

Хашин В. Е., Муратов В. М. О поперечной ступенчатости в рельефе Северо-Западного Кавказа. В кн. «Структурно-геоморфологические исследования в Прикаспии». Сб. материалов КЮГЭ, вып. 7. М., Гостоптехиздат, 1963.

Letouzey J., Bijou-Duval B., Dorkel A., Gonnard R., Kristchev K., Montadert L., Sungurlu O. The Black-Sea a marginal basin. Geophysical and geological data. International Symposium on the structural history of the Mediterranean basins. Split (Jugoslavia) 25—29 october 1976. Paris, Editions Technip, 1977.

Институт океанологии
АН СССР

Поступила в редакцию
31.X.1978

MORPHOSTRUCTURES OF THE CONTACT ZONE OF THE BLACK SEA BASIN AND THE NORTH-WESTERN CAUCASUS

I. G. AVENARIUS

Summary

Two large and complicated morphostructural areas can be recognized both at the shelf and at the land within the zone of contact between the Black Sea basin and the North-Western Caucasus: Taman and Novorossiysk areas. The areas differed from each other in morphostructures characteristics, direction and rate of neotectonic movements throughout the Neotectonic stage. Morphostructural analysis allowed to distinguish within the areas morphostructural regions and individual morphostructures differing in neotectonic movements intensity. The most pronounced features of the areas' topography were formed during last (Neogene — Quaternary) stage, characterized with considerable sinking of the basin along fault lines and its enlargement on account of middle masses of the Alpine geosyncline.

УДК 551.4 : 551.24 (474.2)

Р. М. ВАХЕР, А. В. РАУКАС, Э. Х. ТАВАСТ

О РОЛИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ И ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ В ФОРМИРОВАНИИ ОСТРОВНЫХ ВОЗВЫШЕННОСТЕЙ ЭСТОНИИ

Как известно, характерной особенностью рельефа северо-запада Восточно-Европейской равнины является наличие изолированных сложно построенных ледниковых возвышенностей, поднимающихся среди окружающих низин в виде своеобразных «островов». Эти возвышенности получили название островных (Аболтыньш, 1975; Исаченков, Татарников, 1972, и др.). Последнее название, на наш взгляд, не является удачным, так как возвышенности любого генезиса среди окружающих равнин имеют островной характер. Но учитывая, что этот термин укоренился в научной литературе, мы считаем возможным использование его в настоящем сообщении. Тем более что основной целью данного исследования является не разносторонняя характеристика этих возвышенностей, а выявление основных факторов их образования, прежде всего установление роли тектонических движений в их формировании.

Для аккумулятивных островных ледниковых возвышенностей характерны четкие склоны, большие абс. отметки, наличие цоколя коренных пород, значительные мощности четвертичных отложений (более 100—150 м), расчлененный холмистый рельеф и распространение на водораздельных участках платообразных лимнокамов — «звонцев» (Аболтыньш, 1975, и др.). Заметим, что некоторые авторы (Исаченков, Татарников,

1972, и др.) не считают обязательным наличие цоколя коренных пород.

Геологическому строению и формированию островных возвышенностей посвящено много публикаций. Из них явствует, что островные возвышенности по своему строению и характеру комплексов мезоформ поверхности не вполне однородны. Следовательно, они не однородны и по генезису.

О. Аболтыньш (1975) выделяет в развитии островных возвышенностей четыре этапа: 1) подледниковой аккумуляции; 2) внутриледниковой аккумуляции; 3) периферийной маргинальной аккумуляции и 4) аккумуляции в условиях мертвого льда. Учитывая, что формирование островных возвышенностей носило унаследованный характер, можно полагать, что этапу подледниковой аккумуляции предшествовал этап фронтальной аккумуляции в условиях наступания ледника (Карукапп, 1979). О. Аболтыньш (1975) считает, что островные возвышенности формировались главным образом во время последнего оледенения. Мы предполагаем, что выделенные О. Аболтыньшем этапы существовали во время всех оледенений, причем вновь наступающие ледники отчасти уничтожили ранее образовавшиеся накопления. Но несмотря на это, в результате каждого оледенения или крупной его стадии островные возвышенности увеличивались вверх и вширь (Raukas, 1972). Об этом говорит анализ распределения мощностей плейстоценовых отложений и стратиграфический материал по островным возвышенностям Прибалтики (Вонсаявичюс, 1967; Раукас, 1978, и др.).

Развитие островных возвышенностей в свете современных представлений объясняется тормозящим влиянием на движение ледников поднятий ложа и блокирующим влиянием соседних ледниковых лопастей или языков (Raukas, Karukäpp, 1979). Но в то же время ряд исследователей считает, что ведущая роль в формировании этих возвышенностей принадлежит тектоническим движениям (Ряхни, 1973, и др.).

