

УДК 551.1/4(474.2+470.23)

И. ТУУЛИНГ

ДОДЕВОНСКИЙ И ДОЧЕТВЕРТИЧНЫЙ РЕЛЬЕФ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ПРИБАЛТИЙСКОГО ФОСФОРИТО-СЛАНЦЕВОГО БАССЕЙНА (ЛУЖСКО-НАРВСКАЯ НИЗИНА)

Ордовикские отложения восточной части Прибалтийского фосфорито-сланцевого бассейна, в отличие от средней и западной частей, перекрыты среднедевонскими отложениями (наровский и старооскольский горизонты) в общем небольшой мощности (до 60 м). Последние залегают на денудированной поверхности нижнего, среднего и верхнего ордовика с заметным азимутальным несогласием (Туулинг, 1988). Как в дочетвертичной поверхности ордовикских и девонских пород, так и в додевонской поверхности ордовика выработан пластовой эрозионно-денудационный рельеф, разницы в высотных отметках которых достигают соответственно до 100 м (от -16,5 до +84,6 м) и 105 м (от -24,5 до +82,4 м). Общие черты современного рельефа повторяют рельеф коренных пород, так как мощность четвертичных отложений обычно менее 5—10 м и лишь в отдельных аккумулятивных формах — больше. Как правило, эрозионные врезы в поверхности коренных пород заполнены четвертичными отложениями, так что эти важные элементы дочетвертичного эрозионного рельефа могут быть выявлены лишь по данным бурения и геофизики (Таваст, Раукас, 1982). Между тем, эрозионно-денудационные формы поверхности ордовикских отложений определяют северную гра-

