климата совпадает с концом распространения Литоринового моря (IV фаза). Формы рельефа береговых образований  $L_{IV}$  на территории Эстонии не указывают на трансгрессивный характер моря в то время.

Прослеживаемая в настоящее время область распространения Литоринового моря представляет собой террасу, аналогичную террасе Анцилового озера (рис. 1). На этой террасе береговые образования фазы  $L_I$  прослеживаются на небольшом участке в Северо-Западной Эстонии 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. Береговые образования фаз  $L_{III}$  и  $L_{IV}$  сформировали на северо-западе Эстонии более широкую, а на остальной ее территории более узкую террасу на абсолютных отметках 5—17 м.

С распространением Литоринового моря в пределах Эстонии связано большее количество аккумулятивных береговых форм рельефа, чем с Анциловым озером. Особенно характерна частая встречаемость эоловых форм (береговых дюн), что, в свою очередь, указывает на интенсивное накопление береговых отложений в связи с морскими трансгрессиями соответствующего времени. Трансгрессивные береговые линии Анцилового озера и Литоринового моря ( $A_1, L_I, L_{IIa}, L_{IIb}$ ) характеризуются значительной абразией и скоплением береговых отложений, обусловивших образование большого числа уступов, береговых валов и кос, особенно в северо-западной части Эстонии и на западном склоне Центральной возвышенности о-ва Сааремаа (рис. 2,  $A_1$  — п. 3, 6, 10, 18, 21, 22, 29, 55, 61, 72, 92;  $L_{IIa}$  — п. 5, 9, 24, 54, 62,  $L_{IIb}$  — п. 38, 88). Древние береговые образования формировались в Эстонии главным образом на отмелях берегах. Аккумулятивные береговые отложения, образовавшиеся в значительных количествах во время трансгрессии бассейна Балтийского моря, переотложены из местных более древних отложений. Во время регрессии этого водоема на характер береговой линии особенно большое влияние оказал древний равнинный рельеф.

В общем, как Анцилово озеро, так и Литориновое море имели умеренно расчлененный низменный бухтовый берег. В некоторых местах в пределах древних отмелей берегов Эстонии, например в пределах крайних образований материкового льда, пластовых возвышенностей и вдоль Северо-Эстонского глинта, образовались обрывистые берега. Местами встречался приглубый берег, например вдоль Северо-Эстонского глинта к востоку от Азери, на п-ове Кыпу, на западном склоне Центральной возвышенности о-ва Сааремаа.

\* P. Kents. 1939. Postglatsiaalsed Läänemere randjoone võnkumised Eestis illustreeritud Kõpu poolsaarel. Рукопись в фондах ИГ АН ЭССР.



Отложения трансгрессивного берега Анцилового озера и Литоринового моря представлены прибрежным, довольно крупнозернистым материалом — гравием, песками, щебнем и галькой. Глубоководные отложения (алевроиты и глины) тех же водоемов встречаются редко, так как они на поднимающемся берегу в условиях регрессии водоема частично переотложены. Регрессивные береговые отложения этих водоемов менее мощные. Вообще, на территории Эстонии чередование фаций древних береговых отложений довольно значительное, что обусловлено сравнительно быстрой изменчивостью характера исходного материала береговых отложений.

Береговые линии Литоринового моря хорошо коррелируются с одно-возрастными береговыми линиями как Южной Финляндии, так и Прибалтики (см. табл. 2).

С конца среднебалтийского века бассейн Балтийского моря стал постепенно опресняться. Соответственно этому в развитии Балтийского бассейна выделена более молодая стадия Лимнивого моря (Lim).

Фауна моллюсков Лимнивого моря в Эстонии впервые отмечена в работе Э. Эйхвальда в 1852 г. (Hauseu, 1913a). Детальное расчленение упомянутой стадии проведено Р. Кентсом (1939\*), а позднее автором (Кессл, 1958, 1960).

Во время лимниевой стадии бассейн Балтийского моря имел регрессивный характер. Эта регрессия происходила в виде шести отдельных фаз —  $Lim_{I-VI}$  (см. табл. 1). Соответствующие береговые образования прослеживаются довольно хорошо на протяжении всего эстонского побережья, но более полно в Северо-Западной Эстонии и на северных ее полуостровах. Сравнительно небольшое распространение береговых образований Лимнивого моря обусловлено, в общем, более древним равнинным рельефом эстонского побережья и слабым воздействием волнового процесса во время регрессии. Прослеживанию береговых образований благоприятствует молодость их, что проявляется в известных индивидуальных чертах, особенно на береговых валах.