Для выяснения влияния тектонических движений на происхождение и развитие островных возвышенностей нами были детально изучены типичные островные возвышенности юго-восточной Эстонии — Отепя и Хаанья. Выяснилось, что в пределах возвышенностей Отепя никаких плейстоценовых поднятий и тектонических нарушений не наблюдается. По схеме размещения изобаз современных движений Г. А. Желнина (1960) возвышенность Отепя находится в зоне медленного поднятия (около $0,7$ мм/год), а по схеме Л. А. Валлнер и Г. А. Желнина (1975) через возвышенность Отепя проходит нулевая изобазы. Таким образом, последние данные о современных движениях не говорят в пользу поднятия этой возвышенности.

Более сложной является тектоническая ситуация в пределах возвышенности Хаанья, которая расположена на Мынистеском и Хаанья-Локновском поднятиях фундамента. На своде Мынистеского поднятия додевонские осадочные породы отсутствуют. Это обстоятельство объяснялось геологами по-разному. О времени заложения Мынистеского и Хаанья-Локновского поднятий и о характере их развития в додевонское время имеются четыре различные точки зрения: 1) поднятия на протяжении венда и раннего палеозоя представляли собой неравномерно воздымающиеся конседиментационные структуры, интенсивность роста которых достигла максимума к концу ордовикского периода, когда они превратились в область суши; в ходе воздымания их в силуре и раннем девоне происходила интенсивная денудация (Паасикиви, 1966); 2) поднятия образовались на границе силурийского и девонского периодов; отложения мощностью 300—350 м на сводах поднятий были размыты во время континентального перерыва в раннем девоне (Корженевская, см. Каплан, Хазанович, 1969); 3) заложение Локновского поднятия произошло в раннем кембрии и сопровождалось размывом валдайских и балтийских отложений на его своде; на протяжении среднего — позднего

кембрия, ордовика и силура поднятие участвовало в тектонических движениях только регионального характера; конец силура и начало девона характеризовались резким возрастанием тектонической активности этой структуры, что привело к размыву осадочного чехла (полному на своде и частичному на крыльях) и образованию поднятия в отложениях ордовика и нижнего силура (Каплан, Хазанович, 1969); 4) Мынистеское поднятие является нетектонической структурой облекания и уплотнения; ее образование связано с постепенным захоронением сопки поверхности фундамента додевонскими отложениями (Афанасьев и др., 1978).

Л. Б. Паасикиви (1966) обосновывает интенсивное развитие поднятий в валдайское и балтийское время закономерным изменением фаций и мощностей отложений от более глубоководных и мощных на востоке (скв. Черская) к более мелководным осадкам сокращенной мощности в в своде Хаанья-Локновского поднятия на западе (скв. Локно). Вывод А. С. Корженевской о каледонском (позднесилурийском) возрасте поднятий сделан в результате сравнения разрезов скважин Локно, Черская, Порхов и Старая Русса (Каплан, Хазанович, 1969).

А. А. Каплан и К. К. Хазанович (1969) кроме регионального увеличения суммарной мощности валдайских и балтийских отложений к востоку от скв. Локно (124 м) до скв. Старая Русса (309 м) отмечают и уменьшение ее как к северо-западу (скв. Выру, 52 м), так и к юго-западу (скв. Плявинас, 53 м). Согласно этим исследователям, характер распределения фаций и мощностей валдайских и балтийских отложений в районе Локновского поднятия и на прилегающих площадях, с одной стороны, и трансгрессивное залегание песчаников предположительно среднекембрийского возраста на фундаменте в скв. Лаанеметса на своде поднятия¹ — с другой, свидетельствуют о возникновении Локновского поднятия в раннем кембрии.

Расходится и толкование сокращенной мощности пярнуских отложений в скважинах Мынисте, Локно, Краснодудово и Полухново. Так, Л. Б. Паасикиви (1966) связывает это с продолжающимся ростом поднятий, а А. А. Каплан и К. К. Хазанович (1969) — с неровностями додевонской эрозивной поверхности.

Скважинами, пробуренными за последнее десятилетие, несколько уточнены закономерности изменения мощностей вендских и нижнепалеозойских отложений в юго-восточной Эстонии. Мощность байкальского комплекса (валдайская и балтийская серии) уменьшается в общем в юго-западном направлении (рис. 1). В этом же направлении происходит смена относительно глубоководных фаций мелководными. Такая же закономерность характерна и для всей Эстонии (Пуура, Мардла, 1972). Валдайские отложения отсутствуют не только в районе Мынистеского поднятия, но и на обширной площади, охватывающей юго-западную часть Эстонии, западные части Латвии и Литвы и Калининградскую область (Волколаков и др., 1977). В трех последних районах отсутствуют и балтийские отложения. Таким образом, для байкальского этапа мы можем говорить не о Валмиерско-Локновском, а об обширном Прибалтийском палеовыступе фундамента. Трансгрессивное залегание надбалтийских песчаников на фундаменте на склоне этого палеовыступа (скв. Лаанеметса) вполне естественно и не является доказательством возникновения Локновского поднятия в понимании А. А. Каплана и К. К. Хазановича (1969) в раннем кембрии.