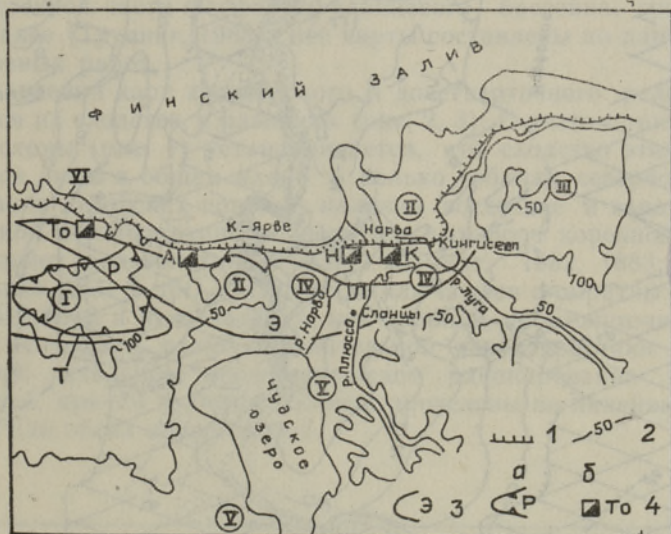
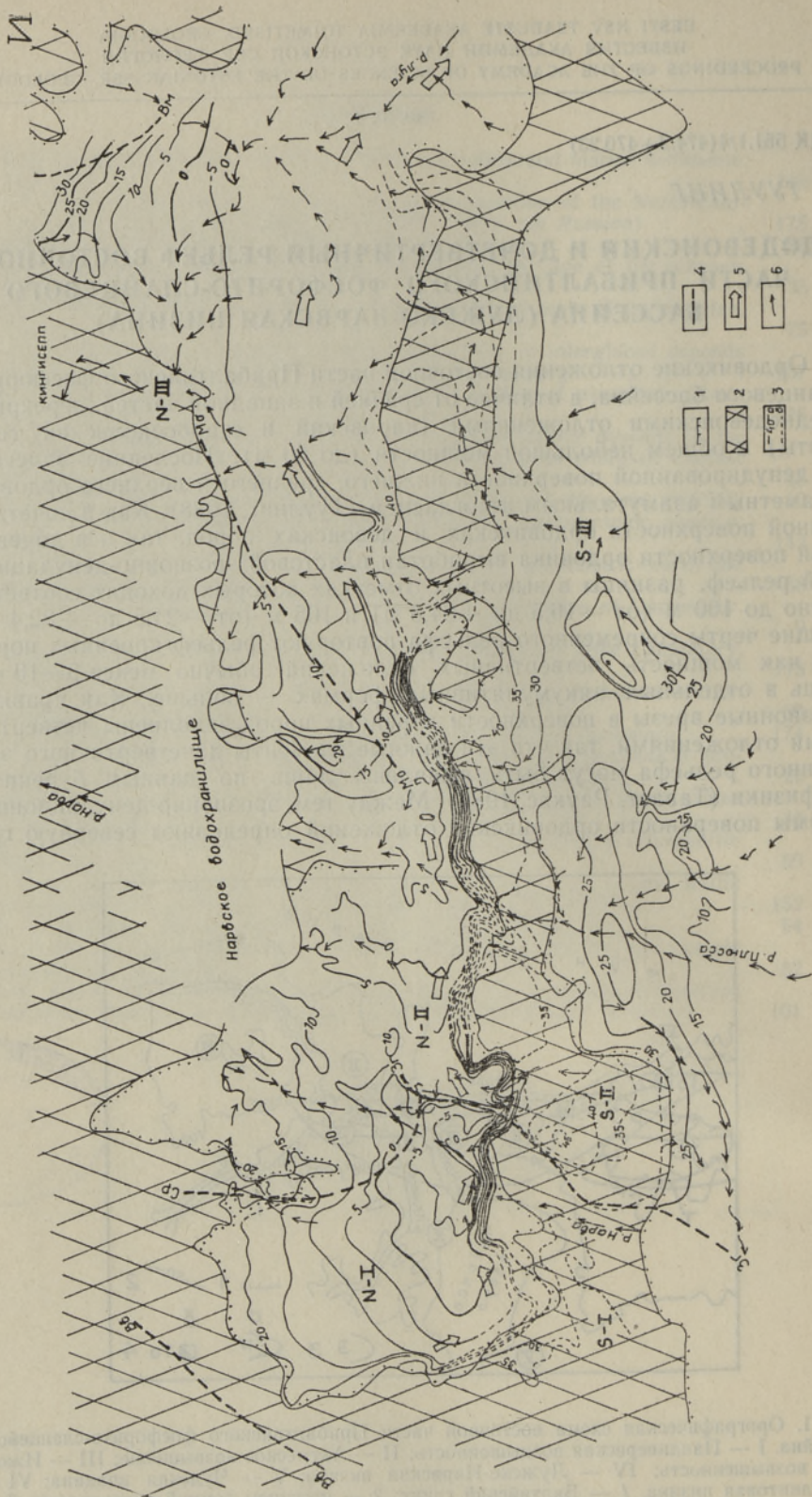


Рис. 1. Орографическая схема восточной части Прибалтийского фосфорито-сланцевого бассейна. I — Пандивереская возвышенность; II — Ахтмеское возвышение; III — Ижорская возвышенность; IV — Лужско-Нарвская низина; V — Чудская впадина; VI — предглинтовая низина. 1 — Балтийский глинт; 2 — изогипсы земной поверхности; 3 — месторождения горячих сланцев-кукерситов: Э — Эстонское, Л — Ленинградское, Т — Тапаское; 4 — месторождения фосфоритов: а) Р — Раквере (в масштабе), б) То — Тоулсе, А — Азери, Н — Нарва, К — Кингисепп.



A

ницу распространения залежей названных полезных ископаемых и расчленяют северную часть бассейна на блоки, разработку которых возможно организовать только отдельными выработками. Определенную связь с эрозионным рельефом имеет глубинный карст, также осложняющий горно-геологические и гидрогеологические условия разработки месторождений (Газизов, 1971).