Сравнительно узкая терраса на побережье Лимнивого моря примыкает к современному морю и достигает на п-ове Кыпу абсолютной отметки 13 м (рис. 1 и 2).

Характер побережья Лимнивого моря, отложения и условия их образования в основном те же, что и в предыдущей стадии.

Время распространения Лимнивого моря на территории Эстонии совпадает с зонами от III до I (см. табл. 1). Проведенное нами палинологическое исследование показало, что на основании отложений древней лагуны Вайсте (рис. 2, п. 64) фаза  $Lim_{III}$  соответствует II зоне развития лесов, а фаза  $Lim_{IV}$ , судя по отложениям древней лагуны Ныва, — самому позднему отрезку субатлантического времени (Ia).

На опреснение воды бассейна Лимнивого моря указывают остатки раковин пресноводных моллюсков в отложениях древних и современных береговых образований (рис. 3 С—F; рис. 2, п. 2, 12, 12a, 68, 69).

Наиболее древняя и высокая береговая линия Лимнивого моря на территории Эстонии синхронна береговой линии  $PL_1$  в Финляндии (Нууррâ, 1937) и береговой линии  $Lit^b$  в Латвии (Гринбергс, 1957) (см. табл. 2).

Приведенная характеристика древних береговых образований Эстонии не является полной. Наши исследования еще не решили ряда вопросов, в частности связанных с особенностями динамики позднеледнико-

\* P. Kents. 1939. Postglatsiaalsed Läänemere randjoone võnkumised Eestis illustreeritud Kõpu poolsaarel. Рукопись в фондах ИГ АН ЭССР.



вых водоемов G. Возможно, что мы находимся в начале окончательной переоценки корреляции позднеледниковых уровней G и B на основании палинологических данных. Следует обратить особое внимание на разрез аллерёда в Кунда, где необходимо собрать дополнительные материалы о перемещениях береговых линий B. Дальнейшие, более детальные исследования древних береговых образований в Эстонии, несомненно, позволят установить более четкую связь между финскими и эстонскими позднеледниковыми береговыми линиями, а главное, дадут вообще более ясную картину истории бассейна Балтийского моря.