Граница кембрия и ордовика литологически настолько слабо выражена, что по керну глубина ее в скважинах определяется с большой погрешностью. Поэтому для анализа характера распределения мощностей надбалтийские кембрийские песчаники нами объединены с терригенны-

¹ Это положение является недоразумением. Скважина Лаанеметса расположена не на своде, а на склоне поднятия. На своде его (скв. Мынисте) на фундаменте залегают терригенные отложения пярнуского горизонта среднего девона.

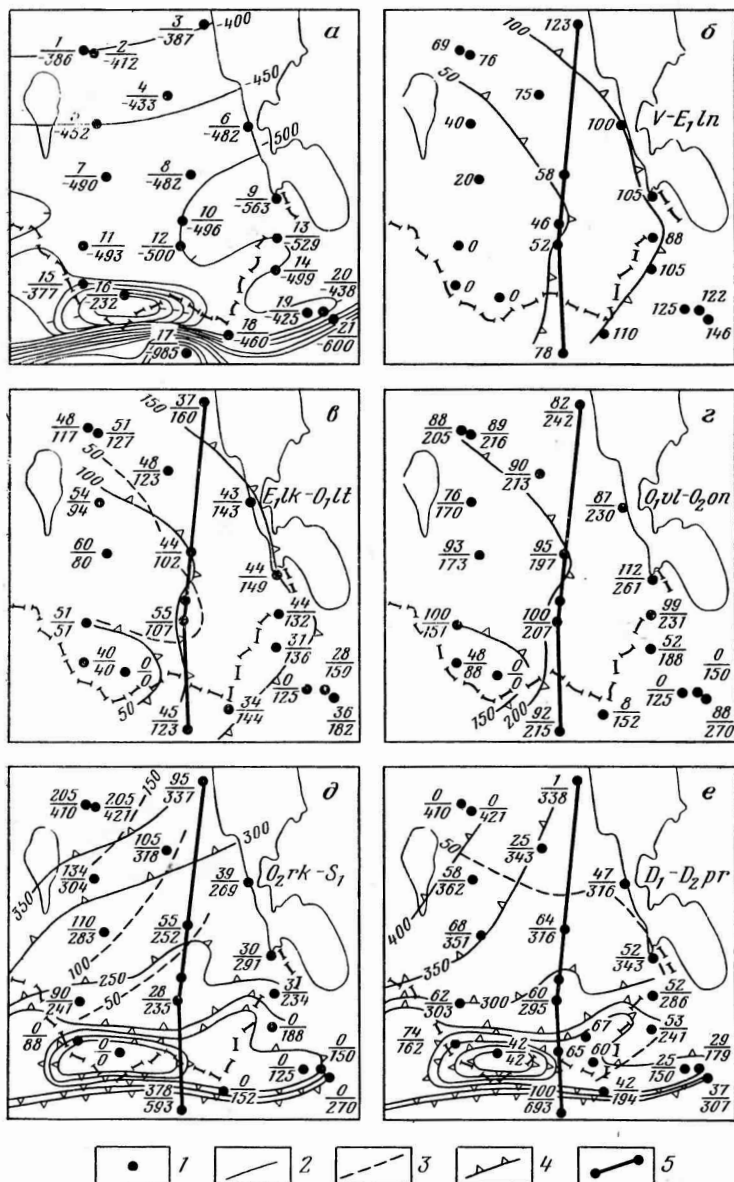


Рис. 1. Структурная (а) и палеотектонические (б—е) схемы юго-восточной Эстонии

1 — буровые скважины. Цифры обозначают: на карте а — в числителе порядковый номер скважины, в знаменателе — абс. отметка фундамента; на картах б—е — в числителе мощность отложений для рассматриваемого этапа, в знаменателе — суммарная мощность осадочного чехла, включая отложения данного этапа; 2 — изогипсы фундамента; 3 — изопохиты данного этапа; 4 — изогипсы палеорельефа фундамента; 5 — линия палеотектонических разрезов. Скважины, вскрывшие фундамент: 1 — Лаэва 8; 2 — Лаэва 18; 3 — Алатскиви 422; 4 — Каагвере 1; 5 — Элва 555; 6 — Мехикоорма 421; 7 — Отепя 1; 8 — Пылва 423; 9 — Вярса 3; 10 — Ваймела 49-Р; 11 — Карула 320; 12 — Выру 66-Р; 13 — Печоры 330; 14 — Паниниовичи 1-Р; 15 — Лаанеметса 70; 16 — Мынисте 60; 17 — Алуksне 99; 18 — Понкули 6-Р; 19 — Локно 1-Р; 20 — Краснодудово 5-Р; 21 — Полухново 4-Р

ми отложениями нижнего ордовика. Суммарная мощность их в юго-восточной Эстонии наибольшая (60 м) в скв. Отепя (рис. 1). В пределах Эстонии она в общем увеличивается с северо-востока на юго-запад (Пуура, Мардла, 1972), обнаруживая региональную закономерность, противоположную характеру изменения мощности байкальского комплекса.