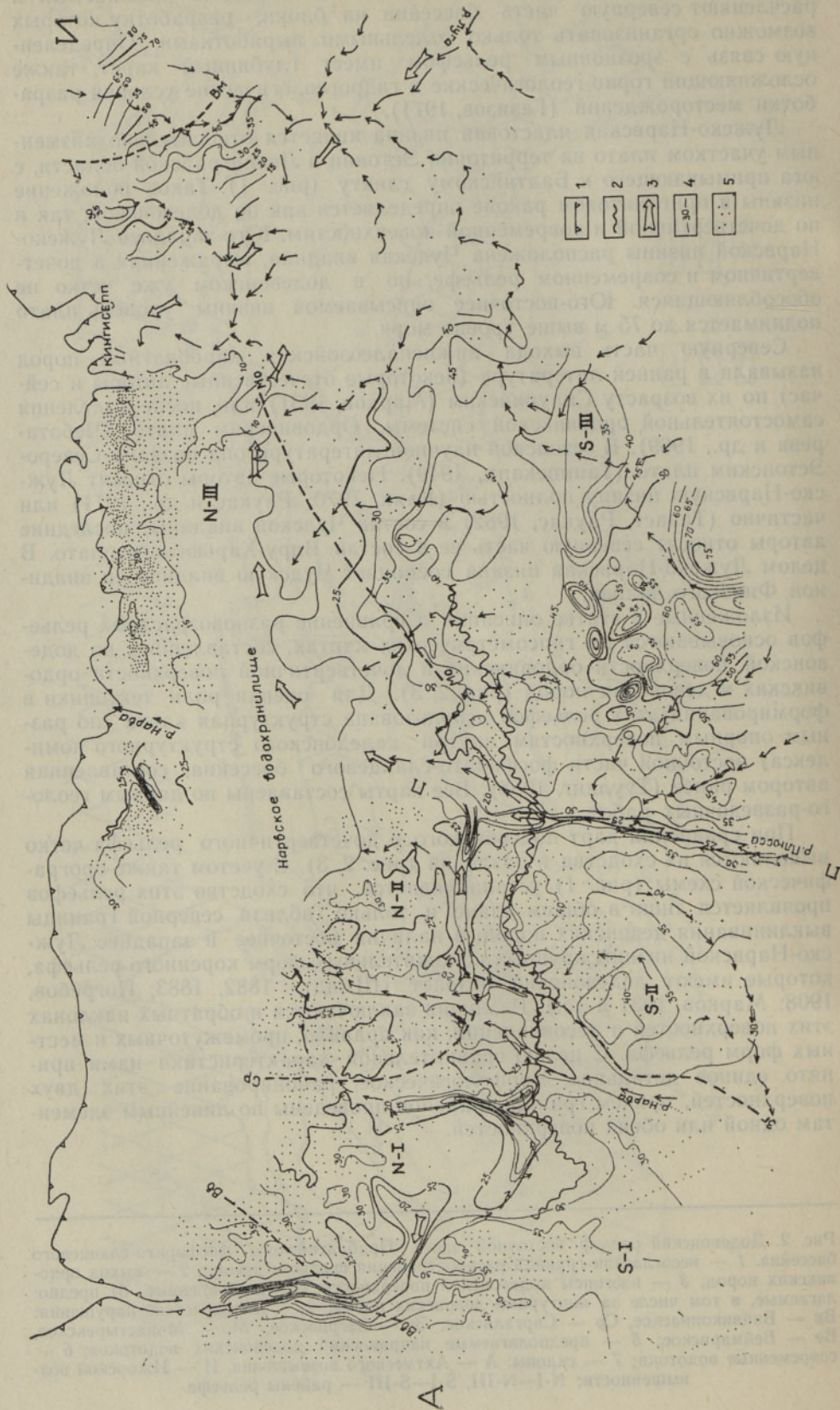
Лужско-Нарвская пластовая низина является относительно низменным участком плато на территории Эстонии и Ленинградской области, с юга примыкающего к Балтийскому глинту (рис. 1). Такое положение низины в приглинтовом районе определяется как по додевонской, так и по дочетвертичной и современной поверхностям. Юго-западнее Лужско-Нарвской низины расположена Чудская впадина, выраженная в дочетвертичном и современном рельефе, но в додевонском уже четко не обособляющаяся. Юго-восточнее описываемой низины уровень плато поднимается до 75 м выше уровня моря.

