Ep . 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

ENSV TEADUSTE AKADEEMIA GEOLOOGIA INSTITUUDI UURIMUSED VIII. 1961
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ АКАДЕМИИ НАУК ЭСТ. ССР VIII. 1961

О ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ СОВРЕМЕННОГО МОРСКОГО БЕРЕГА ЭСТОНИИ

К. К. ОРВИКУ и КААРЕЛ ОРВИКУ

Протяженность морского берега в Эстонии значительная. Северные берега ее омываются водами Финского залива, западные — водами Балтийского моря и Рижского залива. Берег материковой части республики сильно расчленен — имеется много крупных и небольших полуостровков, мысов, заливов и бухточек. Лишь на севере, восточнее Азери, и на западе, южнее Пярну, береговая линия сравнительно ровная. В административные границы Эстонии входит 765 в основном небольших островов. Крупные острова — Вормси, Хийумаа, Муху и Сааремаа — составляют основную часть Западно-Эстонского архипелага. Берег их также сильно изрезан. Наличие многочисленных островов и расчлененность берега обусловливают значительную протяженность береговой линии Эстонии — около 3400 км, из которых примерно 1100 км приходится на материковую часть республики (Ростовцев и Тармисто, 1955). В пределы Эстонии входят частью или полностью такие крупные озера, как Пейпси (Чудское), Пихква (Псковское), Выртсъярв, строение и развитие берегов которых во многом сходно со строением и развитием морского берега. Широкое распространение берегов в Эстонии требует их комплексного изучения. Это тем более необходимо, что строение берегов в Эстонии отличается большим разнообразием и изменчивостью, обусловленными геологическим строением и развитием территории республики.

Большое протяжение современных берегов Эстонии вызвало к ним и большой интерес исследователей. Уже в работах, относящихся к середине XIX века, мы находим много данных о строении эстонского морского берега, например у Г. Гельмерсена (Helmersen, 1856a, 1856б), Ф. Шмидта (Schmidt, 1854), А. Кейзерлинга (Keyserling, 1863) и др. Большой ценности материал накоплен в 20—30-е годы XX века; тогда же были сделаны первые попытки дать классификацию современных берегов Эстонии (Vilberg, 1921, 1924, 1932; Vilbaste, 1937, 1938a, 1938b, 1939; Luha, 1928, 1930, 1937; Tammekann, 1926, 1940; K. Orviku, 1933, 1935 и др.). Но во всех этих работах материалы по морскому берегу приведены без определенной системы. Только в последние годы, когда в Эстонии работы по всестороннему изучению геологии территории приняли более целеустремленный характер, было обращено внимание также и на исследование современного морского берега и берегов крупных озер. Соответствующие работы выполняются в основном в Институте геологии Академии наук Эстонской ССР. Материалы прежних лет и вновь накопившиеся позволяют обобщить данные о строении и развитии

современного морского берега Эстонии. Эти обобщения могут быть полезными при будущих более углубленных и детализированных комплексных исследованиях.

Прежде чем перейти к характеристике геологического строения и развития современного морского берега, необходимо уточнить, в каком смысле употребляется в данной статье понятие «современный берег».

Под современным берегом моря, озера или водохранилища подразумевается та полоса поверхности земли, которая в данное время подвергается волновой деятельности и в пределах которой образовываются специфические отложения и формы рельефа берега. В таком объеме рассматривается современный берег, например, В. П. Зенковичем (1946, 1950) О. К. Леонтьевым (1956) и теми авторами, которые описывают древние береговые образования бассейна Балтийского моря или современный морской берег Эстонии, например в работах Ф. Шмидта (Schmidt, 1854 и др.), Х. Хаузена (Hausen, 1913), В. Рамзея (Ramsay, 1929), К. Орвику (Orviku, 1933, 1935, Орвику, 1955), Г. Вильбасте (Vilbaste, 1939 и др.), Х. Кессел (Ряста, 1957; Кессел, 1958, 1960, 1961), Каарела Орвику (Kaarel Orviku, 1961) и др.

Но в отдельных работах, в которых обобщены данные о развитии современного морского берега, понятие современного берега употребляется в более широком смысле: период формирования современной береговой зоны, т. е. рельефа подводного берегового склона, современных аккумулятивных форм и клифа эти авторы определяют в несколько тысячелетий, и он совпадает у них с историческим временем (Буданов и др., 1960, стр. 176). Такая продолжительность устанавливается в этой статье и для современных тектонических движений земной коры. В статье В. Г. Ульста (1960, стр. 199, 201) в качестве современного рассматривается берег, образовавшийся в современную стадию Балтийского моря, т. е. в стадию, следующую за литориновой, точнее за трансгрессивными фазами литориновой стадии (стр. 201). К сожалению, в названных выше статьях недостаточно четко определено начало современного времени. Вероятно, под современным временем, исходя из стратиграфической схемы Балтийского бассейна, подразумевается время, соответствующее лимниевой стадии, включая и настоящее геологическое время; по данным спорово-пыльцевого анализа, этот период соответствует III, II и I фазам развития лесов (по Посту), или суббореальной и субатлантической климатическим стадиям, т. е. примерно последним 4000 лет. Это значит, что в качестве современных береговых образований рассматривается и часть голоценовых образований берега, которые, например в Северо-Западной Эстонии, морфологически, литологически и палеонтологически хорошо прослеживаются выше современного морского уровня и выделяются на шести разновозрастных уровнях. Из них самые молодые — береговые формы рельефа и отложения мидиевой фазы, образование которых началось примерно 500—600 лет назад. Они являются уже отмершими, так как заросли растительностью и их развитие под влиянием волновой деятельности прекратилось; в некоторых случаях пляжевые отложения и формы рельефа мидиевой фазы подвергаются в современное время разрушительной деятельности волн.

Приступая к характеристике современного морского берега Эстонии, нельзя пользоваться термином «современный морской берег» в широком значении, так как в противном случае пришлось бы древние береговые образования Эстонии без особого основания подразделить на две группы.

Современный морской берег Эстонии — это морской берег, формы рельефа и отложения которого находятся еще в стадии развития под

влиянием волнового действия на сушу. При этом не исключено, что образование тех или иных элементов современного морского берега могло начаться уже раньше — в мидиевую фазу или еще раньше.

Используя в последующем термин «современный берег» в обычном, более узком понимании, мы ни в коем случае не хотим приуменьшить значение изучения древних береговых форм рельефа и отложений при исследовании современного морского берега. Наоборот, нельзя получить объективного представления о развитии современных береговых форм рельефа и отложений без учета связи их с древними береговыми и вообще с более древними формами рельефа и отложений, а также с тектоническими структурами и движениями. Только сопоставление древних и современных береговых образований дает возможность понять развитие и динамику современного морского берега. Но если при этом не учитывать возрастные различия береговых образований, то можно прийти к необоснованным выводам. Комплексное изучение геологического строения и развития современного морского берега Эстонии имеет то преимущество, что местные древние береговые образования уже изучались на протяжении длительного времени и сравнительно хорошо исследованы. Эти результаты изучения древних береговых образований (побережья) Эстонии с успехом используются при комплексном исследовании ее современного морского берега. Такое соотношение исследований современного и древних морских берегов сложилось исторически и в определенной мере это следует иметь в виду при дальнейшем изучении как древних, так и современных морских берегов Эстонии.