Институт геологии  
Академии наук Эстонской ССР

#### ЛИТЕРАТУРА

- А л о э А. О. и др. 1958. Обзор стратиграфии палеозойских и четвертичных отложений Эстонской ССР. Под общей редакцией К. К. Орвику. Изд. АН Эстонской ССР. Таллин.
- Г р и н б е р г Э. Ф. 1957. Позднеледниковая и послеледниковая история побережья Латвийской ССР. Изд-во АН Латвийской ССР. Рига.
- Г у д е л и с В. К. 1955. Основные этапы геологического развития Литовского побережья Балтийского моря в поздне-ледниковое время (в голоцене). Тр. Вильнюсского государственного университета им. В. Капсукаса.
- Г у д е л и с В. К. 1957. Основные черты стратиграфии и палеогеографии голоцена Литвы. Научные сообщения Ин-та геол. и геогр. АН Литовской ССР, IV.
- К а б а й л е н е М. 1960. Основные черты стратиграфии и палеогеографии юго-восточного побережья Балтики и их сопоставление с соседними районами. Автореферат диссертации. Вильнюс.
- К е с с е л Х. 1958. Новые данные о фауне субфоссильных и современных моллюсков Балтийского моря в Эстонской ССР. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, III.
- К е с с е л Х. 1960. О геологии голоценовых береговых образований Балтийского моря на территории Эстонской ССР. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, V.
- Л ь о к е н е Э. 1959. Геоморфология северной части Сакаласской возвышенности. Уч. записки ТГУ; вып. 75. Труды по геол. ЭССР, I.
- М а р к о в К. К. 1931. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области. Тр. Геологоразведочного управления ВСНХ СССР, вып. 117.
- М а р к о в К. К. 1934. О признаках трансгрессии и регрессии. Тр. I Всес. геогр. съезда, 1934, вып. 3.
- М а р к о в К. К. 1955. Очерки по географии четвертичного периода. Географгиз. М.
- О р в и к у К. К. 1956. Стратиграфическая схема антропогенных (четвертичных) отложений территории Эстонской ССР. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, I.
- П я р н а К. К. 1960. Геология Балтийского приледникового озера и больших местных приледниковых озер на территории Эстонии. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, V.
- Ш м и д т Ф. Б. 1894. О результатах геологических экскурсий летом 1893 г. в Эстляндской губернии и на острове Эзеле. Изв. Геол. ком., т. XIII, № 1.
- H a u s e n, H. 1913a. Materialien zur Kenntnis der Pleistozänen Bildungen in den russischen Ostseeländern. Fennia, 34, Nr. 2.
- H a u s e n, H. 1913b. Über die Entwicklung der Oberflächenformen in den russischen Ostseeländern und angrenzenden Gouvernements in der Quartärzeit. Fennia, 34, Nr. 3.
- H y y p p ä, E. 1937. Post-glacial changes of shore-line in South Finland. Bull. Comm. Geol. Finlande, 120.
- L a a s i, A. 1936. Läänemaa geoloogia. Tartu Ülikooli Geoloogia Instituudi Toimetused, nr. 51.
- L a a s i, A. 1940. Hilisjääaja jääpaisjärvede ja Joldia mere tasemed Põhja-Eestis. Ettekannete kokkuvõtteid. (4. Eesti loodusteadlaste päev 18. ja 19. märtsil 1940 Tartus).
- М а р к о в, К. и P o r e t z k y, W. [Марков, К. и Порецкий В.]. 1935a. Pollen und diatomenanalytische Untersuchungen über die Geschichte des Finnischen Meerbusens, Ladoga und Onega Sees. Beihefte zum Bot. Centralbl. Bd. LVII, Abt. B. Dresden.
- М а р к о в, К. [Марков, К.] 1935b. Die spät- und postglaziale Geschichte des nordwestlichen Teiles des Leningrades Gebietes. Z. f. Gletscherkunde, Bd. XXII.
- M u n t h e, H., H e d e, J. E., P o s t, V. L. 1925. Gotlands geologi. Sveriges Geol. Unders. Ser. C, Nr. 331.



- Nilsson, T. 1935. Die pollenanalytische Zonengliederung der spät- und postglazialen Bildungen Schones. Geol. Fören. Förhandl., Bd. 57.
- Orviku, K. 1935. Quartärgeologische Karte der Halbinsel Sörve (Saaremaa, Estland). Tartu Ülikooli Geoloogia Instituudi Toimetised, nr. 46.
- Orviku, K. 1960. Eesti geoloogilisest arengust antropogeenis II. «Eesti Loodus», III, nr. 3.
- Parts, A. 1933. Sakala kõrgustiku loodenõlva vanad rannamoodustised ja nende maastikuline tähendus. Loodusuurijate Seltsi aruanded, kd. 39.
- Ramsay, W. 1929. Niveaueverschiebungen, eisgestaute Seen und Rezession des Inland-eises in Estland. Fennia, 52, Nr. 2.
- Salmi, M. 1945. Ein von der Litorina-Transgression überspültes Torflager in NE-Estland zwischen Narwa und Narwa-Jõesuu. Acta Geographica, 9, Nr. 4.
- Sauramo, M. 1958. Die Geschichte der Ostsee. Soumalaisen Tiedeakatemia Toimituskas Annales Academiae Scientiarum Fennicae. Sarja A. III. Geologica-Geographica. 51.
- Schmidt, F. 1869. Notiz über neue Untersuchungen im Gebiete der Glacial- und Postglacialformation in Estland und Schweden. In Abhandl.; Helmersen, G. Studier über die Wanderblöcke und Diluvialgebilde Russlands. Mem. Acad. Sci., St.-Petersb., ser. VII. t. XIV, № 7.
- Tammekann, A. 1926. Die Oberflächengestaltung des nordostestländischen Küstentafellandes. Acta Univ. Tartu., A, 9, Nr. 7.
- Tammekann, A. 1932. Eesti maastikutüübid. Loodusuurijate Seltsi aruanded, nr. 39.
- Tanner, V. 1930. Studier över kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. Bull. Comm. Geol. Finlande, 88.
- Thomson, P. W. 1929. Die regionale Entwicklungsgeschichte der Wälder Estlands. Acta Univ. Tartu., A, 17.
- Thomson, P. W. 1935. Vorläufige Mitteilung über die spätglaziale Waldgeschichte Estlands. Geol. Fören. Förhandl., Bd. 51, H. 1.