Северную часть выхода нижнепалеозойских карбонатных пород называли в ранней литературе (некоторые отечественные авторы и сейчас) по их возрасту Силурийским (Марков, 1931) или, после выделения самостоятельной ордовикской системы, Ордовикским плато (Чеботарева и др., 1969). В эстонской научной литературе она названа Северо-Эстонским плато (Tammekann, 1949). Некоторые авторы относят Лужско-Нарвскую низину полностью (Каяк, 1970; Раукас и др., 1971) или частично (Таваст, Раукас, 1982) в состав Чудской впадины; последние авторы относят северную часть ее в состав Виру-Харьуского плато. В целом Лужско-Нарвская низина соединяет Чудскую впадину со впадиной Финского залива.

Изложенные в статье описания и сравнение разновозрастных рельефов основываются на гипсометрических картах, составленных по додевонской поверхности ордовикских и дочетвертичной поверхности ордовикских и девонских пород (рис. 2, 3). Для оценки роли тектоники в формировании этих рельефов использована структурная карта (по разным опорным поверхностям внутри каледонского структурного комплекса) восточной части фосфорито-сланцевого бассейна, составленная автором ранее (Туулинг, 1988). Все карты составлены по данным геолого-разведочных работ.

При сравнении карт додевонского и дочетвертичного рельефа четко выявляются их сходства и различия (рис. 2, 3). С учетом также орографической схемы (рис. 1) устанавливается, что сходство этих рельефов проявляется лишь в общем плане и только вблизи северной границы выклинивания девонских пород: в наличии восточнее и западнее Лужско-Нарвской низины крупных положительных форм коренного рельефа, которые имеют додевонский возраст (Шмидт, 1882, 1883; Погребов, 1908; Марков, 1931 и др.). Различия заключаются в обратных наклонах этих поверхностей и несовпадении, как правило, промежуточных и местных форм рельефа. С целью сравнительной характеристики нами принято единое детальное морфологическое районирование этих двух поверхностей, причем границы районов проведены по линейным элементам одной или обеих поверхностей.

Рис. 2. Додевонский рельеф восточной части Прибалтийского фосфорито-сланцевого бассейна. 1 — несогласная граница распространения среднего девона; 2 — выход ордовикских пород; 3 — изогипсы додевонской поверхности: а) установленные, б) предполагаемые, в том числе за контурами девонских пород; 4 — тектонические нарушения: Вв — Вийвиконнаское, Ср — Сиргалаское, Зг — Загривское, Мо — Монастырское, Ве — Веймарское; 5 — предполагаемые направления додевонских водотоков; 6 — современные водотоки; 7 — склоны: А — Ахтмеского возвышения, И — Ижорской возвышенности; N-I—N-III, S-I—S-III — районы рельефа.



Субширотный Везенбергский уступ делит додевонскую поверхность на две полосы — северную (N) и южную (S). В пределах каждой субширотной полосы поверхность погружается с севера на юг. В общем прямолинейный, но осложненный местными врезами, Везенбергский уступ имеет абсолютные отметки бровки 25—45 м и относительную высоту 30—45 м, максимальную в восточной части. Пластовая низина перед уступом имеет минимальные отметки 15—25 м ниже уровня моря. Э. Саммет предполагал, что на востоке эта отрицательная форма рельефа открывается в юго-восточном направлении — в сторону Московской синеклизы как древняя (доживетская) эрозионная впадина.

В дочетвертичной поверхности Везенбергский уступ ярко не проявляется, однако, как следует из рис. 3, по этой линии происходит некоторая смена особенностей ее рельефа.

Перпендикулярными к Везенбергскому уступу границами приняты разнородные линейные элементы геологического строения и рельефа: 1) зона Загривского нарушения и 2) Плюсская дочетвертичная погребенная долина. Выделяющиеся «блоки» с запада на восток в северном и южном рядах пронумерованы (N-I, S-I и т. д.).

При описании додевонского рельефа придется еще отметить, что сплошной выход среднедевонских пород прорезан широтной полосой выхода ордовикских известняков южнее Везенбергского уступа, где девонские породы денудированы, вследствие чего мы не можем здесь говорить о додевонском рельефе в строгом понятии (рис. 2). Но как следует из приводимых ниже фактов, выделяемые здесь дочетвертичные формы имеют в основном досреднедевонский возраст, так как позже существенно не изменились.

