

well as elongated swell at the Kopet-Dag foreland, the South Kara-Kum depression was traced, a number of buried structures were distinguished controlling the probable oil and gas deposits, disjunctive dislocations were also traced and revealed.

As a result, a detailed gravimetric survey and seismic prospecting is recommended with the purpose of checking the availability and the structure of the revealed forms.

УДК 551.332.24+551.332.555

Л. М. ДОРОФЕЕВ, И. И. ЗАЛЕСКИЙ

КРАЕВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ СТЫРСКОЙ ОСЦИЛЛЯЦИИ (БАССЕЙН ПРИПЯТИ)

Со времени исследований П. А. Тутковского вопросы морфологии и генезиса ледниковых форм рельефа бассейна верхней Припяти не рассматривались на протяжении нескольких десятков лет. Некоторым исключением являются исследования А. М. Маринича в пятидесятые годы, результаты которых освещены в его монографии «Геоморфология южного Полесья» (1963). Однако в этой работе основное внимание обращено не на диагностику форм ледникового рельефа, а на значение ряда факторов, влиявших на происхождение Полесской низменности на пространстве от Западного Буга на западе до Днепра на востоке. Совокупность ледниковых форм рельефа, а также денудационные, карстовые и эоловые формы рассматривались лишь попутно, в целях геоморфологического районирования этой территории. Геологическое строение конечно-моренных образований, за исключением описания некоторых озовых гряд, не освещено.

Таким образом, еще десятилетие назад о краевых образованиях бассейна верхней Припяти существовали следующие представления. Гляциальные формы рельефа в виде моренных гряд протягиваются с запада на восток от Любомля до Столина. Их объединяли под названием Любомльско-Столинской моренной гряды, которая, как считалось, ориентирована перпендикулярно к направлению движения материкового льда. Отсутствие ледниковых форм на междуречье Горынь-Уборть объяснялось их размывом в последнепровское время (Цись, 1962).

Исследованиями 60-х гг. установлено, что между Западным Бугом и Горынью сплошных конечно-моренных гряд, фиксирующих край стационарного положения льда, не существует. В этой краевой зоне оледенения аккумулятивные формы рельефа развиты на поверхности обширных денудационных останцев, названных П. А. Тутковским (1913) меловыми покоями. (Между Западным Бугом и Горынью он выделил восемь таких участков, присвоив им местные названия). Помимо пространственного размещения ледниковых форм рельефа и выяснения их связи с гипсометрией поверхности коренного ложа в те же годы было установлено, что повсеместного отмирания Припятской ледниковой лопасти в регрессивную фазу днепровского оледенения за один этап не произошло. После ее стабилизации в максимальную фазу отступление края льда сменилось повторной активностью. Рубеж, на котором произошла смена регрессивного ледникового режима трансгрессивным, зафиксирован в современном рельефе краевыми образованиями, развитыми на междуречьях Турья — Стоход и Стоход — Стырь. На первом участке гряды с субширотной ориентировкой прослеживаются от

с. Гуты Каменской (южнее г. Камня Каширского) в направлении с. Верхи и далее на юго-восток, где они обрываются у с. Большой Обзыр (р. Стоход). На междуречье Стоход — Стырь они развиты в северо-восточной части Оконского мелового цоколя, между селом Галузия и г. Чарторыйск.

Эти гряды, протягивающиеся почти вкрест основному направлению долин Стохода и Стыри, образуют угловое несогласие с развитыми южнее грядами широтной ориентировки. Последние встречаются на Поворском (междуречье Турья — Стоход) и в южной части Оконского меловых массивов. На первом они прослеживаются на участке от с. Белин до западной окраины с. Поворск, а также между селами Гривятки и Луковкой. На втором — между селами Трояновкой и Череваха и между с. Городок и западной окраиной г. Старые Маневичи.