Накопившийся материал по современным берегам Эстонии позволяет выделить ряд типов берега, имеющих специфические черты строения и развития. Необходимо обратить внимание на то, что между этими типами имеются часто постепенные переходы, выделяемые типы не всегда представлены в характерном виде, имеется ряд различий и отклонений. Но несмотря на это, при изучении морского берега Эстонии целесообразно исходить из приведенных ниже типов.

В пределах морского берега Эстонии глубины моря небольшие и возрастают медленно. Уклоны дна колеблются незначительно, обычно на оконечностях мысов уклон больше, чем в вершинах заливов. Но общий характер глубин в прибрежном море все же таков, что позволяет считать современный морской берег Эстонии отмелым.

В пределах такого отмелого берега, в зависимости от характера древнего рельефа, древних отложений и от того, является ли берег открытым действию ветра и волн со стороны моря или же находится более или менее в ветровой и волновой тени (заблокирован), можно выделить ряд береговых типов, характерных для современного морского берега, а также для берегов крупных озер Эстонии. Кроме приведенных выше основных факторов, при характеристике типов берега учитывалась роль растительности, сгонно-нагонных вод, а также торосистого льда. Общее же направление развития современного морского берега обусловлено неотектоническим поднятием земной коры на территории Эстонии.

Все берега Эстонии можно подразделить на обрывистые и низменные. В пределах первых в современное время происходит размыв берегового обрыва или уступа, т. е. это типичные абразионные берега. Низменные берега характеризуются общей равнинностью древнего рельефа и накоплением наносов; размыв же этих берегов незначителен и во многих случаях почти приостановился вследствие образования покрова перемытой морены в виде каменистой, щебневой мостовой на береговой полосе и береговом склоне. Накопление осадков во многих случаях на-

столько незначительно, что не препятствует задернению большой части береговой зоны.

Обрывистые берега бывают развиты в коренных породах и в наносах. Оба типа имеют много общих черт, но в то же время и ряд отличий, обусловленных составом отложений, подвергающихся размыву.

Низменный берег подразделяется на скальный (плитняковый), галечный (щебневый), песчаный, моренный и задерненный берег.

Обрывистый берег в коренных породах характеризуется абразионным обрывом, или клифом (рис. 1), и абразионной платформой. К коренным породам на северном берегу Эстонии относятся кембрийские и ордовикские песчаники, сланец и известняковые породы; на западном берегу и на берегах крупных островов — ордовикские и силурийские известняковые породы. Единичные клифы в девонских пестроцветных породах имеются только на берегах крупных озер. Залегание всех этих палеозойских слоев практически горизонтальное (падение в общем южное, около 15′), абразии известняков способствует их вертикальная тектоническая трещиноватость в перекрещивающихся направлениях.

Клифы образовались там, где возвышения древнего рельефа и их более крутые склоны с маломощным покровом четвертичных отложений открыты волновому действию. Такие условия имеются обычно на оконечностях мысов. Высота абразионного уступа колеблется от нескольких метров до нескольких десятков метров и определяется характером древнего рельефа.

Только в единичных случаях подножия обрывов омываются непосредственно прибоем при нормальном уровне воды. Обрыв разрушается штормами при нагонном уровне воды, который может достигать высоты, на 1,5 м больше обычной (Wichmann, 1930). Интенсивность размыва сравнительно небольшая — продвижение обрывов в сторону суши медленное. При сгонном уровне воды максимально на 0,8 м ниже обычного абразионная платформа осушается и представлена в этом случае в виде осушки большей или меньшей ширины. На подножии обрыва имеются непостоянные береговые валы и лишь в единичных случаях конусы осыпей, образующие шлейф.

Обрывистые берега в коренных породах имеют незначительную длину и переходят постепенно в берега другого типа, обычно в щебневые. Встречаются они в Эстонии ограниченно и в основном, как было уже сказано, на оконечностях мысов, т. е. на берегах, подвергающихся интенсивному воздействию волн. В пределах Северо-Эстонского глинта современный клиф имеется лишь местами, например в Мерикюла, Раннамыйза, Пакерорте (рис. 1), на островах Осмуссаар, Суур- и Вяйке-Пакри и в некоторых других местах. На острове Муху более крупным клифом является Пюссинаский, из клифов острова Сааремаа можно назвать Ниназеский, Пангаский, Охесаареский и др.

Размыв коренных пород происходит в Эстонии и в пределах низменного берега. В этом случае мы не находим на берегу четко выраженного обрыва или же он бывает небольшим. Для примера можно указать на западный берег о-ва Вильсанди, где размываются рифовые известняки силура. Такой абразионный берег целесообразно выделить как скальный (плитняковый).

Обрывистый берег в наносах встречается в Эстонии также редко и именно там, где волновому действию открыты возвышения древнего рельефа и их более крутые склоны, в пределах которых четвертичные отложения имеют более значительную мощность. Высота обрывистых берегов в наносах достигает нескольких метров.

Так как уступы обрывистого берега в наносах выработаны в легко осыпающихся рыхлых породах, то они в большей или меньшей мере закрыты осыпями, которые и размываются. Абразионная платформа также покрыта рыхлыми наносами размыва. Это особенно характерно для тех обрывистых берегов в наносах, где размываются песчаные отложения. Вследствие этого на таких берегах абразия уступа происходит обычно лишь во время штормов при уровне нагонных вод и нередко только во время эпизодических нагонов. Это приводит к тому, что в пределах обрывистого берега в наносах абразионный уступ может быть в большей или меньшей мере полуотмершим, перед ним же располагается полуотмершая береговая полоса, частично покрытая растительностью.

Общий характер обрывистого берега в наносах во многом зависит от отложений, в которые врезан уступ: это или морена и покрывающие ее древние береговые гравии и галечник, или древние морские и эоловые (береговых дюн) пески. Такой тип берега встречается на коротких расстояниях и также имеет постепенные переходы в другие типы берега, например в песчаный, задерненный и в моренный берег.

Примером обрывистого берега в наносах может быть восточный берег полуострова Сырве, в морене, покрытой древним береговым гравием, восточный берег полуострова Ниназе в морене, покрытой древним береговым гравием и галечником, северный берег Пярнуского залива у Валгеранд, а также северный берег озера Пейпси в древних озерных и эоловых (береговых дюн) песках.

Галечный (щебневый) берег (рис. 2) характеризуется наносами из гравия, галечника или щебня. Под щебнем в условиях Эстонии подразумеваются плоские гальки и валуны местных плитчатых известняков, которые в большей или меньшей мере окатаны волнами. Щебневый берег обычно является продолжением обрывистого берега в коренных породах, и наносы его состоят из плиток разрушенных на клифах коренных пород, принесенных сюда вдоль берега. Такое соотношение между этими двумя типами берега прослеживается очень хорошо, например, на о-ве Муху у Пюссина. Но имеются щебневые берега, питающиеся наносным материалом коренных пород, поступающим со дна мелководного моря. Об этом говорят обнажения коренных пород на береговом склоне щебневого берега, и это хорошо прослеживается во время низкого уровня сгонных вод на осушке. Такие соотношения отмечаются, например, на берегу у Кугалепа, на северном берегу о-ва Сааремаа и др. Когда на галечном берегу накапливается материал, размытый на обрывистых берегах в наносах (морена, водно-ледниковые гравий и галечник и др.), то он может содержать в большей или меньшей мере гальки кристаллических пород. На галечном берегу встречаются единичные валуны, занесенные сюда торосистым льдом. Большие скопления валунов, расположенных рядами, отмечаются местами на подножии береговой зоны — на полосе осушки, прилегающей к пляжу.