Додевонская денудационная поверхность в блоке N-I находится на 50—70 м ниже кровли ордовика на вершине Ахтмеского возвышения. В пределах этого блока она полого погружается на юго-восток. На рис. 2 видно, что Сиргалаское нарушение заметно деформирует контактную поверхность ордовика—девона, в связи с чем вполне вероятны последовонские тектонические подвижки по этой зоне.

Значительно больше расчленяется дочетвертичная поверхность в блоке N-I, в общем понижаясь в южном направлении. В первую очередь необходимо отметить Вазаверскую погребенную долину, выработанную в ордовикских породах у подножья Ахтмеского возвышения, верховья которой также врезаны в девонские породы. В девонских породах южной части блока выделяется разветвляющаяся бессточная погребенная долина глубиной более 20 м, возраст которой, вероятно, плейстоценовый.

Додевонский и дочетвертичный рельеф в блоке S-I весьма ровный. Долина р. Нарвы в дочетвертичном рельефе восточной части блоков N-I и S-I выражена слабо, она наиболее заметна при пересечении Везенбергского уступа (рис. 3). В среднем течении р. Нарвы выделяется неглубокая субширотная погребенная долина, объединяющая долину р. Нарвы с более глубокой погребенной долиной р. Плюсса. Не исключено, что на определенных этапах своего развития (в плейстоцене или раньше) р. Нарва текла по этому руслу. Маловодные современные левые притоки р. Нарвы не унаследовали древних элементов рельефа.

Граница пары блоков I и II проведена по зоне Загривского нарушения, которая в виде уступа отражается как в додевонском, так и в дочетвертичном рельефах (рис. 2, 3; Туулинг, 1988). В северо-западном

Рис. 3. Дочетвертичный рельеф восточной части Прибалтийского фосфорито-сланцевого бассейна. 1 — Балтийский глин; 2 — Везенбергский уступ; 3 — предполагаемые дочетвертичные водотоки; 4 — изогипсы дочетвертичной поверхности; 5 — буровые скважины. П — Плюсская дочетвертичная долина. Остальные обозначения см. рис. 2.

крыле этого нарушения додевонская поверхность как севернее, так и южнее Везенбергского уступа опущена примерно на 10 м. Конформная деформация дочетвертичной поверхности хорошо заметна южнее уступа, но, возможно, и севернее его. Это один из крайне редких случаев на территории Северной Прибалтики, когда дочетвертичная поверхность деформирована конформно с более глубокими слоями. Это может свидетельствовать о молодых, позднекайнозойских тектонических подвижках по зоне.

Додевонский и дочетвертичный рельеф в пределах блока N-II расчленен слабо. Первая поверхность равномерно погружается в юго-восточном направлении, постепенно поворачивая на восток. Кровля дочетвертичных пород слабо наклонена на юг. Наибольшее понижение последней связано с широтной дочетвертичной долиной, глубина которой в каньонообразной устьевой части более 30 м.

В северной части блока S-II (вдоль Везенбергского уступа) девонские породы денудированы. В кровле ордовикских пород выделяются отдельные возвышения, относительная высота которых не превышает 10—15 м. Южнее, начиная с абсолютных высотных отметок порядка 30 м поверхность ордовикских пород опять покрыта среднедевонскими породами. Наблюдается пологое погружение ровного додевонского рельефа на юг—юго-восток. Дочетвертичный рельеф в южной части блока S-II на среднедевонских породах имеет сложный пересеченный характер.

Пары блоков II и III разделяет древняя долина р. Плюсса, которая выделяется в дочетвертичном (слабее также в современном) рельефе. Северный наклон долины, глубина которой 5—20 м, заметно увеличивается на Везенбергском уступе.

Падение додевонской поверхности в блоке N-III, восточнее древней долины р. Плюсса, изменчиво. По данным отдельных скважин, северо-западнее с. Черно установлены понижения до —20 м и ниже. Можно предположить наличие здесь субмеридиональной долины. Северо-восточнее последней додевонская поверхность падает в юго-восточном направлении — в сторону Везенбергского уступа.