Причина локального уменьшения ее на величину порядка 10 м в пределах современных Мынистеского и Хаанья-Локновского поднятий не ясна.

Мощность ниже-среднеордовикских карбонатных пород в юго-восточной Эстонии увеличивается с севера на юг. Верхнеордовикские породы сохранились в полной мощности лишь в западной части юго-восточной Эстонии (рис. 1). Полная мощность нижнесилурийских пород не установлена.

Во всех скважинах рассматриваемой площади из разреза додевонских осадочных пород выпадает верхняя часть (верхний силур — полностью, нижний силур и ордовик — частично или полностью). Следует

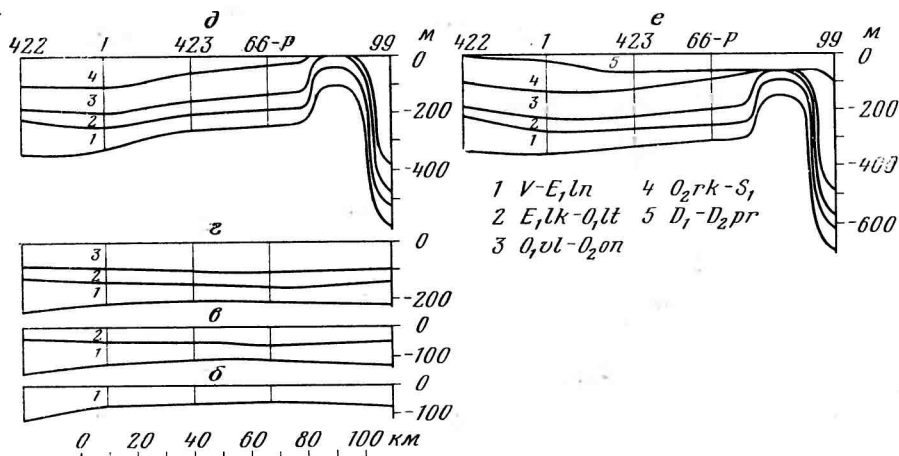


Рис. 2. Палеотектонические разрезы

Линия разрезов см. рис. 1

согласиться с мнением А. А. Каплана и К. К. Хазановича (1969), что отсутствие в скв. Мынисте ордовикских и силурийских отложений объясняется их последующим размывом, а не тем, что они там не отлагались. На составленных нами палеотектонических разрезах (рис. 2) в сводах поднятий они показаны условно в соответствии с вышеуказанными закономерностями регионального изменения мощностей. Эти разрезы наглядно иллюстрируют наше представление о платформенной стадии развития территории юго-восточной Эстонии.

Итак, мы пришли к выводу о возникновении Мынистеского и Хаанья-Локновского поднятий в конце каледонского этапа. В это же время образовался и флексурообразный изгиб на их южных склонах, отражающий подвижки по зоне разломов в фундаменте. К началу девонского осадконакопления поверхность фундамента в скв. Мынисте находилась на 235—240 м выше по сравнению со скважинами Выру и Карула, что составляет примерно 90% современной амплитуды (260—270 м). Древняя доля современной амплитуды по сравнению со скв. Алуksне (590 и 750 м) несколько меньше — 80%, а по сравнению со скв. Лаанеметса (88 и 145 м) еще меньше — 60%. Это указывает на дифференцированность и относительно слабую интенсивность последующих тектонических движений.

Мощность донаровских девонских отложений в юго-восточной Эстонии в общем увеличивается в южном направлении. На Мынистеском поднятии и в южной части Хаанья-Локновского поднятия она сокращается на 20—30 м (рис. 1). Мы считаем это признаком продолжающегося их роста. Разница в мощностях между скважинами Мынисте и Алуksне (60 м) указывает на то, что движения по зоне разломов были более интенсивными. Эти движения продолжались и в раннем — позднем девоне: суммарная мощность отложений от наровского до швентойского гори-

зонтов (включительно) в скв. Понкули на 70 м меньше, чем в скв. Алуksне.