Несогласию ориентировки внутренних гряд с внешними впервые должное значение придал А. А. Асеев (1972а, б). На примере нескольких, расположенных под углом гряд поморской стадии северопольского оледенения он убедительно показал, что угловое несогласие внутренних гряд с обособленными от них внешними грядами свидетельствует о динамической перестройке направления движения материковых льдов в Прибалтике. Аналогичная перестройка в направлении движения конечных звеньев материкового льда происходила в бассейне верхней Припяти. По гляциодинамическому рангу этот повторный надвиг относится к осцилляции, которую было предложено называть Стырской (Дорофеев, 1974).

Краевые образования Стырь-Горыньского междуречья длительное время оставались неизученными. В 1974 г. нами были проведены исследования на участке от Старой Рафаловки до Столина. Помимо изучения морфологии и внутреннего строения гляциальных форм рельефа по искусственным выработкам проводилось также описание керна картировочных скважин. В результате были получены новые данные о генезисе этих форм, причем наиболее распространенные их морфогенетические разновидности в пределах УССР выделяются впервые. Выяснилось, что краевые образования на Стырь-Горыньском междуречье развиты только на двух участках. В их пространственном положении наблюдается следующая закономерность. К югу от долины Бережанки, где располагалась внешняя часть Стырской лопасти, краевой комплекс гляциальных форм рельефа ориентирован по осевой линии в северо-восточном направлении. Севернее Бережанки, в области основного массива тающего льда, эти формы протягиваются в широтном направлении.

Морфологические типы аккумулятивных форм рельефа периферийной части Стырской лопасти. Ледниковые формы рельефа, образовавшиеся во внешней части Стырской лопасти, представлены Рафаловской конечно-моренной грядой и двумя большими гравийно-песчаными массивами, расположенными между грядой и нижним течением р. Бережанки. В плане оба массива имеют конусообразную форму и среди низменных заболоченных пространств занимают центральную часть междуречья (рис. 1). В генетическом отношении они являются грандиозными флювиогляциальными дельтами. Подобные формы рельефа, развитые в Прибалтике, называют «сопутствующими» (Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971), а на североамериканском континенте — «достроенными» (Флинт, 1963).

Наиболее сложное образование — западный массив или Полицко-Владимирецкая флювиогляциальная дельта. Ее плановое положение и северо-восточная ориентировка гребня свидетельствуют о радиальном нарастании дельтовых выносов в глубь лопасти. Первоначальные их звено, называемое нами Полицкой дельтой, имеет небольшую длину по гребню и широкую дистальную часть. Основание ее раструба начина-

положенных западнее, из-за залесенности местности проследить не удалось.

Исходя из морфологии и внутреннего строения, формирование этих гряд представляется следующим образом. Материал, слагающий основное тело дельты, отлагался подледниковыми потоками в полостях льда по мере отступления края лопасти в направлении, обратном направлению движения материкового льда. Гребневые холмы, венчающие дельтовые выносы, надстраивались на их поверхности при крайне кратковременных остановках толщи льда. Грубый валунно-галечный материал отлагался на теле дельты потоками, дренирующими поверхность ледяного массива по радиальным промоинам и трещинам.

Помимо волнистого продольного профиля дельт заслуживают внимания и масштабы дельтовых выносов. Если Полицкая дельта характеризуется широким, втрое превышающим длину дельты раструбом, то основание последующей дельты суживается по сравнению с первой почти вдвое. Формирование же окончательного звена дельтовых выносов завершилось к северу от с. Каноничи узкими песчано-гравийными грядами, внешне сходными с типичной валунно-галечной озовой грядой.