## BALTI MERE VANAD RANNIKUMOODUSTISED EESTI NSV-s

H. KESSEL

*Resümee*

Balti mere piires Eesti NSV alal on vanade veekogude rannikumoodustisi ja setteid kujunenud alates valdai jäätumise hilisjäajast tänapäevani. Need rannikumoodustised esinevad 34 erivanusel tasemel, mis on tõusnud üle tänapäevase merepinna Balti kilbi neotektoonilise kerkimise tagajärjel. Meie vanad rannikumoodustised asetsevad kaldu vastavalt neotektoonilise kerkimise intensiivsuse langusele kagu suunas. Balti jääpaisjärve tasemetel on kaks selget painet põhja pool Sakala kõrgustikku ja Läti NSV piiril.

Käesoleva artikli koostamisel olid aluseks K. Pärna (Пярна, 1960) ja E. Lõokese (Льокене, 1959) tööd meie kohalike suurte jääpaisjärvede ja Balti jääpaisjärve geoloogiast. Holotseensete rannikumoodustiste käsitlemisel on kasutatud autori uurimusi, mis on trükitud aastail 1958, 1960 ja 1961. Kohalike ja Balti jääpaisjärvede tasemetele on antud uus iseloomustus, arvestades endisest erinevat kiireima kerkimise suunda ( $316^{\circ}$ — $324^{\circ}$ ).

Eesti NSV kohalikest jääpaisjärvedest (G-tasemetest) on kõige laialdasema levikuga Pandivere ja Sakala kõrgustiku loodenõlval kohalik jääpaisjärv — G<sub>4</sub>, kuna ülejäänud kohalike jääpaisjärvede (G<sub>1</sub>—<sub>6</sub>) levik oli arvatavasti võrdlemisi piiratud. Vana veekogu taset G<sub>y</sub> on käsitletud gotiglatsiaalse Joldiamerena (Sauramo, 1958; =I-tase Tanner, 1930), mis levis meil laialdasel alal.

Kohalike jääpaisjärvede proksimaalsel rannikul kujunesid fluvioglat-siaalsed deltagad, distaalsel rannikul — abrasiooniastangud, harva rannavallid, kivikülvid, isegi eoolilised tasandikud. Nende veekogude rannikuvetes settisid jämedateralised setted, sügavamates nõgudes — viirsavi.



Balti jääpaisjärve rannikumoodustised tasemetel  $B_1-5$  esinevad peamiselt abrasiooniastangute ja rannavallidena, harva ka rannikuluidetena. Vastavad setted koosnevad jämedateralistest materjalidest (veerised, kruus ja liiv).

Hilisglatsiaalsete veekogude tasemetest oli suurem osa transgressiivse iseloomuga, kuid meie alal avalduvad veekogu pealetungi tunnused kõige selgemini tasemetel  $G_7$  ja  $B_3$ .

Kohalike jääpaisjärvede erivanused tasemed esinesid vanema drüüase (XII faasi) arktilises kliimas; Balti jääpaisjärve tasemed  $B_{x-2}$  kujunesid hilisglatsiaalsel soojaperioodil (XI faasil) ja tasemed  $B_{3-5}$  nooremas drüüases (X faasil).

Preboreaalse Joldiamere rannikumoodustised tekkisid meil holotseeni alguses IX faasi kestel. Nendes rannikumoodustistes ei esine Balti mere limuste kodade jäänuseid, kuid  $Y_V$  faasi laguunisetetes on kindlaks tehtud riimjale ja jahedale veele kohanenud ränivetikate esinemine. Joldiamere rannikumoodustisi leidub kuuel tasemel  $Y_{I-VI}$ , kusjuures kõrgeim tase  $Y_I$  on jälgitav kogu meie rannikupiirkonna ulatuses absoluutsel kõrgusel 10—50 m.

Palinoloogiline uurimine ei võimalda meie vanade laguunide Ehheneis- mere rannikumoodustiste eraldamist.