Совпадение в плане, хотя бы в общих чертах, возвышенностей современного и коренного рельефа, подобно вышеописанным поднятиям, считается признаком неотектонической активизации древних структур. С. С. Шульц (1958) отмечает, что объяснять ледниковой аккумуляцией происхождение возвышенности Хаанья в целом невозможно, но объяс-

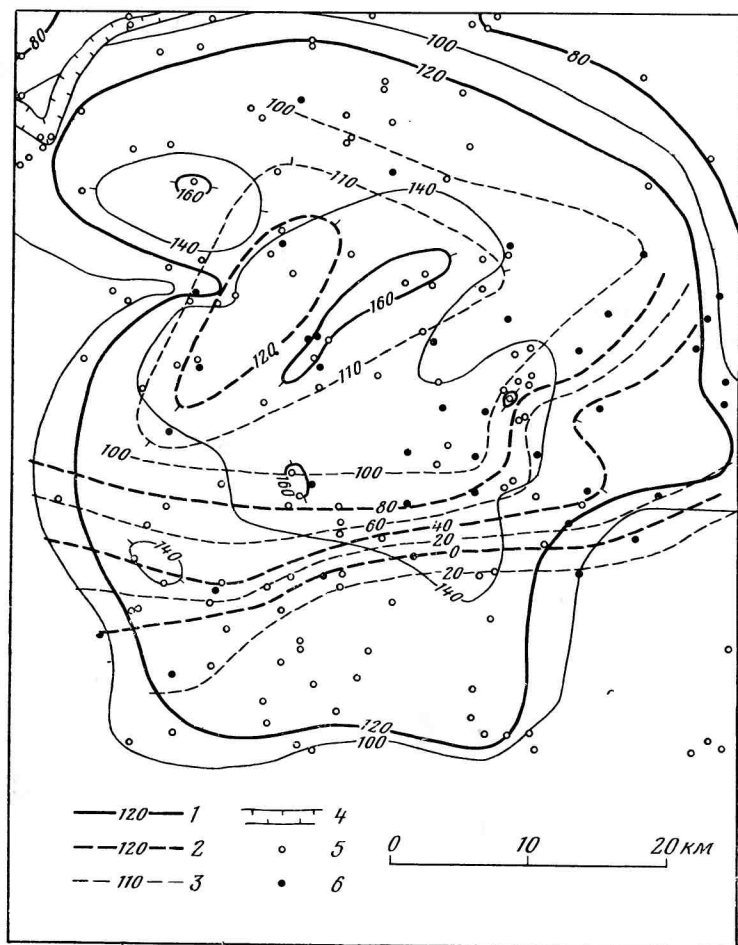


Рис. 3. Карта сопоставления рельефа коренных пород и платформенных структур в пределах возвышенности Хаанья (Вахер, Таваст, 1979)

1 — изогипсы поверхности коренных пород через 20 м; 2 — стратонизогипсы подошвы плейви́нского горизонта верхнего девона через 20 м (основные); 3 — то же, через 10 м (дополнительные); 4 — погребенные долины; 5 — буровые скважины; 6 — то же, структурные

нять ее происхождение только тектоникой также невозможно, так как амплитуда современной возвышенности намного больше амплитуды Хаанья-Локновского поднятия по кровле швентойского горизонта.

Соотношения между рельефом коренных пород и платформенными структурами в пределах возвышенности Хаанья довольно сложные (рис. 3). Южная часть возвышенности пересекается флексурой с амплитудой более 120 м по подошве плейви́нского горизонта верхнего девона. На поднятом крыле флексуры отмечается купол высотой около 30 м по той же поверхности. Максимальные абс. отметки возвышенности при-

урочены к присводовым участкам крыльев купола; свод частично размыт. Поскольку флексур является более древней (в рельефе коренных пород она не проявляется), то амплитуда сравнительно молодого поднятия не превышает 30 м. Это составляет примерно 1/3 отн. высоты возвышенности Хаанья по поверхности коренных пород и менее 15% стн. высоты современной возвышенности. Следовательно, ведущую роль при морфологическом обособлении возвышенности играли экзогенные процессы (Вахер, Таваст, 1979).

Данные о современных тектонических движениях возвышенности Хаанья довольно противоречивы. На схеме размещения изобаз на территории Эстонии (Желнин, 1960) возвышенность Хаанья находится в зоне медленного поднятия земной коры (около 1,0 мм/год). На новейшей карте изобаз территории Эстонии (Валлнер, Желнин, 1975) возвышенность опускается со скоростью 1,0 мм/год. Согласно Карте современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы (Лилиенберг и др., 1972), возвышенность также испытывает опускание со скоростью около 1,5 мм/год. Такая противоречивость относительно современных движений возвышенности Хаанья объясняется малым количеством исходных данных и методикой составления карт. Заметим, что пока ни одна трасса повторного нивелирования не проходит непосредственно через возвышенность Хаанья.

Мнение многих исследователей (Шульц, 1958; Исаченков, 1969, и др.) о локальном поднятии возвышенности Хаанья в современное время основывается в основном на принципе унаследованности. В пользу этого мнения как будто говорят геоморфологические исследования Т. Либлика (Liblik, 1966) и А. Мийдела (1966), которые указывают на асимметричное строение ряда речных долин юго-восточной Эстонии и соответствующий характер накопления аллювиальных отложений в них. Но эти данные являются пока предварительными.