Восточный массив дельтовых выносов, или Дубовско-Кидринская флювиогляциальная дельта, характеризуется в гребневой части более выразительными формами водно-ледниковой аккумуляции. Во внешней части дельты озовые конусы развиты к северо-западу от с. Дубовая Гора. Они представлены двумя короткими (высотой до 25 м) грядами с выпуклыми склонами и слившимися раструбами. Гребни гряд вытянуты в северо-западном направлении и лежат друг от друга на расстоянии 1,5 км. Конечная часть дельты, расположенная юго-восточнее с. Кидры, представлена тремя озами, образующими дугу, обращенную выпуклостью к востоку. Длина гряд колеблется от 700 м до 1,2 км, ширина у основания не превышает 750 м, а высота гребня над подошвой 30—35 м. Наиболее яркий пример озового центра — южный холм эллипсоидальной формы с симметричными выпуклыми склонами и вершиной, приуроченной почти к центру эллипса. Восточный и северный озы имеют в поперечном сечении асимметричные, выпуклые склоны. У первого дистальная часть низкая и узкая, проксимальная — широкая и высокая. Озы с подобными морфологическими особенностями эстонские исследователи называют кометовыми (Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971). Северный оз характеризуется противоположной асимметрией: он имеет широкую и высокую дистальную часть с крутизной склона до 25—30°, а гребень с крутизной, не превышающей 10°, полого снижается в проксимальном направлении.

Морфологические типы аккумулятивных форм рельефа внутренней зоны Стырской лопасти. Дельтовые выносы, развитые севернее долины Бережанки, представлены песчано-гравийными флювиогляциальными скоплениями — зандро-дельтами. Наиболее типична Бережницкая зандро-дельта, вытянутая в широтном направлении на 8 км. Ее головная часть без видимой связи с соседними дельтовыми выносами теряется восточнее с. Осова среди долинообразных, пологосклоновых заболоченных понижений. Выразительна дистальная часть зандро-дельты с шириной основания до 3,5 км. К ней приурочены и максимальные отметки, достигающие 185 м. Остатки подножия дистальной части Бережницкой дельты сохранились и на участке междуречья Горынь — Случь в виде двух подковообразноизогнутых дюн, протягивающихся от с. Балятичи на севере до северной окраины с. Ремчицы на юге.

Строение дельтовых отложений в дистальной части прослежено севернее г. Бережницы в береговом обрыве высотой до 50 м. Дельтовые выносы, наклонно залегающие на толще древнего аллювия Горыни и перекрытые голоценовой подзолистой почвой, образуют три фациаль-

но различные пачки. Нижняя, подстилаемая аллювием пачка мощностью до 2,6 м состоит из выдержанных по простиранию прослоев плотного, коричневого песка, чередующихся с более тонкими прослоями хорошо промытого, светло-серого песка. Мощность верхних, обогащенных галечно-щебнистым материалом ожелезненных прослоев достигает 0,25 м. Книзу она уменьшается, и слоистость в нижней половине пачки становится невыдержанной. Средняя пачка мощностью до 1 м — охристо-коричневые, хорошо промытые разнотернистые пески с много-степенной, перекрестной, косой слоистостью с углом наклона от 5 до 10° и преобладающим восточным падением слоев. Она содержит большое количество обломочного материала, среди которого преобладают кремни, обломки белемнитов, реже встречаются песчаники. Верхнюю пачку дельтовых отложений слагают желтовато-серые разнотернистые пески со слабовыраженной и невыдержанной слоистостью в основании толщи.

Наибольшая по размерам Дубровицко-Литвицкая система дельтовых выносов пересекает Стырь-Горыньское междуречье в широтном направлении. В отличие от Бережницкой она состоит из нескольких зандро-дельт. Начальное ее звено — Дубровицкая зандро-дельта представлена нешироким (до 1,5—2 км в поперечнике) валообразным поднятием длиной до 8 км. Гребневая часть вала осложнена цепочкой песчано-гравийных холмов с отн. высотой до 10—15 м. В восточной половине вала, где его подножие суживается к долине Горыни, расстояние между холмами колеблется от 500 м до 1 км. В западной части, расширяющейся до 4 км, расстояние между холмами достигает 2 км. В том же проксимальном направлении возрастают и абс. отн. наиболее высоких холмов.

К северо-западу от с. Залешаны концевая часть Дубровицкой дельты сочленяется с головной частью соседней Мочулищенской дельты, гребень которой отклоняется на север под углом, близким к прямому. По своей морфологии она сходна с Бережницкой дельтой; имеет в плане конусообразную форму и широкую дистальную часть, к которой приурочены максимальные отметки. Водораздельная линия гребня смещена к западу, в результате чего западный склон прямой и более крутой, восточный — пологий.