На галечных (щебневых) берегах материал накапливается в виде береговых валов, при этом хорошо прослеживается закономерное накопление более грубого материала в береговом вале у верхней границы береговой зоны; высота этой границы может отличаться от обычного уровня воды на 1,5 метра. Образование самого высокого берегового вала связано с деятельностью штормовой волны при эпизодическом уровне нагонных вод. Он является тем береговым валом, который в последующем сохраняется и по подошве которого можно судить об эпизодическом уровне нагонных вод во время образования этого вала, мористая же граница пляжа галечного берега говорит нам об обычном уровне моря того же времени.

Галечные берега мало распространены в Эстонии. Обычно они доступны сильному действию волн и более крупные из них тесно связаны с береговыми участками с разрушающимися коренными породами. Галечный берег постепенно переходит в обрывистый, песчаный, моренный или задерненный берег.

Хорошие примеры галечного (щебневого) берега имеются на северном берегу Эстонии между Азери и Мерикюла (рис. 2), на п-ове Пакерорт, на о-вах Осмуссаар, Вормси, на северном берегу о-ва Муху, в ряде мест на Сааремаа и др.

Песчаный берег (рис. 3) в современное время в Эстонии также мало распространен. Его мы находим в общем в вершинах или на боках заливов; протяженность этого берега обычно небольшая — несколько километров. Береговая зона характеризуется рыхлым песком, который на полуотмершей береговой полосе в некоторых случаях частично покрыт растительностью. Характерно, что иногда границу между береговой полосой (пляжем) и полуотмершей береговой полосой обозначает полоска растений, например *Cacile maritima* (песчаный берег Клоога). В сторону суши от песчаного берега следуют обычно авандюны, заросшие злаковыми; высота авандюн 1—2 метра. Штормовая волна при эпизодических нагонах достигает подошвы авандюн, заливая полностью пляж и полуотмершую полосу берега.

На подводном склоне песчаного берега распространяется также песок, часто образующий подводные песчаные валы. Некоторые из валов, находящихся в зоне осушки, при эпизодическом уровне сгонных вод выходят частично или полностью из воды. Полоса песков на береговом склоне песчаных берегов имеет разную, но в общем небольшую ширину — от нескольких десятков до нескольких сотен метров; мощность песка обычно незначительная. В некоторых случаях между подводными песчаными валами недалеко от береговой линии обнажается морена. Имеются отрезки берега, где на осушке обнажается морена, покрытая слоем перемытой морены и многочисленными эрратическими валунами, — картина эта характерна для моренных берегов, береговая же зона имеет вид типичного песчаного берега.

В пределах песчаного берега часто хорошо прослеживаются ряды фестонов. Последние образуются или из песка, слагающего берег, или из гравия и галечника, заносимых вдоль берега в краевые участки песчаного берега. На песчаный берег выбрасываются местами фукус и другая морская трава, в пологих валах которых волнами также вырабатываются ряды фестонов (рис. 5); форма их зависит от материала, в котором они образуются. Фестоны образуются даже в зимнее время, до того как море окончательно замерзнет: при замерзании воды, выплескиваемой прибоем на берег, образуются ледяные фестоны, имеющие иногда очень закономерное строение (рис. 6).

На песчаных берегах обычно встречается чистый песок, без галек и валунов, — продукт размыва более древних морских и эоловых песков, водно-ледниковых и озерно-ледниковых отложений и морены, частично палеозойских песчаников и песка, занесенного реками в море. На песчаном берегу встречаются единичные валуны, принесенные торосистым льдом. Кроме вдольберегового заноса галек со смежного берега, наблюдается еще выброс галек при сильных штормах со дна моря, прилегающего к песчаному берегу. Этому способствуют кустики фукуса, приросшие к галькам на дне (рис. 4).

Песчаный берег постепенно переходит в другие типы берега, в частности в моренный и задерненный берег.

Из песчаных берегов в Эстонии можно назвать берега Нарва-Йыэсуу (рис. 3), Пирита, Клоога, Пярну, Кейбу и др.

Широкое распространение в Эстонии имеет моренный берег (рис. 7, 8), характеризующийся более или менее размытой мореной. Морена же в Эстонии является почти повсеместно распространенным четвертичным отложением и только частично перекрыта маломощным покровом более молодых отложений.

Моренный берег в Эстонии отличается большим разнообразием, и его строение во многом зависит от уклона поверхности земли в пределах берега и от того, насколько соответствующий берег открыт волновому действию. Поэтому очень трудно в нескольких строках дать достаточно полную характеристику этого типа берега.

Для моренного берега, образовавшегося на более крутом склоне, доступном интенсивному волновому действию, характерна каменистая мостовая на береговой полосе, а также на осушке из более или менее крупного галечникового и щебневого или валунного материала, вымытого из морены (крупные фракции морены) и представляющего собой остаточный материал (рис. 10). Эта перемытая морена защищает берег от дальнейшего размыва: моренный берег — это абразионный берег, в пределах которого размыв в большей или меньшей мере приостановлен каменистым покровом перемытой морены. Береговая линия его сравнительно прямолинейная.

На более крутых склонах, особенно на оконечностях мысов и стрелок, моренный берег богат эрратическими валунами — последние были вымыты из морены и накоплены в дальнейшем торосистым льдом в течение продолжительного времени, причем в некоторых местах в очень большом количестве. Местами образовались сплошные валунные мостовые (рис. 7).

На более ровных участках (рис. 8) характер моренного берега иной. Из-за ровности древнего рельефа прибрежное море более мелкое, достигающая берега волна ослаблена, и поэтому размыв слабее. В то же время осушка и береговая зона значительно шире. Осушка и сравнительно узкая часть береговой полосы покрыты перемытой мореной. Полуотмершая береговая полоса относительно широкая и обычно задернена, как и часть береговой полосы. Это показывает, что они заливаются водами на столь короткое время, что это не препятствует росту травянистой растительности, и во время нагона дерновый покров не уничтожается и лишь местами бывает поврежден торосистым льдом. Обычная береговая линия часто очень извилистая.

У верхней границы моренного берега нередко можно найти или небольшой береговой вал из гравия и галечника (рис. 9), или песчаную полосу, или же следы размыва древнего уступа. Это показывает, что на моренном берегу в условиях эпизодического уровня нагонной воды, покрывающей часто широкую задерненную полуотмершую береговую полосу, на границе последней с сушей во время штормов может происходить или размыв, или накопление наносов прибоем, в то время как на задерненной части полосы этих следов нет. Накопление наносов на этой полосе происходит отчасти в результате вдольберегового приноса материала. Но там, где задерненная часть полуотмершей береговой полосы узкая, гравийно-галечниковый материал с береговой полосы и осушки выбрасывается, видимо через нее, к верхней границе моренного берега.