Таким образом, неотектонические движения ввиду незначительной интенсивности и малой амплитуды не могли существенно повлиять на формирование островных возвышенностей, где мощность четвертичных отложений и скорости их аккумуляции были весьма большими. Ведущую роль в формировании островных возвышенностей несомненно играли динамические процессы под ледником, которые во многом зависели от характера подледниковой поверхности.

Для подтверждения сказанного проанализируем влияние подстилающей поверхности на размещение плейстоценовых отложений в районе распространения островных возвышенностей юго-восточной Эстонии. Поскольку динамика ледников определяется прежде всего крупными формами древнего рельефа, мы дадим краткую характеристику этих форм в целом. Рельеф коренных пород здесь (рис. 4) является более сложным, чем в других районах Эстонии. Это связано с широким распространением легко эродируемых среднедевонских алевролитов и песчаников. Лишь в самой крайней юго-восточной части Эстонии, в пределах возвышенности Хаанья под четвертичными отложениями прослеживаются верхнедевонские доломиты.

Возвышенность Хаанья является самым высоким участком древнего рельефа Эстонии. Абсолютные отметки поверхности коренных пород достигают здесь 166 м, составляя в среднем 90—110 м. В пределах возвышенности выделяется ряд более мелких форм рельефа с относительно ровной поверхностью и превышениями 10—20 м. Южный склон возвышенности Хаанья довольно пологий (3 м/км), северный, проксимальный, склон опускается круто (80 м/км) на низину юго-восточной Эстонии. Эта узкая, вытянутая в широтном направлении низина отделяет коренную возвышенность Хаанья от возвышенности Отепя. Поверхность коренных пород на возвышенности Отепя находится в среднем на абс. отметках от 80 до 120 м. Поскольку возвышенность Отепя сложена с поверхности

легкоэродированными среднедевонскими песчаниками, она более расчленена, нежели возвышенность Хаанья. Если на возвышенности Хаанья отн. высоты платообразных форм рельефа обычно колеблются от 10 до 20 м (максимально до 30 м), то на возвышенности Отепя они чаще всего составляют 20—30 и доходят до 60 м. Кроме того, широкие и глубокие погребенные долины разделяют возвышенность Отепя на три самостоятельные острововидные части (рис. 4). Самая высокая юго-восточная часть коренной возвышенности расположена в окрестностях Эраствере



Рис. 4. Мощность плейстоценовых отложений на фоне рельефа коренных пород юго-восточной Эстонии

1 — изопахиты плейстоценовых отложений; 2 — изогипсы поверхности коренных пород; 3 — погребенные долины

и Осула. Здесь платообразное повышение имеет в плане вид треугольника, направленного на юг. Высшая точка коренной поверхности (около 130 м) находится вблизи дер. Эраствере. Со всех сторон склоны полого (6 м/км) спускаются к окружающим понижениям.

Восточная часть острововидной возвышенности простирается от дер. Китсе до оз. Валгярв и также имеет вид треугольника. Поверхность коренных пород расположена здесь в среднем на высоте 110 м, максимальные высоты 120 м. Склоны здесь более крутые, падение их в среднем составляет 7 м/км. Понижение между названными частями возвышенности протягивается в западном направлении, представляя собой верховье погребенной долины Ахья, идущей во впадину Псковского озера. Поверхность понижения находится на высоте около 60 м.

Западная часть коренной возвышенности Отепя с абс. отметками до 110 м расположена между погребенными долинами Элва — Сангасте и Тарту — Сангасте — Валга. Это острововидное повышение вытянуто с северо-востока на юго-запад. Его западный склон круто спускается (27 м/км) в погребенную долину Элва — Сангасте; восточный склон более пологий (13 м/км).

В итоге можно сказать, что древний рельеф в пределах распространения островных возвышенностей юго-восточной Эстонии сильно расчленен. Это несомненно повлияло на динамику ледников, обусловив не только направления их движения, но и избирательное накопление ледниковых отложений и формирование островных возвышенностей в целом.

Рассмотрим мощность плейстоценовых отложений на описываемых островных возвышенностях и окружающих территориях и связь их распределения с подстилающей поверхностью. На составленной карте мощности плейстоценовых отложений (рис. 4) повышенной мощностью выделяются островные возвышенности и погребенные долины. На остальной территории юго-восточной Эстонии мощность плейстоценовых отложений обычно не превышает 10 м. Наибольшая мощность плейстоценовых отложений наблюдается на возвышенности Хаанья, особенно в окрестностях пос. Хаанья (Суур-Мунамяги, 138 м). В среднем мощность отложений в центральной части возвышенности все же составляет лишь 50—60 м; на запад и восток она уменьшается и составляет в западной части возвышенности около 20 м, в восточной части порядка 10 м.