Завершающим звеном в системе нарощенных массивов флювиогляциальных песков является Литвицкая зандро-дельта, расположенная на одной линии с гребнем Дубровицкой и превышающая по площади Дубровицкую и Мочулищенскую дельты вдвое. Для нее характерно обратное соотношение длины и ширины дистальной части: ширина основания ее конуса составляет 12, а длина по гребню — не более 10 км. Головная часть дельтовых выносов — узкий, невысокий песчаный вал, расположенный между большим болотным массивом «Морочно» на севере и урочищем «Бахин» на юге, из которого берет начало р. Слуба.

Наиболее удаленная Селецкая зандро-дельта расположена в 7—8 км севернее Дубровицкой. К северу от нее развита снижающаяся в сторону Припяти зандровая равнина, абс. отн. которой не превышают 150 м. Селецкая дельта слагается из двух небольших нарощенных конусов, ширина основания которых вдвое превышает длину. В отличие от описанных дельт ее конусы выноса лежат не на коренном междуречье, а в пределах поймы Горыни, представлявшей собой в далеком прошлом эоценовую поверхность выравнивания. Вершина дельты сочленена в настоящее время с междуречьем узким перешейком. Максимальные мощности осадков обеих дельт приурочены к дистальной части, где наиболее высокие конусообразные холмы возвышаются над уровнем современной поймы на 10—15 м.

Последовательность дегляциации Стырской лопасти. Из приведенного материала вытекает, что во время осцилляции льды лопасти обла-

дали разнообразным динамическим режимом. В фазу разрастания лопасти наибольшая активность сохранялась в понижениях доледникового рельефа, где продвигались обособленные ледниковые потоки. Наиболее благоприятные условия для поступательного движения к югу были на отрезке долины Стыри между Старой Рафаловкой и с. Балоховичи, где абс. отм. поверхности коренного ложа составляют 140—150 м. О сильном размыве меловых пород в доднепровское время свидетельствует также и большая мощность аллювия, достигающая 20 м.

Расположенная на этом участке Рафаловская конечно-моренная гряда представляет собой фронтальное образование, повторяющее изгиб внешнего края Стырской лопасти. По масштабам накоплений она является наиболее мощной в пределах всего бассейна верхней Припяти. Ее максимальные отметки над урезом реки у с. Полонное более 50 м. Большая мощность сгруженного материала на узком участке свидетельствует, что фронтальная часть лопасти находилась в состоянии активности более длительное время, чем фронт ледника на соседних участках.

Наиболее важным этапом в развитии аккумулятивного рельефа Стырь-Горыньского междуречья была регрессивная фаза днепровского оледенения. В условиях возрастающей абляции влияние талых вод на формирование аккумулятивного рельефа во внешней зоне Стырской лопасти было значительно выше, чем в фазу разрастания оледенения. После его максимума прекратилась аккумуляция Рафаловской конечно-моренной гряды. Восточнее, между селами Полонное и Полицы, регрессивная фаза знаменовалась появлением качественно иных форм ледникового рельефа. На этом участке сформировалась Полицкая флювиогляциальная дельта. Бурением установлено, что между селами Балоховичи и Жолудск абс. отм. поверхности коренных пород порядка 180—190 м. К юго-востоку от этой линии они возрастают.

Таким образом, в фазу разрастания Стырской лопасти продвижение ее края происходило на участке со встречным уклоном поверхности коренных пород. Восточная, маргинальная часть лопасти имела небольшую мощность, поэтому благоприятных условий для накопления конечных морен здесь не было. Полицкий меловый цоколь служил ареной стока талых вод, выносивших дельтовые отложения по наружному краю Стырской лопасти.