Распределены эрратические валуны на ровных моренных берегах по-разному. Валунов может быть очень много, но они рассеяны по берегу равномерно (рис. 8). В других случаях валуны располагаются рядами у береговой зоны, а также у верхней границы берега, на остальных же

частях берега их мало. В последнем случае следует предполагать, что в накоплении валунов сыграл свою роль торосистый лед. Имеются наблюдения с моренного берега, в частности его осушки, хорошо иллюстрирующие перемещение валунов в сторону суши торосистым льдом (рис. 10). В связи с этим необходимо обратить внимание на то, что местами наблюдается нагромождение на современном морском берегу Эстонии торосистого льда в виде гряд высотой до 10 метров (рис. 11, 12).

Моренный берег часто постепенно переходит в задерненный, и не всегда легко установить, где кончается первый и начинается второй.

Как уже отмечалось, моренный берег широко распространен в Эстонии, где он встречается во многих местах и в виде многих разновидностей, как на севере, так и на западе Эстонии, а также на островах.

Задерненный берег также широко распространен в Эстонии. Он обычно очень пологий, и в пределах его береговая зона полностью заросла травяной растительностью. Растительный покров достигает практически береговой линии обычного уровня воды. Береговая линия нередко очень извилистая. Береговая зона широкая, ее границы с сушей часто трудно прослеживаются. О том, что эта равнинная зона в большей или меньшей мере затопляется во время штормов при разных уровнях нагонных вод, говорят извилистые полоски и валы из тростника и камыша на разных высотах береговой зоны. Под дерновым покровом могут быть различные наносы — перемытая морена, песок, супесь, суглинок, но часто небольшой мощности; глубже нередко залегает морена. О неглубоком залегании морены говорят и эрратические валуны, которые местами встречаются в береговой зоне. Осушка широкая и покрыта также наносами; встречаются и эрратические валуны.

Задерненный берег — это берег, в пределах которого волновая деятельность ослаблена, вследствие чего здесь отлагается мелкозернистый материал в столь незначительных количествах, что он не препятствует развитию растительности.

Во многих местах на задерненном берегу распространяются тростниковые и камышовые заросли, которые занимают часть береговой зоны и осушки. Такого типа берег распространен, например, на юго-западе острова Муху и в ряде других мест.

Задерненный берег часто постепенно переходит в моренный. При этом отмечается следующая закономерность. При равных в общем условиях древнего рельефа и древних отложений на берегу, открытом волновому действию, развивается моренный берег, а на смежном участке берега, находящемся в волновой тени или заблокированном островом, — задерненный берег. Последний во многом сходен с задерненным берегом озер.

Необходимо обратить внимание также и на то, что описанные типы берега обычно не имеют большого протяжения. Протяженность берега того или иного типа часто составляет несколько километров или еще меньше. Можно найти отрезки берега длиной только в несколько километров, в пределах которых те или иные типы берега перемежаются повторно. Такая частая сменяемость типов берега обусловлена древним рельефом и отложениями, образовавшимися до начала развития современного берега (Орвику и Орвику мл., 1960; Kaarel Orviku, 1961; Ульст, 1960).

Древний рельеф в пределах современного морского берега в общем равнинный с небольшими колебаниями относительных высот — до нескольких метров и редко до десятка метров и больше. Но во многих местах часто наблюдается чередование небольших низин и возвышений. При таком рельефе прибрежное море мелкое, береговая линия его очень

Рис. 1. Пакерортский клиф в западной части Северо-Эстонского глинта на одноименном мысе при обычном уровне воды. Абрадированы частью кембрийские песчаники (внизу), в основном же ордовикские песчаники, сланец и известняки. Прибой достигает подножия клифа и при слабом волнении. Имеется абразионная платформа (бенч) в коренных породах.

Рис. 2. Щебневый берег у Онтика, в восточной части Северо-Эстонского глинта при обычном уровне воды. На самом высоком береговом вале нагромождение остатков деревьев, выброшенных сюда прибоем сильного шторма при нагонах. Береговые валы состоят из плоских галек, в основном из известняков и доломитов нижнего ордовика, обнажающихся на глинте.

Рис. 3. Песчаный берег Нарва-Йыэсуу во время шторма — пляж залит водой.

Рис. 4. Песчаный берег Пыысаспеа. На переднем плане известняковые гальки диаметром до 10 см с прикрепившимися к ним фукусами. Гальки с фукусами выброшены на песок полуотмершей береговой полосы со дна моря во время сильного шторма и эпизодического уровня нагонных вод.

Рис. 5. Фестоны в вале из фукусов на берегу Кейбу.

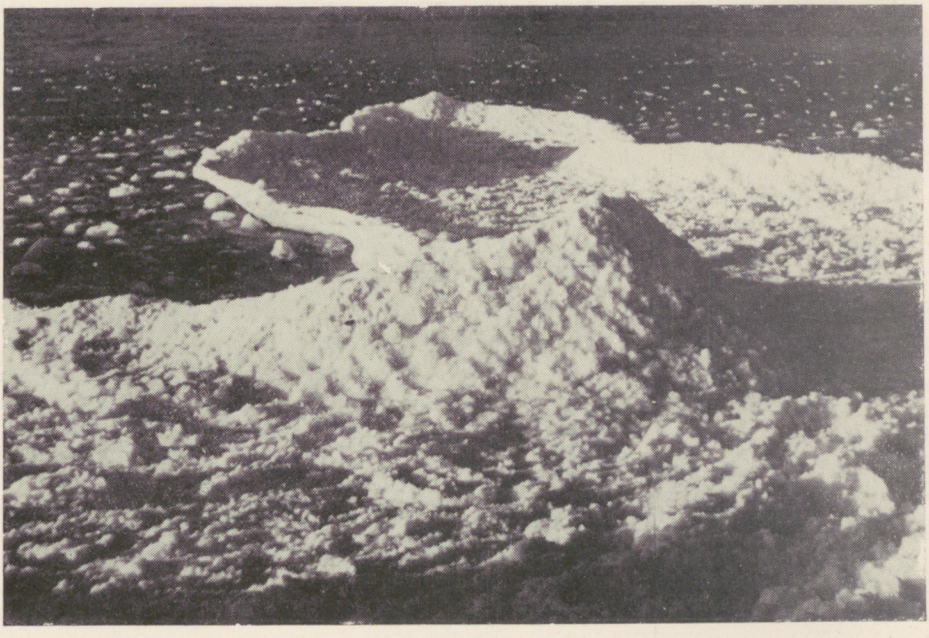

Рис. 6. Ледяные фестоны на берегу Пирита, образовавшиеся зимой до полного замерзания моря. Образование их в принципе сходно с образованием фестонов из песка, гравия, галек и щебня. Фестону соответствует ледяное блюдце с завернутыми вверх краями. В вершинах фестонных заливчиков вследствие всплеска воды прибоем при морозе образовались конусы, открытые в сторону моря. Высота конусов около 1 метра.

Рис. 7. Каменная мостовая из эрратических валунов на восточном берегу узкого мыса Пуреккари полуострова Пяриспеа в Северной Эстонии.

Рис. 8. Моренный берег на полуострове Тыстамаа при несколько повышенном уровне нагонных вод. Узкая береговая полоса с перемытой мореной залита водой; водой залита также часть полуотмершей береговой полосы, которая здесь полностью покрыта дерновым покровом. На берегу очень много эрратических валунов.