Из окрестностей современной долины р. Луги буровых данных мало и точное прослеживание Везенбергского уступа затруднительно. Восточнее р. Луги додевонская поверхность начинает резко повышаться в направлении Ижорской возвышенности, достигая в окрестностях Веймарна +82,4 м. По данным одиночных скважин, у юго-западного подножья Ижорской возвышенности прослеживается древняя додевонская впадина с наклоном к юго-востоку.

Дочетвертичный рельеф в пределах блока N-III понижается к его середине: севернее Везенбергского уступа на север, южнее Балтийского глинта на юг. Понижение поверхности коренных пород в сторону современного Нарвского водохранилища на фоне окружающей территории свидетельствует о существовании здесь дочетвертичного понижения, куда впадала также древняя р. Плюсса, и вытекал, по-видимому, один из притоков древней р. Луги (в окрестностях современной р. Пята), на что указывают одиночные скважины юго-западнее д. Порхово.

Несовпадение додевонского и дочетвертичного рельефа наиболее ярко выражено в южной части блока S-III. Додевонская поверхность, в которой выделяются небольшие неровности, падает полого на юг—юго-восток. Дочетвертичный рельеф, который здесь выработан в среднедевонских породах, наиболее расчленен. Постепенно поднимающийся в юго-восточном направлении рельеф коренных пород осложнен изолированными понижениями и холмами, абсолютные высотные отметки колеблются от 30 до 75 м. В северной части, где девонские породы в основном денудированы, кровля ордовикских пород относительно ровная (абсолютная высота 35—45 м).

Имея в виду условия переработки додевонской поверхности на бровке Везенбергского уступа, можно предположить, что единичные возвышения в кровле ордовикских пород на их широтном выходе следует воспринимать именно как формы додевонского рельефа. На это указывают сохранившиеся в наиболее низких местах останцы среднедевонских пород. Понижение додевонского рельефа наблюдается также вдоль Загривского нарушения (в зоне Везенбергского уступа), что свидетельствует о наличии ослабленной зоны в досреднедевонское время.

Различия азимутов падения и абсолютных отметок додевонской поверхности в пределах Лужско-Нарвской низины между северной (N) и южной (S) полосами указывают на особенности их формирования. Общий наклон этой поверхности на юг—юго-восток определен региональными тектоническими процессами в девоне — воздыманием Балтийского щита и перемещением центра погружений от Балтийской синеклизы к Московской. Додевонский рельеф перед началом девонского осадконакопления мало переработан и сглажен. В основании наровских пород отсутствуют литоральные и дельтовые фации. Это свидетельствует о быстром погружении территории и таком же погребении форм рельефа. Полностью сохранился куэстовый характер додевонского рельефа, сохранились также свидетельства о наличии речной долины, расположенной в подножии Везенбергского уступа и направленной в сторону Московской синеклизы.

Из изложенного вытекают два наиболее существенных вывода по истории формирования рельефа.

1. Анализ древнего рельефа Лужско-Нарвской низины позволил установить последевонские подвижки по Сиргаласкому нарушению и, вероятно, весьма молодые позднекайнозойские подвижки по Загривскому нарушению.

2. Из палеогеографических построений известно, что к концу девона описанные формы рельефа ордовикских пород были погребены под девонскими отложениями и территория была выровнена. На новейшем этапе образования рельефа в пределах современной Лужско-Нарвской низины происходило неполное выпрепарирование додевонской впадины из-под мощной толщи среднедевонских пород. Устойчивость карбонатных пород ордовика способствовала избирательной эрозии низкопрочных девонских пород и в такой связи последевонский рельеф формировался в большей мере в зависимости от додевонского рельефа. Помимо Лужско-Нарвской низины в современной поверхности земли выделяются также некоторые мелкие унаследованные (выпрепарированные) додевонские формы рельефа.