Начальная фаза прогрессирующего потепления характеризовалась неустановившимся климатическим режимом. Нарастание гумидных условий сопровождалось непродолжительными вспышками похолодания, вызывавшего кратковременные остановки края льда. Поскольку дельтовые выносы служат показателями нарастающего потепления, то о количестве кратковременных и затухающих похолоданий после максимума оледенения можно судить по количеству дельтовых конусов, возникавших по мере скачкообразного отступления края лопасти.

Наиболее отчетливо второстепенные похолодания сказались при наращивании Полицко-Владимирецкой флювиогляциальной дельты. Помимо внешней Полицкой дельты здесь имеются еще два позднее «дostroенных» конуса выноса (рис. 1). На повторные вспышки похолодания и связанные с ними возможные подвижки края лопасти указывает также и иной петрографический состав галечно-валунного материала, слагающего возвышенные участки озовых центров. В отличие от состава крупнообломочного материала внешних гряд междуречья Стоход — Стырь в озовых центрах этой дельты в заметном количестве присутствуют эрратические породы — кварцевые порфиры дна Балтийского моря, рапакиви и разного рода граниты.

Такое сочетание конусов выноса в Полицко-Владимирецкой и Дубовско-Кидринской дельтовых системах специфично и свидетельствует о том, что между Старой Рафаловкой и долиной Бережанки отступление

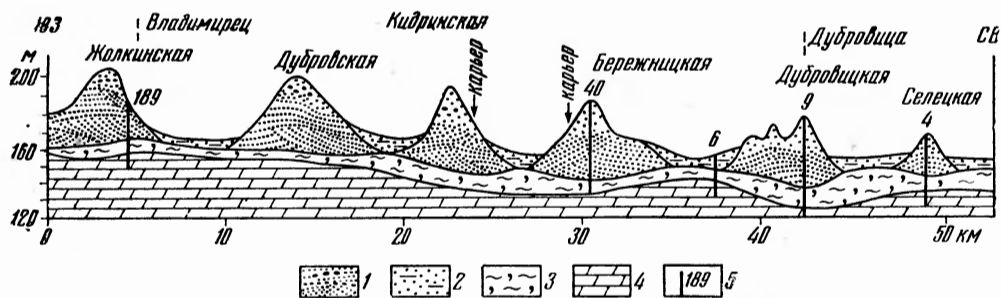


Рис. 2. Поперечный разрез через флювиогляциальные дельты и зандро-дельты по линии г. Владимирец — п. г. т. Селец

1 — флювиогляциальные отложения дельт стадии отступления (дегляциации) ледникового покрова ($fglQ_2^{dn}$); 2 — покровные флювиогляциальные отложения фазы полного отмирания ледника ($fglQ_2^{dn1}$); коренные породы: 3 — эоценовые (Pg_{kv}), 4 — верхнемеловые (K_1t); 5 — буровые скважины и их номера

Стырской лопасти не было последовательным. Поэтому в отношении неравномерного характера деградации льда в периферийной зоне мы полностью разделяем выводы А. А. Асеева, который рассматривая детали этого процесса, пишет следующее: «Если представить сильно выложенный и покрытый мореной ледниковый край со стекавшими к его подножию грязе-каменными потоками, т. е. условия, свойственные пассивному или мертвому льду, то ни о каком фронтальном убывании активного ледникового края не может быть и речи. В наземной обстановке сохранение крутого уступа ледникового края, отступающего параллельно самому себе, могло достигаться только при обильном притоке льда к краю и еще более значительной абляции» (Асеев, 1972а, стр. 52).

В зафронтальной части сокращение Стырской ледниковой лопасти происходило в условиях предельно отодвинувшейся снеговой границы далеко на север, благодаря чему таяние полей мертвого льда шло более быстрыми темпами. О полной потере его активности свидетельствует также и состав дельтовых выносов, в которых крупнообломочный материал практически отсутствует. Первоначальный, южный край разрушающегося массива мертвого льда граничил с широтным отрезком долины Бережанки. Маргинальный сток талых вод вдоль обособившегося ледяного массива к востоку подчеркивается сменой направления современного русла Бережанки с субмеридионального на широтное. На участке между с. Осова и Бережницей русло унаследовало прежнюю ложбину стока, по которой талые воды сбрасывались в долину Горыни.