Рис. 9. Моренный берег на полуострове Тыстамаа у Латика. Верхнюю границу берега обозначает береговой вал из известняковых галек, образовавшийся во время штормов при нагонах. Мористее этого берегового вала находится широкая задерненная полуотмершая береговая полоса.

Рис. 10. Осушка на моренном берегу, южный берег острова Муху у Рясси; хорошо прослеживается след продвижения валуна (слева, на заднем плане) по осушке, обусловленного напором торосистого льда.

Рис. 11. Песчаный берег Пярну. Гряда торосов у верхней границы берега, образовавшаяся в конце января 1957 г. во время сильного юго-западного шторма. На мористом склоне гряды местами отмечается песок, захваченный льдинами со дна прибрежного моря.

Рис. 12. Песчаный берег Пярну. Язык торосистого льда, продвинувшегося в направлении суши дальше, чем основная гряда торосов на данном участке; образовался в январе 1957 г. во время сильного юго-западного шторма.

извилистая. Расчлененностью древнего рельефа и объясняется изрезанность современного морского берега Эстонии и наличие большого числа островов, в частности в Западной Эстонии. Неровности древнего рельефа предопределяют также и развитие в данном месте или обрывистого, или низменного берега. При описании типов берега на это уже обращалось внимание. Здесь необходимо отметить, что распространение обрывистого берега в коренных породах во многом предопределяется рельефом поверхности коренных пород, который в общих чертах выработался уже в доантропогеновое время (Орвику, 1955). Так как неровности древнего рельефа нередко изменяются на коротком расстоянии, то это и обусловливает частую перемежаемость типов берега в Эстонии.

При описании типов берега указывалось, что строение берега во многом зависит от характера древних отложений. Там, где размываются силурийские известняки, имеются предпосылки для образования клифа или скального (плитнякового) берега, а на смежном участке — предпосылки для образования щебневого берега, там же, где размывается морена, мы обычно находим моренный берег со многими эрратическими валунами и т. д.

Геологическое изучение территории говорит о том, что различные генетические типы четвертичных отложений имеют в Эстонии часто незначительную мощность и большую мозаичность распространения. В пределах берега на неровной поверхности коренных пород почти везде залегает маломощный покров основной морены последнего оледенения, представленный серым валунным суглинком. Морена покрыта частью или водно-ледниковым песком, гравием и галечником и озерно-ледниковыми глинами, суглинками и супесями, или же древними морскими супесями, песками, гравием, щебнем, эоловыми песками; распространение аллювиальных отложений ограниченное. Мощность перечисленных отложений редко превышает 10 метров.

Упомянутый выше мозаичный покров четвертичных отложений подвергается на современном берегу размыву, в результате чего во многих случаях с морены смыт маломощный покров песков, супесей и т. д. и размыву подвергается морена уже и там, где она раньше была покрыта более молодыми отложениями. В ряде случаев покров четвертичных отложений полностью смыт и размываются коренные породы. Но там, где берег более пологий и ровный и находится более или менее в волновой тени, на морене, а также и на других более древних отложениях накопляются уже современные береговые наносы.

Мозаичность распространения древних отложений во многом способствует частой перемежаемости типов берега в Эстонии. В то же время эта перемежаемость различных типов берега, их небольшая протяженность обусловливает не только малые размеры участков размыва или абразии, но и незначительное количество наносов в пределах небольших участков аккумулятивных берегов. Последнее зависит и от того, что волны, приближаясь к береговой линии по отлогому мелководью, много теряют в своей величине и энергии. Об уменьшении силы волнового действия на отмелых берегах Эстонии говорит забурунивание, которое начинается во многих местах на значительном расстоянии от береговой линии. Вследствие этого, даже при сравнительно сильном волнении в открытом море, на берегу, подвергающемуся действию волн, волнение бывает очень слабым. Такая картина особенно четко прослеживается при сравнительно низком уровне вод. Там же, где энергия волн при сравнительно низком уровне воды расходуется не доходя до берега, во время эпизодического уровня нагонных вод волны значительной силы

достигают береговой зоны и причиняют здесь довольно большие разрушения или приводят к накоплению наносов.

Так же как древний рельеф и древние отложения предопределяют во многом тип берега (формы, отложения) и режим волн, так и значение действия волн на берег нельзя полностью уяснить без учета неотектонических условий на изучаемой территории. В пределах территории Эстонии, как известно, уже начиная с позднеледникового времени и в течение всего голоцена происходило тектоническое поднятие земной коры (Schmidt, 1897; Hausen, 1913; Ramsay, 1929; Орвику 1955, 1960 и др.), которое, как показывают повторные точные нивелировки, продолжается и в современное время (Zelnin, 1958; Желнин, 1960). О поднятии земной коры в это время свидетельствуют серии древних береговых образований, расположенные в Эстонии на расстоянии до нескольких десятков километров от современного морского берега и на высоте до нескольких десятков метров выше уровня современного моря (Schmidt, 1897; Hausen, 1913; Ramsay, 1929; Орвику, 1955; Ряста, 1957; Кессел, 1958, 1960, 1961; Пярна, 1960 и др.).

Это неотектоническое поднятие земной коры на территории Эстонии было более интенсивным в северо-западной части — 3—4 мм в год, а в юго-восточном направлении интенсивность его уменьшалась. Применительно к современному морскому берегу это значит, что вдоль северного побережья (берег Финского залива) интенсивность поднятия уменьшается в восточном направлении, а вдоль западного — в южном.

Вследствие неотектонического поднятия территории море медленно, но постепенно отступает и суша расширяется за счет моря. Это значит, что современный морской берег медленно продвигается в сторону моря, что все новые участки морского дна (рельеф, отложения) попадают в зону действия береговых процессов, в то же время все новые и новые участки берега постепенно выходят из зоны действия этих процессов, иными словами продолжительность береговых процессов в определенной береговой зоне относительно кратковременна. Это же, в свою очередь, является причиной того, что на берегах не успевают образоваться крупные формы размыва и мощные накопления наносов, береговые процессы не успевают выровнить берег, изрезанность которого обусловлена древним рельефом (Орвику и Орвику мл., 1960).

Обобщая изложенное выше, можно сказать, что геологическое развитие современного морского берега в Эстонии тесно связано с предшествующим геологическим развитием территории (см. Зенкович и др., 1960; Буданов и др., 1960; Ульст, 1960). Необходимо отметить, что при дальнейшем изучении как современного морского берега, так и древних береговых образований Эстонии следует больше внимания обратить на роль эвстатического поднятия уровня Мирового океана со времени таяния ледникового покрова последнего оледенения (Зенкович и др., 1960). Учитывая подразделение современных морских берегов на относительно погружающиеся, относительно поднимающиеся и относительно стабильные, соответственно соотношению эвстатического изменения уровня Мирового океана и неотектонического колебания земной коры (Буданов и др., 1960), а также геологический характер современного морского берега Эстонии, последний является относительно поднимающимся морским берегом, т. е. берегом, в пределах которого неотектоническое поднятие земной коры превышает эвстатическое поднятие уровня Мирового океана (Зенкович и др., 1960; Буданов и др., 1960). Особенно ясно выражается влияние неотектонического поднятия на строение и развитие современного морского берега в северо-западной части Эстонии, включая и острова Западно-Эстонского архипелага, начиная приблизительно на

юге с окрестностей Пярну и кончая на востоке окрестностями Азери. Здесь современный морской берег Эстонии имеет ряд своеобразных черт относительно подымающегося морского берега, и его следует рассматривать как самостоятельный береговой район Балтийского моря. Для последнего характерны почти ровный низинный рельеф, образовавшийся в результате деятельности материкового льда последнего оледенения и обусловленный в значительной мере древним доантропогеновым рельефом (поверхности коренных пород), небольшая мощность и мозаичное распространение антропогеновых отложений, в основном последнего оледенения, почти горизонтально залегающие древнепалеозойские песчаники и глины, в большинстве же случаев разные слоистые известняки, доломиты и мергели.