Antsülus-suurjärve staadium vastab meil VIII-le ja VII-le metsade faasile. Vastavate rannikumoodustiste setetes esineb paljudes kohtades ja suurel hulgal Balti mere mageveelimuste kodade jäänuseid. Ühel juhul (Thomson, 1935) on leitud ka tolleaegseid mageveelisi ränivetikaid. Antsülus-suurjärve maksimaalse kõrgusega rannikumoodustised levivad absoluutsel kõrgusel 5—45 m kogu meie rannikupiirkonna ulatuses. Selle staadiumi rannikumoodustisi kujunes veel erineva kõrgusega tasemetel  $A_{I-V}$ , milledest hilisemad on meie ala kirde- ja edelaosas  $L_I$  ja  $L_{II}$  transgressioonil järkjärgult hävinenud.

Meie vanade laguunide palinoloogiline uurimine näitas, et Balti mere preboreaalne regressioon jätkus boreaalse staadiumi alguses, olles jälgitav meil mattunud orgaaniliste setete näol. Nimetatud regressioon läks üle boreaalseks transgressiooniks, mille maksimum oli VIII faasi lõpu eel. Uus, antsülusaegne regressioon algas VII faasil ja jätkus VI faasi alguseni, millel  $L_I$  faasil toimus Litoriinamere transgressioon.

Keskholotseenis kujunes Balti mere nõos mereline veekogu — Litoriinameri, mille rannikumoodustistes esineb paljudes kohtades ja suurel hulgal soolaseveelisi ja riimveelisi limuste kodasid, kuid harva leidub riimveeliste ränivetikate skelette. Litoriinamere maksimaalse kõrgusega rannikumoodustised tasemel  $L$  on jälgitavad Loode-Eestis ja Kõpu poolsaarel väikesel maa-alal absoluutsel kõrgusel 19—27 m; rannikumoodustised tasemel  $L_{II}$  levivad kõige laialdasemalt, esinedes Loode-Eestis ja Saaremaal absoluutsel kõrgusel 9—19 m.

Litoriinamere leviku esimesel poolel toimusid  $L_I$  ja  $L_{II}$  faasil veekogu pealetungid, hilisemad faasid  $L_{III}$  ja  $L_{IV}$  olid aga regressiivse iseloomuga.

Keskholotseeni lõpul hakkas Balti meri aeglaselt magedamaks muutuma, millele osutab Balti mere mageveelimuste kodade esinemine vastava aja vanades ja tänapäevastes rannikumoodustistes. Vastavalt sellele on eraldatud kõige hilisem Limneamere staadium. Sellel staadiumil oli Balti meri regressiivse iseloomuga, kusjuures regressioon toimus kuue eri faasina  $Lim_{I-VI}$ , esinedes metsade arenemise III—I faasi kestel.

Vanade veekogude juhttasemed on meil hästi korreleeritavad sünkroonsete tasemetega Soomes, Leningradi oblastis, Lätis ja Leedus.



# ANCIENT COASTAL FORMATIONS OF THE BALTIC ON THE TERRITORY OF THE ESTONIAN S.S.R.

H. KESSEL

## *Summary*

The coastal forms and corresponding sediments of the ancient basins within the limits of the Baltic Sea on the territory of the Estonian S.S.R. have been formed since the late-glacial period of the Valdai glaciation up to the present. These coastal formations represent 34 shore-levels of different ages, which have been raised above the present sea-level owing to the neotectonic uplift of the earth's crust of the Baltic shield. Our ancient coastal formations have a tilted position on account of the decrease of the intensity of the neotectonic uplift in the southeastern direction. On the levels of the Baltic Glacial Lake two well-defined bents are to be observed — in front of the Sakala upland and on the border of the Latvian S. S. R.

The present article is based on the works concerning the geology of our great local glacial lakes and the Baltic Glacial Lake, by K. Pärna (1960) and E. Lõokene (1959). At the treatment of the Holocene coastal formations the author's researches have been utilized, which were mainly published in articles in 1958, 1960 and 1961. A novel characterization of the local glacial lakes and the Baltic Glacial Lake has been presented giving a different direction of the maximum uplift ( $316^{\circ}$ — $324^{\circ}$ ).

Of the Estonian local glacial lakes (G-levels) the local glacial lake G<sub>4</sub>, situated on the northwestern slopes of the Pandivere and Sakala uplands, is of the widest distribution, whereas the rest of these local glacial lakes — G<sub>1-6</sub> — are probably of a comparatively limited distribution. The ancient basin on level G<sub>y</sub> has been commented upon as the late glacial Yoldia Sea by M. Sauramo (1958), and l-level by V. Tanner (1930), which was widely distributed on our territory as well.