Дубровицко-Литвицкая зандро-дельта, так же как и Бережницкая, приурочена к наиболее пониженным участкам верхнемеловой и палеогеновой поверхности, что подтверждается данными бурения (рис. 2). Дельтовые накопления и на этом участке фиксируют положение распавшихся и изолированных друг от друга массивов мертвого льда. В условиях прогрессирующего потепления они суживались и укорачивались на запад, благодаря чему уменьшалась и их мощность. В результате нижняя, придонная часть льда представляла в поперечном сечении как бы огромную линзу, лежащую в своеобразном «корыте» подледникового субстрата, открытого в сторону долины Горыни. Поверхность линз была к этому времени выположенной, а в приконцевой части имела характер ложбины, где и начиналось накопление и перераспределение моренного материала, выносимого талыми водами к краю разрушавшегося ледникового поля. Это подтверждается и результатами маршрутных и стационарных исследований, проводившихся

еще в предвоенные и пятидесятые годы на современных ледниках горных областей и островов советского сектора Северного ледовитого океана (Марков, 1955; Иверонова, 1952; Дибнер, Загорская, 1953; Коломыц, 1959, и др.). В этих работах подчеркивается, что накопление грубого материала, слагающего абляционные морены, начинается в промоинах и рывтинах, возникающих на поверхности выводных языков почти у фирновой границы. Потоки, дренирующие ледяной массив на перегибах его склона и переносящие валунный материал к его подножию, характеризуются крутым падением и значительным расходом.

Обособленный массив мертвого льда, располагавшийся на месте современной Дубровицко-Литвицкой зандро-дельты, стабилизировался при сокращении только однажды. Рубеж, на котором произошла стабилизация его края, проходил примерно между селами Грани и Литвица. Наступившее потепление привело к нарастанию завершающего звена дельтовых выносов, названного нами Литвицкой, зандро-дельтой. Зандровые поля между верховьями Стублы и долиной Припяти сформировались в условиях устойчивого режима потепления.

ЛИТЕРАТУРА

- Асеев А. А. Формы деградации материковых оледенений и типы краевых образований. В кн. «Краевые образования материковых оледенений». М., «Наука», 1972а.
- Асеев А. А. Деградация последнего европейского материкового оледенения и критерии гляциоморфологического изучения. В кн. «Ледниковый морфогенез». Рига, «Зинатне», 1972б.
- Дибнер В. Л., Загорская Н. Я. Конусообразные холмы в тундрах севера Сибири и связанные с ними проблемы. «Тр. ин-та геологии Арктики Главсевморпути», т. 72, вып. 4. Л.— М., 1953.
- Дорофеев Л. М. Волынский пояс ледниковых аккумулятивных форм рельефа, их положение и строение. «Матер. по четвертичному периоду Украины». Киев, «Наукова думка», 1974.
- Иверонова М. И. Процессы формирования современных морен в Тянь-Шане. «Тр. Ин-та географии», т. 49, вып. 2. М., 1952.
- Коломыц Э. Г. О некоторых особенностях перигляциальной геоморфологии в условиях Новой Земли. В кн. «Вопросы географии полярных стран». «Тр. геогр. фак-та МГУ». М., 1959.
- Маринич А. М. Геоморфология южного Полесья. Изд-во Киевского ун-та, 1963.
- Марков К. К. Сравнение древнеледниковых ландшафтов северной Европы и современных ледниковых ландшафтов северного Памира. В кн. «Очерки по географии четвертичного периода». М., Изд-во географ. лит., 1955.
- Раукас А., Ряхни Э., Мийдел А. Краевые ледниковые образования северной Эстонии. Таллин. «Валгус», 1971.
- Тутковский П. А. Орографический очерк Центрального и Южного Полесья. Типолитография тов-ва И. Н. Кушнеров и К°. М., 1913.
- Флинт Р. Ледники и палеогеография плейстоцена. М., Изд-во иностр. лит., 1963.
- Цись П. Н. Геоморфология УССР. Вид-во Львівск. ун-ту, 1962.