В условиях неотектонического поднятия земной коры на характер береговой линии и на распространение и развитие береговых форм рельефа и отложений оказывают существенное влияние коренные породы, антропогеновые отложения и древний рельеф. Мозаичное распространение последних обусловливает частую перемежаемость типов берега в рассматриваемом районе. Характерно, что обрывистые берега в коренных породах (клифы) обусловлены куэстовым строением рельефа коренных пород (Северо-Эстонский глинт, крутые, примерно северные склоны пластовых возвышенностей). Современное тектоническое поднятие земной коры предопределяет общее направление развития морского берега в рассматриваемом районе — в настоящее время в условиях постепенного отступания моря береговые процессы менее интенсивны, соответственно здесь не образуется ни крупных абразионных форм, ни мощных береговых наносов.

Современный морской берег южнее Пярну, особенно же восточнее Азери, более выровненный, что объясняется, вероятно, меньшей интенсивностью неотектонического поднятия и соответственно более длительным влиянием береговых процессов при более или менее постоянном уровне воды — в этих участках характер развития современного морского берега приближается уже к характеру развития относительно стабильного берега.

Закономерности, устанавливаемые в строении и развитии современного морского берега, определяли строение и развитие берегов на территории Эстонии также в течение позднеледникового времени и в голоцене (Орвику и Орвику мл., 1960; Ульст, 1960). В это время здесь также происходило неотектоническое поднятие, значительное влияние оказывали и тогда древний рельеф и древние отложения. Это установлено во многих случаях при детальных исследованиях местных приледниковых озер и Балтийского ледникового озера, выполненных в послевоенные годы К. Пярна (1960) и Э. Лыокене (1959); многочисленный конкретный материал, свидетельствующий о большом значении неотектонического поднятия, а также древнего рельефа и древних отложений в развитии берегов в голоцене, содержится в работах Х. Кессел (Ряста, 1957; Кессел, 1958, 1960, 1961).

В упомянутых выше и в ряде более ранних работ (Hausen, 1913; Ramsay, 1929; Orviku, 1933, 1935 и др.) имеются указания на то, что на древних берегах, образовавшихся в условиях трансгрессии водных масс — в трансгрессивные фазы Балтийского ледникового озера (B_3), Анцилового озера (A_1) и Литоринового моря (L_1, L_{II}), — выработаны более крупные береговые формы рельефа, береговые наносы накоплялись здесь в бóльших количествах, более часто встречаются сравнительно крупные береговые дюны. Все это говорит об усиленном разви-

тии береговых образований на территории Эстонии в трансгрессивные фазы Балтийского моря в недавнем геологическом прошлом.

В связи с древними береговыми образованиями в Эстонии целесообразно обратить внимание на влияние рельефа поверхности коренных пород. О влиянии его на развитие современного морского берега Эстонии уже указывалось в предыдущем, такое же в общем влияние он оказал и на развитие древних береговых образований. Древние обрывистые берега в коренных породах встречались более часто и существовали продолжительное время вдоль Северо-Эстонского глинта, ограничивающего с севера Северо-Эстонское плато. Так, глинт между Азери и Мерикюла, который в современное время практически почти на всем своем протяжении является уже отмершим обрывом, в голоцене в течение длительного времени был развивающимся, активным клифом. Древние клифы развивались и на крутых северных и северо-западных склонах пластовых возвышенностей. Ряд древних клифов образовался, например, в пределах пластовых возвышенностей — рифовых останцов — ягарахуского горизонта в Западной Эстонии южнее залива Матсалу и на острове Муху. И вдоль древних береговых линий распространение щебневых берегов, кос и пересыпей из щебня местных известняковых пород непосредственно связано с клифами. Это хорошо прослеживается, например, в Иру и Маарду в пределах берега Анцилового озера.

Существуют определенные общие причины развития береговых образований и речных долин в голоцене на территории Эстонии. Голоценовые речные долины, спускающиеся с Северо-Эстонского плато в Финский залив, выработаны в нижнем течении реки в виде каньонов, их развитие связано с постепенным понижением базиса эрозии; на реках часто встречаются водопады. Все это связано с тем, что реки в своих низовьях пересекают Северо-Эстонский глинт в условиях суммарного неотектонического поднятия (Орвику, 1960а; Orviku 1960). При этом влияние рельефа поверхности коренных пород более значительно на востоке, где он имеет бóльшие абсолютные отметки и где глинт более высокий. Развитие долин рек, стекающих с Северо-Эстонского плато в Балтийское море в западном (река Казари и ее притоки) и юго-западном (река Пярну и ее притоки) направлениях, в принципе такое же. Но так как северо-западный, западный и юго-западный склоны Северо-Эстонского плато значительно положе, чем его северный склон, окаймленный Северо-Эстонским глинтом, то и долины стекающих по этим пологим склонам рек развиты слабо, в низовьях рек они хотя и развиваются в условиях суммарного неотектонического поднятия, но значительно меньше врезаны в коренные породы и четвертичные отложения.

Таков же характер влияния рельефа поверхности коренных пород на развитие берегов в позднеледниковое время и в голоцене, а также и в современное время. Вдоль Северо-Эстонского побережья сравнительно часто прослеживается (как в прошлом, так и в современное время) обрывистый берег в коренных породах — клифы. Здесь они сравнительно высокие — максимальная высота их достигает 56 м. Это обусловлено Северо-Эстонским глинтом, являющимся частью рельефа поверхности коренных пород. При этом высота клифов в восточном направлении увеличивается, что объясняется повышением Северо-Эстонского плато в этом направлении. Характером рельефа поверхности коренных пород (бóльшая высота плато и бóльшая крутизна северного склона последнего), в частности глинта, объясняется и сужение абразионно-аккумулятивных террас бывших водоемов в восточном направлении. Последнему способствует, несомненно, уменьшение неотектонического поднятия в том же направлении. На северо-западном, западном и

юго-западном пологих склонах Северо-Эстонского плато, а также на островах Западно-Эстонского архипелага абразионно-аккумулятивные террасы бывших водоемов более широкие. Ширина последних связана не только с пологостью рельефа поверхности коренных пород, но и с неотектоническим поднятием. На северо-западе, где поднятие происходит более быстро и где вследствие этого от покрова воды освобождается более широкая полоса пологого рельефа, террасы имеют наибольшую ширину. В восточном и южном направлениях в связи с уменьшением интенсивности неотектонического поднятия становятся неблагоприятными условия освобождения пологого рельефа от покрова воды, вследствие чего уменьшается и ширина террас.