ЛИТЕРАТУРА

- Газизов М. С. Карст и его влияние на горные работы. М., 1971.
- Каяк К. Древний рельеф Эстонии. — В кн.: Тез. докл. VII науч. конф. геологов Прибалтики и Белоруссии. Таллин, 1970, 158—161.
- Марков К. К. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области. — Тр. Гл. геол.-разв. упр. ВСНХ СССР. М.—Л., 1931, 117.
- Погребов Н. Ф. Краткие сведения о ходе гидрогеологических работ в Ямбургском уезде в 1908 г. СПб., 1908.
- Раукас А. В., Ряхни Э. Э., Мийдел А. М. Краевые ледниковые образования Северной Эстонии. Таллин, 1971.
- Таваст Э., Раукас А. Рельеф коренных пород Эстонии. Таллин, 1982.
- Туулинг И. Структура восточной части Прибалтийского бассейна горючих сланцев и фосфоритов. — Изв. АН ЭССР. Геол., 1988, 37, № 2, 59—69.
- Чеботарева Н. С., Арманд А. Д., Бискэ Г. С. и др. Основные черты геологического строения и рельефа подошвы четвертичных отложений. — В кн.: Последний ледниковый покров на северо-западе Европейской части СССР. М., 1969, 12—18.

Шмидт Ф. Б. О силурийской системе Петербургской губернии. — Тр. СПб об-ва естествоиспыт., 1882, вып. 1, 13, протоколы 94—95.

Шмидт Ф. Б. Предварительный отчет об исследованиях, произведенных летом 1882 г. по поручению Геологического комитета. — Изв. Геол. Ком., 1883, № 2, 109.

Tatttekanl, A. Die präglazialen Züge in der Oberflächengestaltung Estlands. Stockholm, 1949, 440—452.

Институт геологии
Академии наук Эстонской ССР

Поступила в редакцию
27/XI 1987

I. TUULING

DEVONI- JA KVATERNAARIEELNE MAETUD RELJEEF BALTI PÕLEVKIVI- JA FOSFORIIDIBASSEINI IDAOSAS (LUUGA—NARVA MADALIKUL)

Paljude luure- ning otsingupuuraukude andmetele tuginedes on koostatud Balti põlevkivi- ja fosforiidibasseini idaosa devoni- ja kvaternaarieelse reljeefi kaardid ning tehtud nende võrdlev analüüs. Ilmneb erivanuseliste reljeefivormide sarnasus regionaalses plaanis (Luuga—Narva madalik, sellest itta jääv Isuri kõrgustik ja lääne pool asuv Pandivere kõrgustik tulevad selgelt ilmsiks nii devonieelses- kui ka kvaternaarieelses reljeefis) ning erinevus detailsemas plaanis reljeefi vastupidiste kallakussuundade ja väiksemate reljeefivormide erineva paigutuse tõttu. Paleoreljeefi analüüs viitab Sirgala ja Zagrivye rike devonijärgsele elavnemisele, samuti viimase rike mõningale aktiviseerumisele veel hiliskainozoikumis.

Devonieelsete reljeefivormide hea säilivus viitab regionaalse struktuurse plaani muutusega seotud intensiivsetele kulutusprotsessidele siluri ja devoni piiril, territooriumi kiirele vajumisele ja mere pealetungile keskdevonis. Uusimal etapil on toimunud devoni pudedate setete valikuline erosioon, mistõttu tänapäeva reljeefi üldilme sõltub suurel määral devonieelsest, ordoviitsiumi kõvadesse lubjakividesse lõikunud reljeefist.

I. TUULING

PRE-DEVONIAN AND PRE-QUATERNARY RELIEF IN THE EASTERN PART OF THE BALTIC PHOSPHORITE—OIL SHALE BASIN (LUUGA-NARVA LOWLAND)

Using the data of geological bore-hole studies, the maps of pre-Devonian and pre-Quaternary relief for the eastern part of the Baltic phosphorite—oil shale basin are compiled. The comparative analysis of these reliefs reveals regional similarities connected mainly with great positive landforms east and west of Luuga-Narva lowland which have been formed already in pre-Devonian time and the differences are of smaller scale; they are expressed in different dips of paleorelief and the location of smaller landforms. The analysis of the paleorelief suggests the activity of Sirgala and Zagrivye faults in post-Devonian time; the latter became more active also in Late Cenozoic.

Good preservation of pre-Devonian landforms gives evidence of the denudation processes in Late Silurian and Early Devonian, and the quick submergence of the area and marine transgression in Middle Devonian.

During the Cenozoic denudation, pre-Devonian relief was partly released from the cover of thick Middle-Devonian sediments.