In the proximal coastal regions of the local glacial lakes fluvioglacial deltas were formed, and in the distal regions — abrasional cliffs and less frequently — coastal ridges, boulder-fields and even eolian plains. In the water off the shores of these basins coarse-grained sediments and in the deeper basins — varved clays were formed. The coastal formations of the Baltic Glacial Lakes on levels B<sub>1-5</sub> are mostly represented by abrasional cliffs and coastal ridges and, less frequently, by dunes. The corresponding sediments are composed of coarse-grained materials (shingle, gravel and sand).

The greater part of the levels of late glacial basins have a transgressive character, but on our territory the character of the transgression of the sea is best revealed on the levels G<sub>y</sub> and B<sub>3</sub>.

The different-aged levels of the local glacial lakes were formed in the older dryas (pollen zone XII) in arctic climate; the levels B<sub>x-2</sub> of the Baltic glacial lake were formed in the warmer time of the late-glacial period (pollen zone XI), and the levels B<sub>3-5</sub> in the later dryas (pollen zone X).

The coastal formations of the pre-boreal Yoldia Sea on our territory were formed at the beginning of the Holocene, during zone IX. In this formation no remains of molluscs or valves of the Baltic basin have been found, but in the lagoon-deposits of a Y<sub>v</sub> phase has been stated the occurrence of diatomic complexes that had become adapted to the conditions of brackish and cool water.

The coastal formations of the Yoldia Sea are represented on six levels,



$Y_{I-IV}$ , the highest —  $Y_I$  — being traceable throughout our coastal region at an absolute altitude of 10—50 m.

The division of the coastal formations of the Echeneis Sea cannot be effected on the basis of palynologic analysis of our ancient lagoons.

The stage of the Ancylus Lake corresponds to pollen zones VIII and VII of our forest history. In the corresponding sediments remains of fresh-water valves of the Baltic basin occur in numerous places, and in great abundance. In one case (Thomson, 1935) the occurrence of diatomic complexes of the same period has been stated.

The Ancylus coastal formations of maximum altitude are distributed at abs. heights of 5—45 m along the whole of our coastal region. The coastal formations of this stage are to be traced on five different-aged levels  $A_{I-V}$  the latest of which in the southeast and southwest of our area were gradually destroyed by the transgression of  $L_I$  and  $L_{II}$ .

A palynological study of our ancient lagoons showed that the pre-boreal regression of the Baltic Sea continued at the beginning of the Boreal period, being traceable in the buried organic soils, and this regression shifted to boreal transgression, the maximum of which was attained before the end of phase VIII. A new, Ancylus-regression began in phase VIII and continued to the beginning of phase VI, when the transgression of the Littorina Sea started with phase  $L_I$ .

In the Middle Holocene a new marine basin was formed in the Baltic depression — the Littorina Sea, in the coastal formations of which salt-water and brackish-water valves are distributed in numerous places and in great abundance, but only seldom skeletons of diatomic complexes are found.

The coastal formations of the Littorina Sea, having a maximum altitude on level  $L_I$  are traceable in Northwest-Estonia and a small area of the Kõpu peninsula, at an absolute height of 19—27 m; the coastal formations at level  $L_{II}$  have the widest distribution, being situated in Northwest-Estonia and on the Island of Saaremaa at absolute heights of 9—19 m.

During the first half of the distribution of the Littorina Sea a transgression of the sea took place twice, at phases  $L_I$  and  $L_{II}$ , whereas the later phases,  $L_{III}$  and  $L_{IV}$  were of a regressive nature.

Towards the end of the Middle Holocene the Baltic Sea gradually lost its salinity, which fact is evidenced by an occurrence of fresh-water valves in the ancient and contemporary coastal deposits. Correspondingly, the latest, the Limnea Sea stage was defined. At that stage the Baltic Sea acquired a regressive character, the regression taking place at new well-defined phases  $Lim_{I-VI}$ , corresponding to zones III—I of our forest history.

The reference levels of the ancient basins can be well correlated to the synchronic levels in Finland, the Leningrad District, Latvia and Lithuania.

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