Суммируя вышеизложенное, следует еще раз подчеркнуть, что при выяснении условий развития древних береговых образований Эстонии, кроме других условий, необходимо особое внимание обратить на рельеф поверхности коренных пород. Последний непосредственно или косвенно в значительной мере предопределил характер и распространение береговых типов вдоль древних береговых линий. В то же время характер и интенсивность неотектонических движений обусловили общее направление развития берегов в позднеледниковое время и в голоцене. Имеющиеся материалы показывают, что и в пределах побережья Эстонии северо-западные районы характеризуются в общем условиями, присущими относительно подымающимся берегам, в то время как в наиболее восточной и южной частях развитие побережья приближается уже к развитию относительно стабильных берегов. Более или менее одинаковыми были условия развития побережья Эстонии во время упомянутых выше трансгрессивных фаз водоемов Балтийского бассейна. Эти условия были близки к условиям, присущим относительно опускающимся берегам.

Институт геологии
Академии наук Эстонской ССР

ЛИТЕРАТУРА

Буданов В. И., Ионин А. С., Каплин П. А., Медведев В. С. 1960. Современные данные о вдольбереговых потоках наносов. Докл. сов. геологов XXI сессии Междунар. геол. конгресса. Морская геология.

Зенкович В. П. 1946. Динамика и морфология морских берегов. I. Волновые процессы. Изд-во «Морской транспорт», М. — Л.

Зенкович В. П. 1950. Берег (морской). Большая Советская Энциклопедия, т. 4.

Зенкович В. П., Леонтьев О. К., Невесский Е. Н. 1960. Влияние эвстатической позднеледниковой трансгрессии на развитие прибрежной зоны морей СССР. Докл. сов. геологов XXI сессии Междунар. геол. конгресса. Морская геология.

Желнин Г. А. 1960. Изучение вертикальных движений земной коры в Эстонской ССР методом повторных нивелировок. Материалы совещания по неотектоническим движениям. Изд. АН ЭССР, Тарту.

Кессел Х. Я. 1958. Новые данные о фауне субфоссильных и современных моллюсков Балтийского моря в Эстонской ССР. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, III.

Кессел Х. Я. 1960. О геологии голоценовых береговых образований Балтийского моря на территории Эстонской ССР. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, V.

Кессель Х. Я. 1961. Древние береговые образования бассейна Балтийского моря в Эстонской ССР. Тр. Ин-та геол. АН Эст. ССР, VIII.

Леонтьев О. К. 1956. О терминологии в учении о морских берегах. Тр. Океаногр. ком. АН СССР, т. I.

Лыокене Э. 1959. Геоморфология северной части Сакалаской возвышенности. Уч. зап. Тартуского ун-та, № 75.

Орвику К. 1955. Основные черты геологического развития территории Эстонской ССР в антропогеновом периоде. Изв. АН ЭССР, т. IV, № 2.
Орвику К. 1960а. О неотектонических движениях в Эстонской ССР на основе геологических данных. Материалы совещания по вопросам неотектонических движений в Прибалтике, Таллин, 24—26 марта 1960 г. Изд. АН ЭССР, Тарту.
Орвику К. 1960б. Некоторые вопросы геоморфологии Эстонии. Геоморфологическая комиссия при ОГГН АН СССР, Москва.
Орвику К., Орвику К. мл., 1960. О распространении и литологии современных пляжных песков Эстонии. Вопросы накопления тяжелых минералов, Рига.
Пярна К. 1960. Геология Балтийского приледникового озера и больших местных приледниковых озер на территории Эстонии. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, V.
Ростовцев М. И. и Тармисто В. Ю. 1955. Эстонская ССР. Экономико-географический очерк. Эстгосиздат, Таллин.
Ряста Х. 1957. Древнебереговые образования Балтийского моря в Эстонской ССР. Научные сообщения Института геологии и географии АН Лит. ССР, т. 4.
Ульст В. Г. 1960. Главнейшие морфологические особенности советских берегов Балтийского моря. Докл. сов. геол. XXI сессии Междунар. геол. конгресса. Морская геология.
Hausen, H. 1913. Über die Entwicklung der Oberflächenformen in den russischen Ostseeländern und angrenzenden Gouvernements in der Quartärzeit. Fennia, 34, Nr. 3.
Helmersen, G. 1856a. Ueber das langsame Emporsteigen der Ufer des Baltischen Meeres und die Wirkung der Wellen und des Eises auf dieselben. Bull. de la classe physico-math. Acad. Sci. St.-Pétersb., t. XIV, n° 13, 14.
Helmersen, G. 1856b. Die regelmässige Zerklüftung des Kalksteins der untern-silurischen Formation an der Küste Ehstlands und seine Zerstörung durch die Brandung, Vorkommen von Asphalt in dieser Formation. Bull. de la classe physico-math. Acad. Sci. St.-Pétersb., t. XIV, n° 13, 14.
Keyserling, A. 1863. Notiz zur Erklärung des erratischen Phänomens. Mit einem Zusatz von dem Akad. Baer. Bull. de la classe physico-math. Acad. Sci. St.-Pétersb., t. VI.
Luha, A. 1928. Pilte Muhu ja Saaremaa pankadelt. «Rahvaülikool», 1927/28, nr. 2, 3.
Luha, A. 1930. Kesselaid. Loodusvaatleja I, nr. 6.
Luha, A. 1937. Muhu pangad. Looduskaitse I.
Orviku, K. 1933. Tuiskliiv. K/Ü «Loodus», Tartu.
Orviku, K. 1935. Quartärgeologische Karte der Halbinsel Sõrve (Saaremaa, Estland). Tartu Ülikooli Geoloogia Instituudi Toimetised, nr. 46.
Orviku, K. 1960. Eesti geoloogilisest arengust antropogeenis I, II. Eesti Loodus, III, nr. 1, 3.
Orviku, Kaarel. 1961. Tänapäeva ranniku geoloogiast Muhu saarel ja Pärnu—Virtsu vahelisel. Loodusuurijate Seltsi aastaraamat, kd. 53.
Ramsay, W. 1929. Niveauverschiebungen, eisgestaute Seen und Rezession des Inlandeises in Estland. Fennia, 52, Nr. 2.
Schmidt, Fr. 1854. Flora der Insel Moon nebst orographisch-geognostischer Darstellung ihres Bodens. Arch. Naturk. Liv.-, Ehst- und Kurl., Ser. 2, Bd. 1.
Schmidt, Fr. 1897. Excursion durch Estland. In: Guide des excursions du VII Congrès Géologique International. St.-Pétersb., XXXIV.
Tammekann, A. 1926. Die Oberflächengestaltung des Nordestländischen Küstentafellandes. Acta Univ. Tart., A. IX, Nr. 7.
Tammekann, A. 1940. The Baltic Glint. Eesti Loodusteaduse Arhiiv, seeria 1, kd. XI.
Wichmann, A. 1930. Die Überschwemmungsgefahr an der Küste Estlands im Zusam-
Baltischen Staaten. Warszawa.
menhang mit den Übershwemmungen in Leningrad. III Hydrologische Konferenz der
Zelnin, G. 1958. Maakoore kerkimine Eestis. Eesti Loodus I, nr. 5.
Vilbaste, G. 1937. Rannamoodustisi Põhja-Eesti neemedel. Loodusevaatleja, nr. 8.
Vilbaste, G. 1938a. Järsakranniku moodustusi Põhja-Eestis. Loodusevaatleja, nr. 9.
Vilbaste, G. 1938b. Lausrannamoodustised Põhja-Eestis. Loodusevaatleja, nr. 9.
Vilbaste, G. 1939. Põhja-Eesti rannamoodustisi. R. Tohver & Ko trükk. Tallinn.
Vilberg, G. 1921. Harjumaa. Maateaduslik lugemik. K/Ü «Loodus», Tartu.
Vilberg, G. 1924. Kodumaal rännates, III. Tallinna Eesti Kirjastus-Ühisus. Tallinn.
Vilberg, G. 1932. Põhja-Eesti saarte taimkattest I. Publicationes Instituti Universitatis Tartuensis Geographici, 20.