Для выяснения влияния подстилающей поверхности на распределение плейстоценовых отложений на возвышенности Хаанья мы сравнивали карту мощности плейстоценовых отложений с картой рельефа коренных пород. Выяснилось, что повышенная мощность плейстоценовых отложений наблюдается перед коренной возвышенностью и непосредственно за ней, причем на проксимальном склоне мощность отложений несколько больше, чем на дистальном.

В пределах островной аккумулятивной возвышенности Отепя мощность плейстоценовых отложений составляет обычно 40—50 м, но в некоторых районах превышает 110 м. Особенно большие мощности отложений наблюдаются в пересекающих возвышенность погребенных долинах. Так, в долине Элва — Сангасте мощность отложений достигает 129 м, а в долине Отепя — Сангасте — 173 м.

Если рассматривать распределение мощности плейстоценовых отложений по отношению к подстилающей поверхности, то выясняется, что мощность и здесь увеличивается перед и за коренными «острововидными» возвышениями. В западной части возвышенности Отепя мощность отложений больше за коренным возвышением, а в восточной части — перед ним.

Таким образом, подстилающая поверхность существенно повлияла на распределение плейстоценовых отложений на островных возвышенностях. Судя по имеющимся данным, для формирования островных возвышенностей необходимо наличие хотя бы небольшого коренного остова. Если в ряде случаев он еще не обнаружен, то это может быть объяснено недостаточным количеством скважин.

Учитывая достижения последних лет в выяснении общих закономерностей формирования островных возвышенностей (работы А. А. Асеева, О. П. Аболтыныша, В. А. Исаченкова, Н. С. Чеботаревой, С. В. Яковлевой и мн. др.), а также на основании анализа особенностей коренного рельефа, строения и геоморфологии возвышенностей Отепя и Хаанья, можно сформулировать следующие основные положения образования и развития островных возвышенностей: 1) тектонические движения, как правило, играли в формировании этих возвышенностей очень небольшую роль; 2) под островными возвышенностями всегда расположены более или менее заметные повышения коренного рельефа, которые обусловили пер-

вичные накопления отложений. В плейстоцене это ядро, покрываясь четвертичными отложениями, постепенно расширялось вверх и вширь и оказывало все большее влияние на динамику ледника и на распределение отложений; 3) в зависимости от конкретных особенностей строения и морфологии генезис островных возвышенностей может несколько различаться, но основные этапы их формирования, выделенные О. П. Аболтыным (1975), в большей или меньшей мере всегда прослеживаются. По материалам возвышенностей Хаанья и Отепя, главное значение в осадконакоплении имела подледниковая аккумуляция.

Ввиду того что развитие островных возвышенностей в позднеплейстоценовое время в литературе достаточно подробно освещено, в частности образование южноэстонских островных возвышенностей рассмотрено в недавно вышедшей работе А. Раукаса и Р. Карукяппи (Raukas, Karukapp, 1979), мы в данной статье на этом вопросе не останавливаемся.