Институт геологических наук
АН УССР,
трест «Киевгеология»

Статья поступила
30.XI.1976

MARGINAL FEATURES OF THE STYR GLACIAL OSCILLATION (PRIPYAT DRAINAGE BASIN)

L. M. DOROFEEV, I. I. ZALESKY

Summary

At the Upper Pripyat drainage basin the ice lobe retreat was not unidirectional during the regression stage of the Dnieper glaciation. After the stabilization at the maximum phase the ice retreat changed into secondary advance (oscillation). During the growth of the Styr lobe the most active ice was confined to the lowest parts of the bedrock topography. Maximum deposition of debris was also selective at the lobe frontal part. The for-

mation of stationary (Rafalov) end moraine ridge was finished at the beginning of humid conditions. At the marginal part of the lobe within the area of bedrock uplift the increasing warming resulted in the formation of glaciofluvial deltas, their crestal parts representing elementary esker cones and esker centres. Delta outwash growth was only stopped by ice margin stabilization during short coolings. Later, when deglaciation of dead ice took place under conditions of continuous warming, only outwash plains were formed.

УДК 550.834 : 551.351 (262.5)

Р. А. КАЗАНЦЕВ, Р. В. ШАЙНУРОВ

КОНУС ВЫНОСА МУТЬЕВЫХ ПОТОКОВ ДУНАЙСКОГО ПОДВОДНОГО КАНЬОНА

Вопросам тектоники Черноморской глубоководной впадины в последнее время уделяется много внимания. О ее происхождении и внутреннем строении существуют различные мнения, в том числе и диаметрально противоположные (Апольский, 1974; Гончаров и др., 1966; 1972; Земная кора..., 1975; Москаленко, Маловицкий, 1974). Определенную роль при тектоническом районировании сыграли данные геоморфологических исследований (Гончаров и др., 1966; 1972). В частности, по результатам батиметрической съемки в западной части Черного моря В. П. Гончаровым был выявлен хребет Моисеева. Предполагалось, что выделенный морфологический элемент обусловлен поднятием фундамента и отображает сложное глубинное строение района. Эта точка зрения на строение хребта Моисеева поддерживается рядом исследователей до настоящего времени. Ими сделаны гипотетические выводы о связи данного хребта со складчатыми структурами Добруджи на прилегающей суше и с поднятием по «базальтовому» и «гранитному» слоям (Земная кора..., 1975; Строение..., 1972), а также о его связи с хребтом Архангельского, расположенным к северо-востоку от мыса Синоп (Земная кора..., 1975).

Совершенно иная точка зрения на внутреннюю структуру осадочного чехла в данном районе высказана американскими исследователями, выполнившими региональные батиметрические и сейсмические исследования в 1969 г. на НИС «Атлантис — II» (The Black Sea, 1974). По материалам проведенных работ ими выделяется здесь Дунайский конус — аккумулятивная форма, образованная мутьевыми потоками, получавшими (и получающими) питание за счет твердого стока Дуная.

В связи с этими разногласиями становится очевидным, что выяснение природы хребта Моисеева имеет принципиальное значение при дальнейшем тектоническом районировании глубоководной впадины Черного моря.

Проведенные НПО «ЮЖМОРГЕО» в 1975—76 гг. сейсмические исследования в западной части Черного моря позволили уточнить существующие представления о строении верхней части осадочного чехла и дали новые сведения о внутренней структуре хр. Моисеева. На временных разрезах отчетливо видно, что осадочная толща, характеризующаяся относительно тонкой слоистостью, осложнена линзовидными телами, являющимися, вероятно, конусами выноса мутьевых потоков, сформировавшихся в разное время (рис. 1). Наиболее молодой из них — слагающий верхнюю часть разреза осадочной толщи — закар-