EESTI TÄNAPÄEVA MERERANNIKU EHITUSE JA ARENEMISE SEADUSPÄRASUSTEST

K. ORVIKU, KAAREL ORVIKU

Resümee

Artiklis iseloomustatakse Eesti tänapäeva rannikut, mõistes viimase all vahetult mere tegevuse mõjustusel käesoleval ajal arenevat rannikut.

Eesti tänapäeva rannik on laugrannik. Selle piirides eraldatakse järsakrannikut aluspõhjalistes kivimites (joon. 1), järsakrannikut antropogeeni (kvaternaari) setetes, paerannikut, kruusa-(klibu-)rannikut (joon. 2), liivarannikut (joon. 3, 4, 5, 6), moreenrannikut (joon. 7, 8, 9, 10) ja kamardunud rannikut.

Eesti tänapäeva mereranniku iseloomu kiire vaheldumise ja rannajoone suure sopilisuse ühe põhjusena tõstetakse esile varajasemat, üldiselt tasandikulist reljeefi, mis on kujunenud põhiliselt viimase mandrijää tegevuse tagajärjel. Juhitakse tähelepanu aluspõhjakivimite pealispinna reljeefi ning varajasemate setete ja aluspõhjakivimite mõjule tänapäeva ranniku iseloomule ja levikule Eestis. Varajasema reljeefi ja setete mõju tänapäeva rannikule on eriti suur selle tõttu, et viimane areneb maakoore suhtelise kerkimise tingimustes. Sellest tingituna on lainetuse tegevus teatud rannikuvöötme piirides suhteliselt lühiajaline, mille tõttu rannajoon ei ole nimetamisväärselt jõudnud õgveneda, abrasiooni intensiivsus ühes ja samas kohas on piiratud, puuduvad suured settemassid. Kõik see näitab, et tänapäeva ranniku kujunemine Eestis on tingitud ala eelnenud geoloogilisest arengust.

Tänapäeva rannik Eestis kuulub põhilises osas suhteliselt kerkivate rannikute hulka. Sellised on Loode-Eesti ja Lääne-Eesti saarestiku rannikud. Nimetatud osa Balti mere rannikust võib vaadelda Eestis iseseisva alana, mida iseloomustab vanem tasandikuline reljeef, õhukene pinnakate, suhteline neotektooniline kerkimine, peaaegu rõhtsad aluspõhjalised kihilised lubjakivid. Tänapäeva rannik Pärnust lõunasse ja Aserist idasse on enam õgvenenud, mis on tingitud suhteliselt aeglasemast neotektoonilisest kerkimisest siin ja tänapäeva ranniku arenemise iseloomu lähenemisest juba suhteliselt stabiilsele rannikule.

Artikli lõpus juhitakse tähelepanu sellele, et seaduspärasused, mis iseloomustavad tänapäeva rannikut Eestis, olid iseloomulikud rannikute kujunemisele siin ka hilisjääajal ja holotseenis. Ainult Balti mere basseinis esinenud veekogude transgressioonide ajal kulges rannikute areng üldiselt nii, nagu see on iseloomulik suhteliselt vajuvatele rannikutele: neil faasidel kujunenud rannikuid iseloomustab rannajoone õgvenemine, pinnavormide hulgalisem väljakujunemine, suuremad settemassid, sagedam rannikuluidete esinemine.

Eraldi kõneldakse aluspõhjalise reljeefi mõjust Eesti rannikumaa üldisele kujunemisele hilisglatsiaalis ja holotseenis.

Leitakse, et valdav osa Eesti rannikumaast on samuti arenenud suhteliselt kerkivat rannikut iseloomustavates tingimustes, kuna ainult rannikumaa ida- ja lõunapoolsemad osad on arenenud suhteliselt stabiilset rannikut iseloomustavais tingimustes.

Eesti NSV Teaduste Akadeemia
Geoloogia Instituut

ON THE REGULARITIES OF THE STRUCTURE AND DEVELOPMENT OF THE CONTEMPORARY ESTONIAN COAST

K. ORVIKU, KAAREL ORVIKU

Summary

The authors present a characterization of the contemporary coast on the territory of Estonia.

The contemporary Estonian coast is shoaly. Within its limits we may discern coastal cliffs in the bedrock (fig. 1), coastal cliffs in Quaternary deposits, cliffed-coast, a gravel-(shingle-) coast (fig. 2), a sandy coast (fig. 3, 4, 5, 6), a moraine coast (fig. 7, 8, 9, 10) and a turf coast.

One of the main reasons of the rapidly changing character of the contemporary coast and of the ruggedness of the shoreline as pointed out by the authors, is an earlier relief of a rather flat character, which was mainly formed as a result of the activity of the latest inland ice. Attention is drawn to the influence of the topography of the bedrock, as well as to the influence of earlier sediments and bedrock on the character and distribution of the contemporary coast in Estonia. The influence of the earlier relief and sediments on the contemporary coast is particularly great as the latter is developing in the conditions of a relative uplift of the earth's crust. Owing to this fact, the activity of the waves within certain limits of the coastal zone is of relatively short duration, and resulting from this the shoreline could not possibly be staightened out to any considerable extent, the intensivity of abrasion in one and the same locality is limited, and an accumulation of greater masses of sediments could not take place. All this points to the fact that the configuration of the contemporary coast in Estonia is closely connected with the preceding geological development of this area.

The contemporary coast of Estonia belongs, in its main part, to relatively emerging coasts. This is valid of coasts in Northwest-Estonia and on the West-Estonian Archiplago; this region of the Baltic coast may be regarded as an indepedent area on Estonian territory, which is characterized by an earlier plained relief, a thin layer of soil, a relative neotectonic uplift and a horizontal stratification of underlying limestone. The contemporary coast south of Pärnu and east of Aseri has been more straightened out as a result of a relatively slower neotectonic uplift in this area; the nature of the development of the contemporary coast here is approaching the character of the development of a relatively stable coast.

At the end of the article the authors point out that the regularities characterizing the contemporary coast in Estonia are also typical of the formation of the local coasts in Late Glacial epoch and in the Holocene. It was only during the transgressive phases of the sea in the Baltic basin that the development of the coasts proceeded in the way that is typical to relatively submerging coasts.

A great importance is attributed to the influence of the topography of the bed rock on the general development of he coastal area in Estonia in the Late Glacial epoch and in the Holocene.

The authors state that the prevalent part of the Estonian coastal area has developed in conditions typical to relatively emerging coasts, whereas only the eastern- and southernmost parts of the coastal area have developed in conditions characteristic of relatively stable coasts.

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