ЛИТЕРАТУРА

- Аболтыныш О. П. Гляциодинамические особенности формирования возвышенностей Латвии. В кн. «Вопросы четвертичной геологии», № 8. Рига, «Зинатне», 1975.
- Афанасьев Б. Л., Волколаков Ф. К., Поливо И. А., Кактыныш Я. Я., Агальцова Е. Н. Генетические типы локальных структур платформенного чехла на территории Латвийской ССР. В сб. «Локальные структуры Белоруссии и Прибалтики» (Тез. VII годовичного совещания Комиссии по тектонике Белоруссии и Прибалтики). Вильнюс, 1978.
- Валлер Л. А., Желнин Г. А. Новая карта изобаз территории ЭССР. В кн. «Современные движения территории Прибалтики». Тарту, 1975.
- Вахер Р. М., Таваст Э. Х. Вопросы формирования рельефа коренных пород Эстонии. В кн. «Проблемы унаследованности тектонических структур в Прибалтике и Белоруссии». Таллин, 1979.
- Волколаков Ф. К., Поливо И. А., Агальцова Е. Н., Яковлева В. И. Геологическое строение и нефтегазоносность акваториальной части Балтийской синеклизы. Рига, «Зинатне», 1977.
- Вонсявичюс В. П. Строение четвертичных отложений юго-западной Прибалтики. В кн. «Вопросы геологии и палеогеографии четвертичного периода Литвы», т. 5. Вильнюс, «Минтис», 1967.
- Желнин Г. А. Изучение вертикальных движений земной коры в Эстонской ССР методом повторных нивелировок. «Материалы совещания по вопросам неотектонических движений в Прибалтике». Тарту, 1960.
- Исаченков В. А. О новейших тектонических движениях Печорского купола Хааньяско-Локновского тектонического поднятия. В кн. «Структурно-геоморфологические исследования при нефтегазопойсковых работах». Л., 1969.
- Исаченков В. А., Татарников О. М. «Островные» возвышенности северо-запада Русской равнины, их положение в системе краевых образований валдайского ледника. В кн. «Ледниковый морфогенез». Рига, «Зинатне», 1972.
- Каплан А. А., Хазанович К. К. К вопросу об истории тектонического развития Локновского поднятия. В кн. «Вопросы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии». Рига, «Зинатне», 1969.
- Карукяппи Р. Я. Особенности формирования четвертичного покрова и форм рельефа в готияльциальном этапе дегляциации (на примере территории Эстонии). Автореф. канд. дис. Таллин, 1979.
- Лилленберг Д. А., Сетунская Л. Е., Благоволин Н. С., Горелов С. К., Никонов А. А., Розанов Л. Л., Серебрянный Л. Р., Филькин В. А. Морфоструктурный анализ современных вертикальных движений Европейской части СССР. «Геоморфология», № 1, 1972.
- Мийдел А. М. О связи между современными движениями земной коры и эрозивно-аккумулятивной деятельностью рек Эстонии. — «Изв. АН ЭССР. Сер. физ.-мат. и техн. наук», т. 15, № 1, 1966.
- Паасикиви Л. Б. Геологическое строение и история развития Хаанья-Локновского и Мыннестского поднятий. В сб. «Вопросы разведочной геофизики», № 5. Л., «Недра», 1966.
- Пуура В., Мардла А. Структурное расчленение осадочного чехла в Эстонии. «Изв. АН СССР. Сер. хим. геол.», т. 21, № 1, 1972.
- Раукас А. В. Плейстоценовые отложения Эстонской ССР. Таллин, «Валгус», 1978.
- Ряхки Э. О блоковых неотектонических движениях на территории Эстонии. «Изв. АН ЭССР. Сер. хим. геол.», т. 22, № 4, 1973.
- Шульц Т. С. О связи рельефа и новейшей тектоники со структурой северо-западной и западной частей Русской платформы. «Тр. Лаборатории аэрометодов». Изд-во АН СССР, 1958.

- Liblik J.* Jooni. Püasa oru geomorfoloogiast. Eesti Geograafia Seltsi Aastaraamat 1964/1965. Tallinn, 1966.
- Raukas A.* The formation at the Estonian glacial relief. Eastonia. Geographical studies. Tallinn, 1972.
- Raukas A., Karukäpp R.* Eesti liustikutekkeliste akumulatiivsete saarkõrgustike ehitus ja kujunemine. Rni «Eesti saarkõrgustike ja järvenõgude kujunemine». Tallinn, «Valgus», 1979.

Институт геологии
АН Эстонской ССР

Поступила в редакцию
12.VI.1979

THE INFLUENCE OF TECTONICS AND BEDROCK TOPOGRAPHY ON THE FORMATION OF INSULAR HEIGHTS AT ESTONIA

R. M. VAHER, A. V. RAUKAS, E. H. TAVAST

Summary

The role of the bedrock topography in the distribution of the Pleistocene deposits within the range of the insular heights is analysed, the age of Haanja and Otepää bedrock elevations being defined. Conclusion is drawn that the tectonic movements were not of great importance in the formation of the insular heights and the latter were formed on the bedrock cores between glacier lobes which differed in the rate of ice flow. Thus the bedrock topography was of primary significance; it predetermined debris accumulation both at its proximal and distal slopes under the moving glacier.

УДК 551.4.042(470.67)

З. Х. ГАДЖИЕВА

ДЕНУДАЦИОННАЯ РАБОТА РЕК В ПРЕДЕЛАХ СЛАНЦЕВОГО И ИЗВЕСТНЯКОВОГО ДАГЕСТАНА

Определение темпов денудации — задача, с решением которой связан успех разработки ряда кардинальных теоретических и практических проблем, в числе которых можно назвать выявление общего характера развития рельефа (восходящее, нисходящее, динамическое равновесие), определение верхнего денудационного уровня А. Пенка, восстановление палеорельефа, прогноз глубины залегания рудоносных горизонтов, расчет сроков существования внутренних водоемов (в том числе водохранилищ) и мн. др.

Методы оценки интенсивности денудации можно разделить на две группы: 1) оценивающие среднюю интенсивность за значительный промежуток времени, 2) оценивающие современную интенсивность. К первой группе относятся методы, базирующиеся на восстановлении геологического разреза, определении объема коррелятивных отложений, установлении глубинной фаціальности интрузивных пород, определении объема отрицательных элементов рельефа эрозионно-денудационного происхождения и др. Ко второй группе относятся методы, основанные на определении модулей стока наносов и растворенных веществ в речной воде (ионного стока), а также базирующиеся на данных, полученных непосредственными измерениями слоя денудации на стационарах или объемов аккумуляции в водохранилищах.